

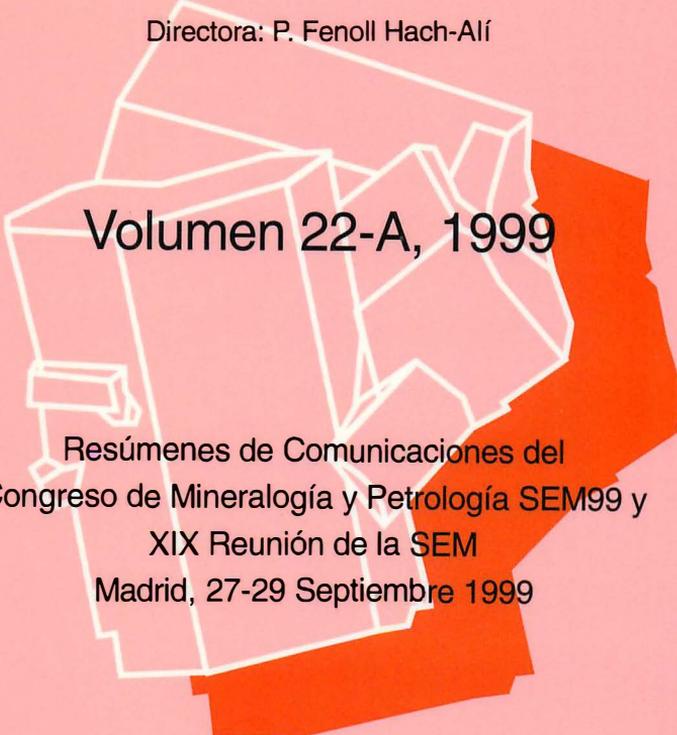
Boletín de

la Sociedad Española de

Mineralogía

Una revista europea de Mineralogía, Petrología,
Geoquímica y Yacimientos Minerales

Directora: P. Fenoll Hach-Alí



Volumen 22-A, 1999

Resúmenes de Comunicaciones del
Congreso de Mineralogía y Petrología SEM99 y
XIX Reunión de la SEM
Madrid, 27-29 Septiembre 1999

Publicado por la Sociedad Española de Mineralogía con la colaboración del
Ministerio de Educación y Cultura
y de la Universidad Complutense de Madrid

Sociedad Española de Mineralogía. Alenza,1 E-28003 Madrid

**Boletín de la
Sociedad Española de Mineralogía**

Vol.22-A

Periodicidad anual

I.S.S.N. 0210-6558

XIX REUNIÓN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGÍA

Madrid, 27-29 Septiembre 1999

Volumen 22-A, 1999

(Resúmenes de Comunicaciones)

**Publicado por la Sociedad Española de Mineralogía
con la colaboración de
la Universidad Complutense de Madrid y
el Ministerio de Educación y Cultura**

.....
**Sociedad Española de Mineralogía
Alenza, 1 - 28003 Madrid**

XIX REUNIÓN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGÍA

Madrid, 27-29 septiembre 1999

ORGANIZA

Sociedad Española de Mineralogía
y
Departamento de Petrología y Geoquímica
Universidad Complutense de Madrid

COMITÉ ORGANIZADOR

Presidente

Dr. Cesar Casquet Martín

Secretaria organización

Dra. Magdalena Rodas González

Tesorerera

Dra. Carmen Galindo Francisco

Responsables de excursiones científicas

Dr. José González del Tánago

Dr. Cesar Casquet Martín

Rafael Lozano Fernández

Dr. José Fernández Barrenechea

Dra. Magdalena Rodas González

Dr. Alfredo Arche Miralles

Colaboradores en la organización

Ruth González Laguna

Miguel Angel Sanz Santos

Depósito Legal: GR-491-1990

Maqueta e Imprime: Aire Comunicaciones, S.L.

Tel: 91 843 91 12

COMITÉ CIENTÍFICO

Presidente:

Mercedes Doval Montoya

Vocales:

Fernando Tornos Arroyo

Francisco Velasco Roldán

M^a Angeles Bustillo Revuelta

Emilio Galán Huertos

M^a Victoria López-Acevedo

Carlos Villaseca González

I.S.S.N. 0210-6558

Índice

Conferencias

Can reliable compositional data be obtained from fluid inclusions / Banks, D.	1-2
Meteorización de los lodos piríticos de Aznalcóllar / Domènech, C. / Ayora, C.	3-4
Recent advances the study of low-grade metamorphism / Frey, M.	5-6

Comunicaciones

Factores que controlan la evolución de los parámetros cristaloquímicos y las asociaciones minerales en los sedimentos del grupo Enciso (Cretácico inferior). Cuenca de Cameros. La Rioja (Norte de España) / Alonso-Azcárate, J. / Rodas, M. / Barrenechea, J.F. / Mas, J.R.	7-8
Formación de calcretas laminares sobre depósitos aluviales: control biogénico y significado paleogeográfico / Alonso-Zarza, A.M. / Silva Barroso, P.G.	9-10
Desarrollo de Paleosuelos en dos contextos fluviales distintos: el Buntsandstein superior del oeste de la Cordillera Ibérica / Alonso-Zarza, A.M. / Sopeña, A. / Sánchez-Moya, Y.	11-12
La mineralización aurífera de Fosas de Vila / Asensio, B. / Pagés, J.L. / Sierra, J.	13-14
Incorporación de bario sobre superficies {10 $\bar{1}$ 4} de calcita / Astilleros, J.M. / Pina, C.M. / Fernández-Díaz, L. / Putnis, A.	15-16
El gabro coronítico de la Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas (Argentina): condiciones P-T de la etapa coronítica / Baldo, E.G.A. / Murra, J.A. / Casquet, C. / Galindo, C. / Saavedra, J.	17-18
Distribución de sulfuros de Ni-Cu-Fe y de minerales del grupo del platino en la mineralización intramagmática de Aguablanca (Badajoz): implicaciones genéticas / Bomatí, O. / Ortega, L. / Lunar, R. / Sierra, J. / Moreno, T. / García Palomero, F.	19-20
Estados estructurales del ópalo CT en rocas opalinas sedimentarias e hidrotermales / Bustillo, M^a.A. / García, R. / García Pérez, M^a.V.	21-22
Los diagramas <i>ISOCOM</i> como método de estudio de cambio de masas y su aplicación a la génesis de silcretas / Bustillo, M.A. / Bustillo, M.	23-24
Mineralogía y texturas del depósito aurífero de Palai (Carboneras, Almería). Datos preliminares / Carrillo Rosúa, F.J. / Morales Ruanoa, S. / Fenoll Hach-Alí, P. / de la Fuente Chacón, F. / Contreras López, E.	25-26
Minería y mineralogía del Reino de Valencia en las "Observaciones..." de A.J. Cavanilles (1745-1804) / Casanova, J.M. / Ochando, L.E. / Gozalo, R.	27-28
Evidence of cristal contamination in magmas and Ni-Cu ores in the Santa Olalla del Cala Plutonic Complex (Badajoz, Spain) / Casquet, C. / Galindo, C. / Tornos, F. / Velasco, F.	29-30
El análisis digital de imagen en mineralogía: útil o quimera? Una crítica metodológica / Castroviejo, R.	31-32
Significado petrogenético del epidoto en las granodioritas famatinianas de la Sierra de Chepes, Argentina / Dahlquist, J.A.	33-34
Caracterización geoquímica del magmatismo ácido en el eje volcánico de Paymogo (Huelva), Faja Pirítica Ibérica / Donaire, T. / Pascual, E. / Sáez, R.	35-36
Experimental investigations on the generation of granodiorites, tonalites, trondhjemites and Mg-norites in an atypic subduction zone, AMB, SW Spain / El Hemidi, H. / El Biad, M. / Castro, A.	37-38
Evolución tectonothermal del basamento de la Cordillera Central Dominicana, Isla de la Española / Escuder Viruete, J. / Hernáiz Huerta, P.P.	39-40

Cálculo de diagramas de equilibrio de fases y su aplicación geotermobarométrica en eclogitas / Escuder Viruete, J. / Shimani, M. / Muñoz, M.	41-42
(Ca,Mn)CO ₃ -H ₂ O: termodinámica y conducta efectiva de cristalización en gel de sílice / Fernández-González, A. / Prieto, M.	43-44
Caracterización mediante espectroscopia MOSSBAUER de los óxidos de hierro y hierro-titanio de los placeres costeros del suroeste de España / Fernández Caliani, J.C. / Stievano, L. / Leotta, G. / Calogero, S. / Galán, E.	45-46
Mineralogical characterization of stream sediments from Portugal. Preliminary results / Ferreira, A. / Rocha, F. / Pinto, M.S.	47-48
Evolución de los fluidos asociados a la mineralización de As-(Ag) de Bustarviejo (Sistema Central): estudio preliminar / García, E. / Vindel, E. / López García, J.A.	49-50
Un proceso de mingling en las Islas Columbretes: diversidad química / García, R. / Aparicio, A.	51-52
Rellenos hidrotermales con minerales cálcicos en fallas del Plutón de la Cabrera (Sistema Central Español). Estudio de inclusiones fluidas / González, R. / Lozano, R.P. / Casquet, C.	53-54
Distribución de elementos traza en las cromitas y los silicatos asociados en cromititas del Macizo Iherzolítico de Ojén (Provincia de Málaga) / Gutiérrez-Narbona, R. / Gervilla, F. / Fenoll Hach-Alí, P. / Garrido, C.J. / Bodinier, J.L.	55-56
Caracteristiques generales de la formation à galene et fluorine de la Haute Moulouya (Maroc) / Jermouni, A.A. / Casquet, C.	57-58
Mineralogía y propiedades mecánicas de arcillas cretácicas de Castellón / Jordán, M.M. / Sanfeliu, T. / de la Fuente, C. / Martín, J.D.	59-60
Evaluación mineralógica de muestras de mercado de lapislázuli y turquesa / López Andrés, S. / Lozano, R.P.	61-62
Bolsadas pegmatíticas con cavidades rellenas de minerales hidrotermales en el plutón de La Cabrera (Sistema Central Español). Modelo de evolución / Lozano, R.P. / Casquet, C. / González, R.	63-64
Las colecciones históricas de rocas del Museo Geominero (ITGE, Madrid) / Lozano, R.P. / Rodrigo, A. / Rábano, I.	65-66
Consideraciones geoquímicas y de procedencia, entorno a la ocurrencia de allanitas en el anticlinal del Pégado (Cuenca de Cameros, España) / Mantilla Figueroa, L.C. / Casquet, C. / Mas, J.M.	67-68
Caracterización físico-química de un vidrio volcánico de la Patagonia / Marino, V. / González-Oliver, R. / Acosta, A. / Rincón, J.Ma. / Romero, M.	69
Las diatomitas de la Patagonia y su posible uso como materia prima para la obtención de materiales cerámicos / Marino, V. / González-Oliver, J.R. / Acosta, A. / Rincón, J.M ^a . / Romero, M.	71
Filones de cuarzo del Sistema Central: distribución y caracterización de los fluidos asociados / Martín Crespo, T. / López García, J.A. / Vindel, E.	73-74
Minerales accesorios en el área anatética de Sotosalbos (Segovia, Sierra de Guadarrama) / Martín Romera, C. / Villaseca, C.	75-76
Mineralogía y ceramidad de las arcillas triásicas (Facies Buntsandstein) de la Sierra de Espadà (Castellón) / Martín, J.D. / Sanfeliu, T. / de la Fuente, C.	77-78
Influencias de las características petrográficas en el estado de alteración del interior de la catedral de Cádiz / Ortiz, P. / Vázquez, M.A. / Guerrero, M.A. / Galán, E.	79-80
Caracterización microestructural de Niobio-tantalitas de Avión y Beariz (Ourense) / Otero Díaz, L.C. / García García, F.J. / Fernández Díaz, L.	81-82

Las colecciones mineralógicas del Museo Geominero (TIGE, Madrid) reestructuración de la exposición permanente / Paradas Herrero, A.	83-84
Computing phase diagrams for aqueous systems involving non-ideal solid solutions from first principales calculations / Prieto, M. / Becker, U. / Fernández-González, A. / Putnis, A.	85-86
Tendencias en la evolución cristaloquímica de la esmectita en la alteración de una bentonita en condiciones básicas a temperaturas moderadas / Ramírez, S. / Cuevas, J. / Leguey, S.	87-88
Evolución térmica de los materiales de la cerámica San Antolín (Palencia) / Redondo, J.L. / Del Valle, A. / Llorente, L. / Luis, R.	89-90
Estudio de las mineralizaciones filonianas de Sn, W y Sulfuros del borde sur del granito de Bañobárez. Salamanca, (España) / Reguilón, R.Mª. / Aguar, A. / Jiménez, E. / Rodríguez, I.	91-92
Mineralogía de los filones de cuarzo con W-Au de mina Saturno. Valderrodrigo, Salamanca (España) / Reguilón, R.Mª. / Rodríguez, I. / Jiménez, E.	93-94
Caracteres geoquímicos y físico-químicos del filón El Cobre, distrito de Linares-La Carolina (Jaén), España / Rodríguez Sastre, M.A. / Palero Fernández, J. / Martín Izard, A.	95-96
Tipología de biotitas del granito hiperaluminoso de Capillitas, Catamarca, Argentina / Rossi, J.N. / Toselli, A.J. / Pellitero, E. / Saavedra, J. / Sial, A.N.	97-98
Análisis de procedencia de materias primas en arqueometalurgia de Cu mediante isótopos de Pb. El caso de Cabezo Juré, Alosno, Huelva / Sáez, R. / Linares, J.A. / Chiaradia, M. / Nocete, F.	99-100
A fluid inclusión study on some VHMS deposits from the northern Iberian Pyrite Belt (SW Spain) / Sánchez España, J. / Velasco, F.	101-102
Constraints on the hercynian metamorphism in the norther IPB: ore textures and phyllosilicate crystallinity / Sánchez España, J. / Velasco, F.	103-104
Caracterización mineralógica del particulado atmosférico sedimentable de la provincia de Castellón / Sanfeliu, T. / Jordán, M.M. / Gómez, E.T. / Álvarez, C.	105-106
Análisis estructural de minerales mediante difracción de electrones oblicua / de Santiago Buey, C.	107-108
Variación de la microfábrica de un sedimento arcilloso: fenómenos de compactación e hinchamiento / de Santiago Buey, C. / Suárez Barrios, M. / García Romero, E. / Doval Montoya, M.	109-110
Composición mineralógica y respuesta espectral (visible-infrarrojo cercano) de unidades morfosedimentarias cuaternarias / Suárez Barrios, M. / García-Melendez, E. / Sánchez Santos, J.M.	111-112
La monacita del macizo alcalino de Catalão I (Goiás, Brasil) / de Toledo, M.C.M. / Fontan, F. / de Oliveira, S.M.B. / de Parseval, P. / Ribeiro, C.C.	113-114
Las mineralizaciones de talco de Puebla de Lillo (León): geoquímica isotópica y modelo genético / Tornos, F. / Spiro, B.	115-116
Composición y ambiente geoquímico de las aleaciones Au-Ag-Hg en los sulfuros masivos de la Faja Pirítica Ibérica / Velasco, F. / Yanguas, A. / Sánchez-España, J. / Yusta, I. / Tornos, F.	117-118
Intercrecimientos simplectíticos de Jaskolskiita-Bournonita-Galena en los sulfuros masivos del yacimiento de Migollas (Faja Pirítica Ibérica) / Yanguas, A. / Velasco, F.	119-120
Índice de Autores	121-123
Normas de publicación de manuscritos	124-126
Ficha de inscripción a la S.E.M	127

CAN RELIABLE COMPOSITIONAL DATA BE OBTAINED FROM FLUID INCLUSIONS

Banks, D

School of Earth Sciences, University of Leeds, Leeds, LS2 9JT U.K.
e-mail: D.Banks@earth.leeds.ac.uk

Fluid inclusions contain the remains of crustal fluid processes that operated in the geological past. They contain fluids that, in general, cannot be directly sampled today and so their chemical composition is an invaluable record of fluid origin of and interactions with rocks during flow through the crust. The obvious goal is to be able to analyse individual inclusions for their electrolyte content and currently different instrumental approaches are under investigation. The small mass of material available from inclusions places severe constraints on the instrumentation, as does the problem of standardisation. Proton induced X-ray emission/gamma emission (PIXE, PIGE), synchrotron X-ray fluorescence, Laser ablation plasma emission spectroscopy, Cryo-SEM-EDS and Laser ablation ICP-MS are the favoured techniques at the present time. It is likely that in the future LA-ICP-MS will become the standard technique as it will deliver the best quality data for a large range of elements, be easiest to use and be in a price range which is affordable.

However there is still a place for analysing bulk samples especially where samples contain one dominant fluid. In the past 10's to 100's of grams of material was needed to obtain enough electrolytes for analysis but with improvement in instrumentation multi-element and isotopic analyses can be obtained from samples of 1 gram or less.

It is not sufficient to obtain analyses from fluid inclusions; the data has to be able to be interpreted within the geological context from which the fluids originated. As examples of this two case studies are presented. The first examines the fluids present during Alpine thrusting in the Central Pyrenees and the second shows how the data has constrained the fluids involved in emerald mineralisation in Colombia.

Quartz filled veins and fractures, which formed late in the Alpine thrusting of the Central Pyrenees, contain inclusions of hypersaline Na-Ca-Cl brines. The salinity is similar, irrespective of the vein or the wall rocks, but there are large variations (particularly in the Na/Ca ratio). Chemical analyses of the fluid inclusions, Na, K, Ca, Mg, Ba, B, Li, Sr, Fe, Mn, Pb, Zn, Cu, F,

Cl, Br, and Sr and Pb isotopes reveals that the fluid chemistry is strongly influenced by the local rocks. Triassic mudstones and Cretaceous limestones acted as sources for the vein fluids during late thrusting and the composition of the fluids was dependent on the proximity of these lithologies. Sr and Pb isotopes of the fluids and host rocks confirm that the Na-rich fluid was in equilibrium with Triassic mudstones and Ca-rich fluids in equilibrium with the Cretaceous limestones. However, the similarity of the Br/Cl ratio and the consistent high salinity of the fluids indicate that they were originally derived from a single source but progressively changed their cation and isotope chemistry through interaction with different host rocks. The original source is likely to have been Triassic connate waters.

Emerald mineralisation in Colombia is located in two distinct zones along the borders of the Eastern Cordillera, some 80 km apart. Mineralisation in the western zone has been dated at c. 35 Ma whereas the eastern zone it is 30 Ma older. Crush leach analysis of the electrolyte chemistry of fluid inclusions contained in emerald, quartz, calcite, dolomite and fluorite from both zones, demonstrate that in each zone two distinct brines were associated with emerald mineralisation with many samples yielding intermediate compositions. Fluid 1, mainly found in fluid inclusions in emeralds, is dominated by NaCl with high Cl/Br ratios indicating that the salinity was derived by dissolution of halite, most probably from the local salt diapirs. Fluid 2, found notably in fluid inclusions in quartz, which is paragenetically later than the emeralds, is of similar salinity but contains less Na and significant concentrations of Ca-K-Fe-Cl and other cations. It has lower Cl/Br ratios, more comparable to formation waters, but nevertheless attained part of its salinity by halite dissolution. Bivariate plots of almost all cations have linear/sublinear trends, regardless of the locality from which the samples originated or the mineral hosting the inclusions, and demonstrate that mixing of the two saline fluids has occurred. The same two fluids occur in both eastern and western zones, despite the difference in space and time, and it is inferred that this is because the fluids were rock controlled by interaction with evaporites and black shales in both instances. It is proposed that beryllium was transported as Be-F complexes in the NaCl-fluid, which leached Be during minor reaction with wall rock, possibly following previous albitisation. Mixing of the brine with the more calcic one resulted in precipitation of fluorite and parisite, and hence destabilised Be-F (and Al-F) complexes, leading to emerald precipitation.

These studies demonstrate the wealth of data that can be obtained by older techniques, which is only now being matched by LA-ICP-MS, and that irrespective of the method of analysis good quality fluid inclusion data offers major advances in understanding crustal fluid flow.

METEORIZACIÓN DE LOS LODOS PIRÍTICOS DE AZNALCÓLLAR

Domènech, C y Ayora, C

Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC, Barcelona

Como consecuencia del accidente minero del 25 de abril de 1998, 4 hm³ de lodo pirítico cubrieron 4000 hm² del valle del río Guadiamar con una capa de 5 cm a 1 m de potencia. De las estimaciones actuales (vuelo INTA- ITGE) se deduce que queda lodo residual en aproximadamente el 6 % del terreno originalmente cubierto de lodos. Este lodo se halla mezclado con los primeros cm de suelo arcilloso o arenoso, aunque en el caso de gravas puede haber penetrado hasta profundidad mayor que 0.5 m.

En primer lugar se ha medido la velocidad de disolución del lodo en agua saturada en O₂ atmosférico por medio de experimentos de flujo continuo. La velocidad obtenida (a 25°C) para los diferentes sulfuros que forman parte del lodo (pirita, calcopirita, galena y esfalerita) está comprendida entre 1.0×10^{-9} y 8.5×10^{-9} mol m⁻² s⁻¹ (superficie reactiva calculada a partir de la granulometría). Según esta velocidad un cristal de lodo de 10 µm tardaría un año en disolverse. Estos resultados representan la máxima velocidad de disolución y de liberación de contaminantes. Sin embargo, factores como la disponibilidad de O₂ y de agua intersticial pueden limitar la disolución en la zona no saturada del suelo. Para evaluar estos procesos se están llevando a cabo experimentos de lixiviación sistemática de columnas de arcilla y de arena (representativos de dos tipos de suelos) con mezcla de lodo pirítico. Los resultados obtenidos hasta ahora indican que la oxidación en arenas (y gravas) no está limitada por la difusión de O₂ en los poros, y es próxima a la máxima esperada. Por el contrario, la oxidación en arcillas es un orden de magnitud inferior.

Una vez disueltos los lodos los contaminantes siguen caminos diferentes. El SO₄ Fe²⁺, Al, Zn, Cd y Co permanecen en solución y son transportados por el agua, que se infiltra o bien se evapora, en cuyo caso precipitan como sulfatos (melanterita, halotriquita, yeso, goslarita y bianchita). Los sulfatos son fácilmente disueltos por la lluvia. Si la evaporación no es intensa el Fe²⁺ se oxida a Fe³⁺ y precipita Fe(OH)₃ amorfo. El Cu parece comportarse de forma semejante, aunque sus concentraciones en solución son más erráticas. El Pb y As prácticamente no pasan a la solución, aunque todavía desconocemos el mecanismo de retención (precipitación de fases poco solubles, adsorción).

De lo descrito se deduce que la contaminación del agua por metales es esperable en las zonas de acuífero con arena y gravas (mayor concentración de lodo residual, mayor tasa de oxidación y mayor infiltración). Después de un año, este proceso se está observando en el río Agrio antes de su confluencia con el río Guadiamar, donde tanto el agua superficial como subterránea presentan valores de pH ácidos (3 a 4) y contenidos anómalos en metales (10 a 100 mg/l de Al, Fe y Zn). Para una concentración residual de lodo de 10% en peso el proceso de oxidación y emisión de contaminantes es esperable durante decenas de años.

RECENT ADVANCES IN THE STUDY OF LOW-GRADE METAMORPHISM

Martin Frey

Mineralogisch-Petrographisches Institut, University of Basel, Switzerland

Recent advances to determine metamorphic grade of very low-grade metapelites and metabasites will be reviewed. Main emphasis will be given to the continuum of prograde processes that occur in clay minerals during the transformation from diagenesis to metamorphism. Field examples from the Alps and elsewhere will be presented. The lecture will heavily rely on a recent textbook edited by Frey & Robinson (1999).

Referencias

Frey M. & Robinson D., eds (1999): Low-Grade Metamorphism. Blackwell Science, Oxford etc., 313 pp.

FACTORES QUE CONTROLAN LA EVOLUCIÓN DE LOS PARÁMETROS CRISTALOQUÍMICOS Y LAS ASOCIACIONES MINERALES EN LOS SEDIMENTOS DEL GRUPO ENCISO (CRETÁCICO INFERIOR). CUENCA DE CAMEROS. LA RIOJA (NORTE DE ESPAÑA).

J. Alonso-Azcárate (1) , M. Rodas (2), J.F. Barrenechea (2) y J.R. Mas (3)

(1) Facultad de Ciencias del Medio Ambiente, Universidad de Castilla - La Mancha, Fábrica de Armas, 45004 Toledo, España

(2) Departamento de Cristalografía y Mineralogía, Facultad de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España

(3) Departamento de Estratigrafía, Facultad de CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España

Los materiales del Grupo Enciso pertenecen a la Secuencia Depositional 5 (Barremiense superior-Aptiense inferior) de la Cuenca de Cameros. Estos sedimentos se depositaron en sistemas lacustres de tipo rampa de baja energía y bajo gradiente. Estos lagos eran muy someros y no estaban estratificados, presentando generalmente fondos bien oxigenados. Debido a su bajo gradiente, las facies marginales de los lagos van a alcanzar gran desarrollo, por lo que variaciones a pequeña escala del nivel del agua van a producir que extensas áreas se vean sometidas a exposición subaérea, como evidencian la gran abundancia de grietas de desecación y brechas de removilización. En este tipo de lagos es muy frecuente también la presencia de abundantes tramos de materiales siliciclásticos y una escasa presencia de evaporitas.

Se han estudiado una serie de muestras de grano fino (lutitas y margas) distribuidas en 6 columnas estratigráficas (Enciso, Munilla, Ambaguas, Grávalos, Arnedillo y Préjano) a lo largo de todo el Grupo Enciso. La asociación mineral encontrada en las muestras estudiadas fue: filosilicatos + cuarzo + feldespatos ± calcita ± dolomita. La asociación más frecuente de minerales de la arcilla encontrada está constituida por illita y clorita. También encontramos de forma esporádica caolinita, pirofilita, rectorita e interestratificados irregulares clorita/vermiculita, illita/clorita y clorita/esmectita.

Los valores del índice de cristalinidad de la illita (IC) están fuertemente afectados por la composición global de las muestras, presentando mejores cristalinidades las muestras siliciclásticas. Estas diferencias se hacen progresivamente menos importantes al ir aumentando el grado metamórfico. El índice de cristalinidad de la clorita (ChC) no se ve afectado por la composición global de las muestras.

En función de las asociaciones minerales y las cristalinidades de illita y clorita se han estimado las siguientes condiciones metamórficas para los materiales estudiados:

Los materiales de la columna estratigráfica de Enciso alcanzaron condiciones de anquizona cercanas al límite con la epizona, ligeramente superiores a las que afectaron a la serie de Munilla.

Los sedimentos de la columna estratigráfica de Ambasaguas alcanzaron condiciones de anquizona, algo menores que en las dos series anteriores. La serie de Grávalos se encuentra en el campo de la diagénesis profunda, en el límite con la anquizona. Por último, los materiales de las columnas estratigráficas de Arnedillo y Préjano estarían situados en el límite diagénesis-anquizona, presentando la serie de Préjano condiciones ligeramente superiores a las de Arnedillo. Por lo tanto, las máximas condiciones alcanzadas las encontramos en la serie de Enciso (zona depocentral), las cuales van progresivamente disminuyendo hacia el E, W y N en las demás series.

A pesar de tratarse de columnas estratigráficas potentes (algunas superan los 1000 m de espesor), no se observa una evolución vertical clara en las cristalinidades de illita y clorita ni en las asociaciones minerales. Este hecho está relacionado con el carácter hidrotermal del metamorfismo que afectó a este sector de la cuenca, así como con la heterogeneidad litológica que presentan las series, al estar formadas por una alternancia de materiales siliciclásticos y carbonatados, con diferentes permeabilidades y composición global. De esta forma, las facies sedimentarias han ejercido un importante control en los procesos de evolución durante la diagénesis y el metamorfismo de bajo grado.

FORMACIÓN DE CALCRETAS LAMINARES SOBRE DEPÓSITOS ALUVIALES: CONTROL BIOGÉNICO Y SIGNIFICADO PALEOGEOGRÁFICO.

A. M. Alonso Zarza (1) y P. G. Silva Barroso (2)

(1) Dptº Petrología y Geoquímica. Fac. C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040. Madrid.

(2) Dptº de Geología. Universidad de Salamanca. Escuela Politécnica Superior de Ávila. 05003 Ávila.

Introducción : En este trabajo se describen distintos tipos de calcretas laminares que se desarrollan sobre facies de abanicos aluviales. Tres de los perfiles de calcreta son perfiles inmaduros. Los restantes corresponden a perfiles muy desarrollados. En el presente trabajo intentaremos: 1) determinar el origen de estas láminas de calcreta y 2) establecer el modelo de formación de calcretas laminares en función de las tasas relativas de sedimentación y erosión.

1.- Perfiles inmaduros. Se han estudiado tres perfiles distintos situados en las Cuencas de Madrid (Perfil de Paracuellos) y Duero (Villacadima y Viñegra de Moraña). Los perfiles se desarrollaron sobre las facies distales de los abanicos aluviales neógenos que se extendían a ambos lados del Sistema Central. En los tres casos el sustrato son arcillas y arenas (de finas a muy gruesas) en las que se intercalan láminas de carbonato, de unos 3 cm de espesor y varios metros de longitud. Estas láminas desplazan y corroen al sustrato. Las distintas láminas aparecen espaciadas (cm a dm) dentro del mismo perfil y presentan conexiones verticales, lo que da al paleosuelo un aspecto en enrejado. Las láminas presentan distinta microestructura que se debe a: 1) los distintos organismos implicados, 2) al lugar dentro de la raíz donde se produce la calcificación y 3) a si la raíz estaba muerta o viva cuando se produjo la calcificación.

En el perfil de **Paracuellos de Jarama** las láminas de carbonato están formadas por un mosaico de cristales de calcita de unas 20mm de diámetro. En algunas ocasiones se observa que los cristales se sitúan en una esfera central rodeada por un anillo de micrita, que a su vez está rodeado por cristales de calcita, cuyo núcleo está hueco. Esta disposición de los cristales sugiere que la calcificación se produjo en la médula de la raíz (Alonso-Zarza et al., 1998a), probablemente cuando la planta aún estaba viva. En el perfil de **Villacadima**, las láminas están formadas por mallas de raíces calcificadas, cuya microestructura consiste en una masa micrítica muy rica en estructuras alveolares. La calcificación tuvo lugar en las paredes celulares y en los espacios intercelulares, pero sólo en la corteza de la raíz, lo que indica la asociación entre hongos y raíces en la corteza de la raíz (Alonso-Zarza, *in press*). En el perfil de **Viñegra de Moraña**, las láminas de carbonato están formadas por capas mucilaginosas cubiertas por cristales de calcita tipo "needle" que se formaron cuando la raíz estaba descomponiéndose en presencia de hongos.

2.- Perfiles maduros. Los perfiles estudiados se sitúan a techo de las superficies de los abanicos aluviales Pleistocenos de la Cuenca del Campo de Cartagena-Mar Menor y se desarrollaron tanto en las zonas proximales como distales (Alonso-Zarza et al., 1998b). Los perfiles de calcreta presentan espesores de más de 3 m y están formados por 7 horizontes: prismático, pulverulento, nodular, masivo, laminar, de gravas con cubiertas micríticas y brechoide. El horizonte basal suele ser el prismático y los perfiles suelen culminar con el horizonte brechoide. Dentro de un mismo perfil se pueden repetir distintos horizontes en distintas posiciones y frecuentemente se reconocen perfiles que pueden denominarse como compuestos, indicando truncaciones dentro del desarrollo del mismo debidas a procesos de erosión-sedimentación que interrumpieron la evolución de los perfiles. La presencia de estructuras alveolares, filamentos calcificados, granos con cubiertas micríticas, esferulitos, células de raíces calcificadas y calcíferas indican el origen biogénico de estas calcretas y la importancia de hongos y raíces en su formación.

Interpretación. El trabajo llevado a cabo permite interpretar que las láminas de calcreta reconocidas tanto en perfiles maduros como inmaduros se formaron por la actividad de raíces dentro del suelo y su desarrollo estuvo controlado por la relación entre las tasas relativas de sedimentación, erosión y formación de suelos. La presencia de las láminas en perfiles inmaduros, intercaladas entre sedimentos detríticos es indicativa de ambientes con sedimentación episódica, así, después de cada entrada de detríticos la superficie se mantuvo cierto tiempo estable y las mallas de raíces fueron capaces de establecerse y dar lugar a la formación de láminas de calcreta. Si la tasa de sedimentación es menor, las láminas pueden amalgamarse, pudiendo formarse potentes calcretas laminares, que reflejan mayor estabilización, sobre todo en las zonas proximales de los abanicos, pero que también estuvieron sometidos a procesos de erosión y sedimentación, como indica la presencia de perfiles superpuestos en las zonas distales.

Referencias :

- Alonso-Zarza, A.M., Sanz, M.E., Calvo, J.P. y Estevez, P. (1998 a). *Sedimentary Geology*, 116, 81-97.
- Alonso-Zarza, A.M., Silva, P.G., Goy, J.P. y Zazo, C. (1998b). *Geomorphology*, 24, 147-167.
- Alonso-Zarza, A.M. (in press). *Sedimentary Geology*.

DESARROLLO DE PALEOSUELOS EN DOS CONTEXTOS FLUVIALES DISTINTOS: EL BUNTSANDSTEIN SUPERIOR DEL OESTE DE LA CORDILLERA IBERICA.

A. .M. Alonso-Zarza (1), A. Sopeña (2) y Y. Sánchez-Moya (2)

(1) Dpt°. Petrología y Geoquímica. Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense. 28040 Madrid.

(2) Inst°. Geología Económica. Dpt° Estratigrafía. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040. Madrid.

Numerosas investigaciones llevadas a cabo en los últimos 15 años, han puesto de manifiesto que la arquitectura fluvial y la distribución de los suelos que se forman dentro de los sistemas fluviales, están estrechamente relacionados con la actividad tectónica, el clima y, en algunos casos, con las variaciones eustáticas. Este trabajo muestra un ejemplo, en el que el estudio integrado de la arquitectura fluvial, y de la micro y macromorfología de los paleosuelos asociados, permite aportar datos significativos para comprender la evolución de una cuenca fluvial y de su contexto tectónico.

Nuestro estudio se centra en el análisis de los paleosuelos desarrollados dentro de un sistema fluvial arenoso de tipo “braided”, (Buntsandstein superior), durante el Triásico inferior y medio, en la zona occidental del surco Ibérico. En este contexto, se han analizado dos áreas específicas de la cuenca de sedimentación, situadas en posiciones distintas en relación con la falla lítrica y el sistema de fracturas asociado que condicionó las variaciones de la subsidencia y por tanto la acumulación de secuencias fluviales. En el área de Riba de Santiuste, situada en el “hanging-wall”, la evolución de las secuencias sedimentarlas estuvo controlada por pulsos de subsidencia rápidos. Los depósitos fluviales corresponden a un cinturón de canales encajados que migraba de E a S, en respuesta a las pulsaciones tectónicas. En el área de Cercadillo, situada en el “foot-wall”, las tasas de subsidencia fueron menores, según se deduce del reducido espesor de la secuencia fluvial depositada, solo 60 m frente a los 223 m medidos en Riba de Santiuste.

Los **paleosuelos** tienen características distintas en las dos áreas estudiadas. En el área de **Riba de Santiuste**, su espesor máximo es de 1,5 m y están formados por dos horizontes diferenciados. El inferior, tiene una base con desarrollo gradual sobre las arcillas arenosas del sustrato y está constituido por arcillas rojas con nódulos dispersos de carbonato. Los nódulos, de unos 3cm de diámetro, son esféricos o cilíndricos. Este horizonte puede presentar un moteado verdoso y suele conservar relictos de la laminación inicial. El superior, con un espesor aproximado de 0.8 m, es un horizonte nodular, formado por nódulos esféricos y ocasionalmente prismáticos. Los nódulos, de unos diez centímetros de diámetro, están separados por películas de arcillas

fuertemente orientadas. Estos paleosuelos presentan un estadio de desarrollo III. El techo del perfil es muy neto en su contacto con las lutitas rojas suprayacentes. En el área de **Cercadillo**, los perfiles son mas potentes (hasta 3 m), maduros (hasta un estadio IV), y están formados por tres horizontes diferentes. Como en el caso anterior, la base de los perfiles es gradual y el techo neto. Los dos horizontes inferiores son similares a los del área de Riba de Santiuste. El superior, de aproximadamente 1 m, es un horizonte “platy” formado por láminas irregulares y onduladas de carbonato de unos 15 cm de espesor.

En los dos casos, los paleosuelos están constituidos por dolomía ferrosa: 50,9% de CaCO_3 , 45,2% de MgCO_3 y 4,4 %de FeCO_3 (valores medios). Muchas de las microfábricas características de las calcretas, no se han preservado, en los paleosuelos estudiados, debido a que la dolomitización posterior ha borrado muchos rasgos de la microestructura inicial. Los horizontes nodulares están formados por un mosaico denso de cristales de subeuhedrales de dolomita de 0,2 mm. Es muy frecuente la presencia de glaebulas formadas por arcillas muy orientadas. En los horizontes “platy”, las arcillas forman láminas irregulares dentro de los mosaicos de dolomita. Los cristales de dolomita presentan inclusiones de anhidrita y son frecuentes los cementos de yeso, dolomita y calcita. La morfología y los escasos rasgos micromorfológicos preservados, indican que estos perfiles son claramente pedogénicos. Inicialmente el precipitado dentro del suelo fue calcita, pero los ulteriores procesos diagenéticos, como dolomitización y cementación, han producido la pérdida de gran parte de la microestructura y mineralogía original.

Las diferencias en los estadios de madurez que presentan los paleosuelos de las dos áreas estudiadas, reflejan diferencias en las tasas de sedimentación. Como resultado de los distintos pulsos de subsidencia que afectaron al “hanging-wall” las tasas son mayores en el área de Riba de Santiuste. Los distintos episodios de subsidencia, estuvieron separados en el tiempo por etapas de tranquilidad que permitieron el desarrollo de suelos no muy maduros. En el área de Cercadillo, situada dentro del “foot-wall”, periodos más largos de estabilidad permitieron el desarrollo de paleosuelos más maduros.

LA MINERALIZACIÓN AURÍFERA DE FOSAS DE VILA

B. Asensio (1), J.L. Pagés (2) y J. Sierra (3).

(1) INIMA Servicios Europeos de Medioambiente

(2) Universidad de A Coruña. Fac. de Ciencias, Lab. de Xeoloxía.

(3) U C M. Fac. de Geológicas. Dpto. de Mineralogía y Cristalografía.

La mineralización objeto de estudio se encuentra situada en el sector occidental de la provincia de La Coruña, en la comarca del Xallas. Se emplaza en materiales pertenecientes al Dominio Esquistoso de Galicia Tras os Montes, en las proximidades de una zona de cizalla, de la que forma una rama anexa. (Pages & Chambol, 1988; Pagés 1992). Alberga un tramo de milonitas de potencia variable (0,5 - 2m) y unos filones de cuarzo (de 0,2 a 0,6 m de potencia). Ambas litologías se presentan mineralizadas.

Sobre esta estructura mineralizada se encuentran antiguas explotaciones de principio de siglo, tanto superficiales como subterráneas. No existen datos bibliográficos sobre esta mineralización. Diversas compañías realizaron trabajos de investigación minera, que al tener un fin económico, fueron de carácter confidencial. Gran parte de estos trabajos fueron realizados por Pagés, Argüelles y Asensio (1980-1992).

El yacimiento es contemporáneo con un proceso de deformación complejo, ductil-frágil (milonita-brecha) acompañado de un hidrotermalismo que comienza simultáneo con la milonización, hasta llegar a una fase de menor temperatura, que origina el relleno de fracturas frágiles que afectan a la milonita.

De todos los minerales opacos, la arsenopirita es con mucho el más abundante. Se presenta con dos morfologías diferentes, una masiva y cataclástica con desplazamientos micrométricos de los fragmentos cristalinos y ocasionalmente con bordes triturados. Contiene inclusiones de muchos de los demás minerales. Y otra idiomórfica, diseminada o que constituye pequeños núcleos de agregados cristalinos sin fracturar, y con una proporción muy superior de inclusiones. Este segundo tipo de arsenopirita, confiere a la mineralización una textura bandeada, debido a su crecimiento en planos de esquistosidad (Sp).

La pirrotina se presenta regularmente distribuida pero en escasa proporción, incluida en arsenopirita y sin alterar. Cuando se observa en ganga, tiene alteración incipiente a pirita-marcasita, pero sin llegar a presentar textura "bird eyes". Por el contrario la pirita con una distribución irregular, cuando aparece lo hace como mineral abundante. En la pirita hay que diferenciar una primaria en la que no se observa criterios para establecer su situación cronológica, y otra asociada a marcasita, como producto de descomposición de la pirrotina citada anteriormente.

La calcopirita aparece incluida en arsenopirita y sólo presenta mayores proporciones cuando se observa en la ganga, sustituida por digenita, calcosina y covellina. La galena es un mineral

frecuente, aparece incluida en arsenopirita, relacionada con pirita masiva, o cementando espacios vacíos. Así mismo se observa esfalerita, cobres grises y pirargirita muy escasa, scheelita, kobellita y molibdenita.

El mineral principal de esta mineralización pertenece a la serie oro-electrum. Se encuentra electrum en arsenopirita, o bien como inclusiones, con tamaños inferiores a 8 mm, junto con bismuto nativo y bismutinita, o bien en las fracturas de este sulfuro. El oro nativo, con tamaños hasta de 20 mm se situa en las fracturas de la arsenopirita y por lo tanto posterior a esta.

La alteración supergénica de los sulfuros de Fe y As, da lugar a la presencia de minerales descendentes de la serie mansfieldita-escorodita, beudantita, lepidocrocita y goethita.

En sentido amplio puede hablarse de dos estadios de la mineralización: El primero acompañado por la paragénesis hidrotermal: Cuarzo(Q1) - turmalina(1)- microclina - berilo - scheelita - apatito - y los minerales secundarios esfena - clinzoisita - sericita - moscovita y clorita. En el segundo estadio se observa Cuarzo (Q2) - turmalina (2) - fluorita - carbonatos - adularia - albita (rara) y los minerales de alteración, sericita, moscovita, clorita, esfena.

No hay un límite claro entre ambos estadios, ya que la deformación e hidrotermalismo son procesos superpuestos y/o continuos La secuencia paragenética sería:

En la secuencia paragenética observamos que los elementos metálicos Fe, As, Zn, Pb Ag etc., que aparecen en el primer estadio, continúan en el segundo, con características similares a las encontradas en las zonas de cizalla adyacentes, y en algunos casos no constituyen minerales propios hasta este último. Su importancia radica en que como consecuencia de una etapa hidrotermal tardía, en un régimen de deformación frágil, el oro precipita como mineral independiente y facilita su explotación. Este estudio sirve de punto de referencia para las restantes

cizallas mineralizadas, que constituyen las diversas ramas de la banda milonítica Limideiro - Busto en cuyo estudio se inscribe este trabajo.

	Minerales Tempranos (1 ^{er} Estadio)	Minerales Tardíos (2 ^{er} Estadio)	Minerales Descendentes
Pirrotina	_____		
Arsenopirita	_____		
Pirita	_____		
Marcasita		_____	
Calcopirita	_____	_____	
Digenita			
Calcosina			
Covellina			
Cobres Grises	_____		
Galena	_____		
Pirargirita	_____		
Esfalerita	_____		
Scheelita	_____	_____	
Bismuto nativo	_____		
Bimutinita	_____		
Kobellita	_____		
Electrum		_____	
Oro nativo (Libre)		_____	
Molibdenita	_____		
Escorodita			
Mansfieldita			
Beudantita			
Lepidocrocita			
Goethita			

Agradecimientos:

Los autores de este trabajo quieren expresar su agradecimiento a Aurora Argüelles por su aportación en los datos de microscopía de luz transmitida.

Referencias:

Pagés, J.L. y Chambolle, P.; (1988). Cuad. Lab. Xeológico de Laxe. Vol. 12. 261-271. Coruña.
 Pagés, J.L.; (1992). Cuad. Lab. Xeológico de Laxe. Vol 17. 349-362. Coruña.

INCORPORACIÓN DE BARIO SOBRE SUPERFICIES $\{10\bar{1}4\}$ DE CALCITA

J.M.Astilleros (1) , C.M. Pina (2), L. Fernández-Díaz (1) y A. Putnis (2)

(1) Dpto. Cristalografía y Mineralogía. Universidad Complutense. 28040 Madrid. España.

(2) Institut für Mineralogie. Universität Münster. Corrensstrasse 24. D-48149. Alemania.

Es bien sabido que la presencia de determinados iones en el medio de crecimiento puede afectar sustancialmente al proceso de cristalización, modificando la velocidad de avance de los escalones de crecimiento, la forma y altura de los mismos, así como el hábito cristalino y, lógicamente, la composición química de la fase que está creciendo (Chernov 1984; Sangwal, 1993). Resulta evidente que las características estructurales de las superficies de crecimiento (orientación y altura de los escalones, rugosidad, distribución y morfología de las PBCs (Periodic Bond Chains), etc.) juegan un papel esencial en el control de los procesos superficiales que tienen lugar en la cristalización. La microscopía de fuerza atómica (Atomic Force Microscope, AFM) permite observar en tiempo real a escala nanométrica las superficies minerales durante el crecimiento. Mediante el empleo de esta técnica es posible evaluar la interrelación entre la estructura de superficie e incorporación iónica, así como comprobar la validez de los modelos propuestos para dicho proceso (Paquette y Reeder, 1995).

En este trabajo se estudia el control estructural que las superficies $\{10\bar{1}4\}$ de la calcita ejercen sobre la incorporación de Ba a partir de solución acuosa, así como el efecto que este catión ejerce sobre los parámetros de crecimiento. Los experimentos realizados se llevaron a cabo a 25 °C en una celda de fluidos incorporada a un AFM. Las superficies utilizadas como sustrato se exfoliaron inmediatamente antes de cada experimento y las soluciones acuosas de CaCO_3 y BaCO_3 se prepararon por mezcla de soluciones de Na_2CO_3 , $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$ y Cl_2Ca . Se han realizado experimentos empleando soluciones con distintos grados de sobresaturación con respecto a calcita y variando la relación $[\text{Ba}]/[\text{Ca}]$ de las soluciones. Nuestras observaciones de AFM (ver fig. 1) muestran una clara anisotropía en el crecimiento de los escalones cristalográficamente no equivalentes de la cara $\{10\bar{1}4\}$ de la calcita a partir de soluciones sobresaturadas en calcita y ricas en Ba. Así, mientras los escalones con direcciones $[\bar{4}41]_-$, $[48\bar{1}]_-$ y $[010]_-$ apenas avanzan, los escalones paralelos, pero con sentidos de crecimiento opuestos y cristalográficamente no equivalentes, $[\bar{4}41]_+$, $[48\bar{1}]_+$ y $[010]_+$, crecen con velocidades en torno a 1 nm/s. Por otro lado, se observa también un aumento significativo en la altura y una modificación de la forma de los escalones de crecimiento, probablemente como consecuencia de la incorporación de Ba^{2+} en determinadas posiciones de la red cristalina. Esta incorporación selectiva es consistente con la distribución de rincones de crecimiento "abiertos", más favorables para la entrada de un catión grande como el Ba (1.34 Å), tal como propone Reeder (1996).

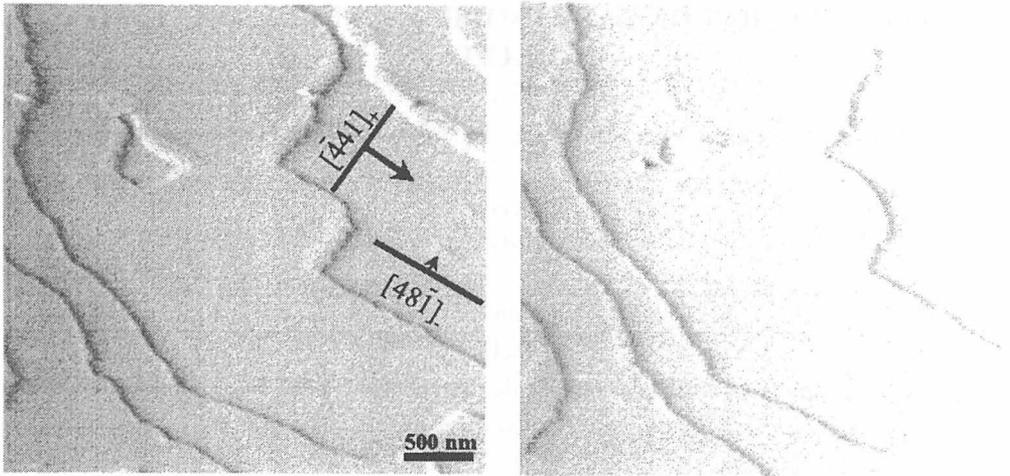


Fig.1. Imágenes de AFM mostrando el crecimiento anisótropo sobre una superficie $\{10\bar{T}4\}$ de calcita a partir de una solución sobresaturada en calcita ($\beta = [\text{Ca}][\text{CO}_3^{2-}]/\text{Kcal} = 5$) y con una concentración de bario $[\text{Ba}] = 4$ mmol/l. Las direcciones cristalográficas se han indicado siguiendo la nomenclatura utilizada por Staudt et al. (1994) para los escalones cristalográficamente no equivalentes de la calcita. La altura de dichos escalones es de $\sim 3\text{\AA}$. El intervalo de tiempo entre ambas imágenes es de 150 segundos.

Agradecimientos

J. M. Astilleros agradece a la Universidad Complutense de Madrid la financiación, dentro del marco del programa de becas de Formación del Personal Investigador, de su estancia en la Universidad de Münster. Agradecemos a la Unión Europea el apoyo prestado con la concesión de una beca “Marie Curie” a C. M. Pina.

Referencias

- Chernov A.A. et al. (1984). *Modern Crystallography III: Crystal Growth* (Springer, Berlin).
- Sangwal K. (1993). *J. Crystal Growth* **128** 1236-1244.
- Paquete J. & Reeder R.J. (1995). *Geochim. Cosmochim. Acta* **59** (4) 735-749.
- Reeder R.J. (1996). *Geochim. Cosmochim. Acta* **60** (9) 1543-1552.
- Staudt W.J., Reeder R.J. & Schoonen M.A.A. (1994). *Geochim. Cosmochim. Acta* **58** 2087-2098.

EL GABRO CORONITICO DE LA SIERRA DE VALLE FERTIL, SIERRAS PAMPEANAS ARGENTINA: CONDICIONES P-T DE LA ETAPA CORONITICA

E. G. A., Baldo¹, J. A. Murra¹, C. Casquet², C. Galindo² y J. Saavedra³

(1)-Conicet y U. N.C, Av. Vélez Sarsfield 299 (5000), Córdoba, Argentina.

(2)-Depto. de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. U.C.M. 28040 Madrid.

(3)-CSIC, Inst. de Agobiología y Recursos Naturales, 37071 Salamanca.

Se describen las características texturales y se calculan las condiciones P-T para una reacción coronítica entre olivino y plagioclasa en las metabasitas de la Sierra de Valle Fértil (SVF), en el sector occidental de las Sierras Pampeanas Argentinas. La SVF es un área de nexos entre dos sectores con historias tectono-termales y sedimentarias diferentes (figura 1); está constituida por una sucesión de metamorfitas de alto grado (neises metapelíticos, migmatitas estromatóficas, mármoles, rocas básicas y ultrabásicas) que son intruido por granitoides calcoalcalinos y pegmatitas peraluminosas de edad ordovícica inferior (Famatiniense). Las rocas básicas constituyen cuerpos concordantes con las metamorfitas de dirección NNO-SSE y representan un magmatismo de afinidad toleítica de bajo a medio K ($K_2O < 0,8\%$, $SiO_2 = 40-52\%$), con una clara impronta cortical ($^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.709$). La muestra estudiada (SVF-27b) se ubica en la quebrada de Las Juntas (Figura 1) y corresponde a un gabro de tipo troctolítico, (composición normativa: Pl = 71-73%, Ol = 22-25%, Cpx + Opx = 2-4%).

El gabro, conserva una textura ígnea poco modificada, excepto en las proximidades del olivino, a partir del cual se genera una textura coronítica. La asociación primaria (cristalizada a partir de un fundido) es: (símbolos según Kretz, 1983).

Pl (An 90-94) + Ol (Fa 22-24) + Opx (En 78, Al_2O_3 3,4%) + Cpx (Hed 15-18) + Sp (Mg/Fe = 0,2 - 0,8, $Cr_2O_3 = 11-20\%$) + Pirrotina + Pentlandita (25-27% NiO).

Los fenocristales de plagioclasa, (2-3mm), presentan sus bordes poligonizados y contienen inclusiones de anfíboles, (antiguos Cpx) y esporádicos Opx. En la muestra estudiada no se observa Cpx, sin embargo, en otras, se preservan restos de Cpx primarios, ocupando espacios intergranulares y rodeando parcialmente a la plagioclasa y al olivino (textura sub-óptica). El espinelo magmático es una solución sólida de cromita-espinelo-hercinita, se lo observa mayoritariamente como inclusión en el olivino y está parcialmente desestabilizado a magnetitas cromíferas. La pentlandita está asociada a la pirrotina formando bandas o el núcleo de esta última.

Los Olivinos, son monocristales sin zonación y son el núcleo de una corona de reacción en multicapas dispuesta en forma concéntrica (Figura 2) y que de núcleo a borde son:

I) Zona de Opx: Es un agregado granoblástico hexagonal de Opx rosado pálido y pleocroico, que rodea totalmente al Olivino.

II) Zona de anfíbol sin espinelo: Es una zona delgada compuesta por un anfíbol con una orientación óptica distinta al anfíbol de la capa siguiente.

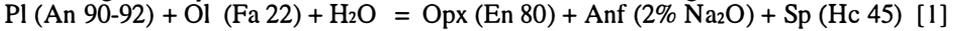
III) Zona de anfíbol + espinelo no cromífero: Se trata de una zona simplectítica externa, formada por anfíbol y mirmequitas de espinelo, estas últimas orientadas perpendicular al contacto de la plagioclasa. El contacto entre la zona II y III indica la posición del antiguo borde de grano entre el olivino y la plagioclasa

La asociación coronítica alrededor del olivino es:

Ol (Fa 20) — Opx (En 79-80) + Anf + Sp (Mg/Fe \approx 1, $Cr_2O_3 < 0,2\%$) — Pl (An 98-99)

El Opx coronítico tiene una composición constante en toda la corona, en cambio el anfíbol, de tipo cálcico (hornblenda pargasítica a tschermakítica), presenta algunas diferencias composicionales en correlación con los microdominios texturales.

La reacción general que controla el desarrollo de la corona es la siguiente:



El escaso desarrollo del anfíbol de la zona II sugiere que el Al y Ca han tenido muy poca capacidad de difusión, mientras que los elementos con mayor movilidad han sido el Fe, Mg y Na, por lo tanto, las reacciones de intercambio de estos elementos son las más adecuadas para estimar las condiciones P-T del equilibrio durante la etapa coronítica.

Las condiciones P-T fueron obtenidas a partir de un conjunto de 6 reacciones de intercambios para Fe, Mg y Na entre los end-members de la asociación paragenética de la corona (Figura 2), calculándose la estabilidad de cada una de estas mediante el programa multireaccional TWQ de Berman 1991, utilizando la base de datos termodinámicos más actualizada y modelos de actividades no ideales. La intercepción del conjunto de reacciones, delimitan un área relativamente pequeña en el diagrama P-T (Figura 2), permitiendo estimar las condiciones de equilibrio para la reacción coronítica en $690 \pm 90\ ^\circ C$ y $4,1 \pm 0,4\ kb$.

Considerando los aspectos geológicos de las SVF, el desarrollo de ésta textura coronítica puede ser relacionada a una de las dos situaciones siguientes:

1-Que la misma se genere durante un evento tecto-térmico M_{n+1} , que da lugar al emplazamiento somero de rocas básicas, inducción de calor al encajonante metamórfico (metapelitas con Grt + Sill + Bt) y migmatización de estos a baja presión, produciendo migmatitas con Cdr + Bt + Sill.

2-Que estén vinculadas con un evento térmico más moderno, como ser el emplazamiento del complejo granodiorítico de edad famatiniana.

Los valores P-T están muy cerca del límite de la curva del solidus para rocas básicas (figura 2) lo cual sugiere que la reacción coronítica puede ser una continuación de la etapa de enfriamiento post-cristalización y por lo tanto, la primera opción sería la mas adecuada para explicar su origen.

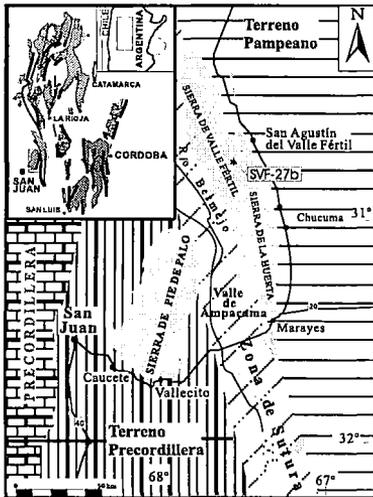


Figura 1: Esquema Geológico de las Sierras Pampeanas Occidentales y ubicación de la muestra SVF-27b en la Sierra de Valle Fértil.

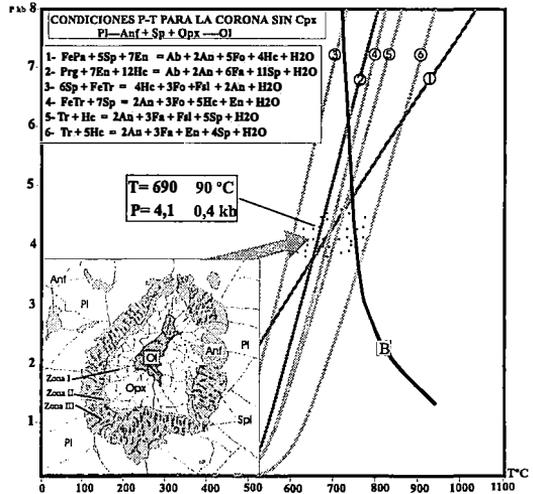


Figura 2: Condiciones P-T para la etapa Coronítica de la muestra SVF-27b. Reacciones 1 a 6 calculadas con el TWQ de Berman 1991. Curva B', fusión de rocas básicas de Springer y Seck 1997.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto PB97-1246.

Referencias

- Berman, R.G., 1991. Can. Mineral. 29, 833-855.
 Springer, W. y Seck, H. A., 1997. Contr. Min. Petrol 127: 30-45.
 Kretz, R., 1983. Am. Mineral. 68, 277-279.

DISTRIBUCIÓN DE SULFUROS DE Ni-Cu-Fe Y DE MINERALES DEL GRUPO DEL PLATINO EN LA MINERALIZACIÓN INTRAMAGMÁTICA DE AGUABLANCA (BADAJOZ): IMPLICACIONES GENÉTICAS.

O. Bomatí (1); L. Ortega (1); R. Lunar (1); J. Sierra (1); T. Moreno (2);
F. García Palomero (3)

(1) Dpto. Cristalografía y Mineralogía, Facultad de Geología, UCM, 28040 Madrid.

(1) Dpto. Earth Sciences, University of Cardiff, Cardiff CF1 3YE, Reino Unido.

(2) Atlantic Copper Holding S.A., Corta Atalaya s/n, Minas de Riotinto, Huelva.

La mineralización de Ni-Cu-EGP de Aguablanca fué descubierta en 1993 y se encuentra entre los pocos yacimientos susceptibles de ser explotados en un futuro próximo en nuestro país (El País, 12 de Enero de 1997, sección de Negocios: *Minas con futuro*). Además de níquel y cobre, tiene contenidos en platino, paladio y oro que podrían ser rentables desde un punto de vista económico. Las reservas estimadas en 1998 eran de 30-35 Mt con leyes de 0,7% Ni, 0,5%Cu, 0,3 ppm Pt, 0,3 ppm Pd y 0,15 ppm Au. El depósito de Aguablanca está situado en el borde N del plutón de Santa Olalla (Casquet, 1980; Eguiluz et al., 1989; Bateman et al., 1992), dentro de la Zona de Ossa Morena del Macizo Hespérico. Se trata de una mineralización de sulfuros intramagmática asociada a gabros y noritas, con intercalaciones de piroxenitas y peridotitas. Estas rocas constituyen las facies más básicas del complejo plutónico que también incluye otros tipos litológicos como tonalitas, granodioritas, cuarzo-dioritas y diques graníticos. La edad de la intrusión se ha establecido en 359 ± 18 Ma (Rb/Sr; Casquet et al., 1998).

La mineralización se encuentra localizada en dos cuerpos subverticales con contenidos en Ni > 0,08%. El cuerpo menor contiene fundamentalmente mineralización diseminada mientras que el cuerpo principal, de 60-100 m de potencia media, presenta en su parte central una mineralización de carácter masivo, en ocasiones fuertemente brechificada, que grada a diseminada hacia los bordes. Esto ha permitido definir tres tipos de menas en el depósito: mena masiva, mena brechificada y mena diseminada. Todas ellas presentan la misma mineralogía, constituida por pirrotina, pentlandita, calcopirita y piritita como minerales principales y magnetita, ilmenita, rutilo y minerales del grupo del platino (MGP) como accesorios. La oxidación de pirrotina y pentlandita ha dado lugar a la formación de marcasita y violarita respectivamente. Esta alteración es relativamente intensa hasta una profundidad de 8-10 m, mientras que en zonas más profundas es relevante sólo cuando se encuentra asociada a zonas de intensa brechificación.

La mena diseminada está caracterizada por la presencia de sulfuros dispersos que se disponen de forma intersticial en un armazón de piroxeno, anfíbol y plagioclasa. Presenta una relación Ni/Cu = 1,5 y la calcopirita es el sulfuro principal, formando hasta el 50-60% de la mena. Los MGP en este tipo de mineralización son fundamentalmente michenerita (PdBiTe) y merenskyita (PdTe₂) y aparecen como pequeños granos (<15mm) de morfología irregular a subeuhedral, incluidos en sulfuros, en piroxenos o en el contacto entre ambos.

En la mena masiva los sulfuros constituyen hasta el 80% de la roca y presentan texturas poiquilíticas, englobando cristales de silicatos. Pirrotina y pentlandita son los sulfuros dominantes, constituyendo el 50% y 20% de la mena respectivamente, y la relación Ni/Cu = 5. La pirrotina forma grandes cristales anhedrales bordeados siempre por agregados de pentlandita.

Esta última también aparece como flamas y nódulos radiados en el interior de pirrotina. Los MGP en la mena masiva son más abundantes que en la mena diseminada y se encuentran fundamentalmente englobados en pentlandita de borde y en pirrotina. Se trata de cristales subeuhedrales a euhedrales de pequeño tamaño, generalmente no superior a 10mm. En cuanto a su mineralogía, corresponden mayoritariamente a términos intermedios de la solución sólida merenskyita (PdTe_2)-moncheita (PtTe_2), a melonita paladinífera ($(\text{Pd,Ni})\text{Te}_2$), encontrándose en menor proporción michenerita, merenskyita s.s. y esperrilita (PtAs_2). Cabe destacar que la melonita paladinífera sólo se ha observado en la mena masiva, donde la proporción de pentlandita, y por tanto de Ni, es mayor.

La mena brechificada se desarrolla fundamentalmente por la brechificación de la mena masiva, por lo que la mineralogía es similar en ambos casos. No obstante, en la mena brechificada se observa un aumento importante del porcentaje de pirita. Además se observan texturas típicas de deformación tales como lamelas de deformación en pirrotina, desarrollo de pirita en forma de cristales alargados y curvados y remobilización de calcopirita. Por otra parte, este tipo de mena presenta la mayor concentración relativa de MGP. Estos son fundamentalmente michenerita y merenskyita s.s., aunque los términos intermedios de la serie merenskyita-moncheita también son relativamente abundantes. Los cristales, subeuhedrales o irregulares e inferiores a 15mm, se encuentran localizados indistintamente en el interior de sulfuros o en el contacto entre dos minerales, ya sean ambos sulfuros o entre un sulfuro y un silicato.

La mineralogía, distribución y características texturales de los sulfuros y minerales del grupo del platino expuestas anteriormente son reflejo de los procesos genéticos que han dado lugar a la formación del depósito de Aguablanca. Este es un ejemplo de mineralización intramagmática de sulfuros de Ni-Cu-EGP formada por inmiscibilidad de un líquido sulfurado a partir de un fundido silicatado de composición máfica. De acuerdo con diversos trabajos experimentales y lo observado en otros yacimientos de este tipo (Kelly y Vaughan, 1983; Hill, 1984; Craig y Vaughan, 1994), este líquido sulfurado habría cristalizado en su mayor parte a alta temperatura ($T \approx 1100^\circ\text{C}$) como una solución sólida monosulfurada (ssm) que incluiría Ni, Cu, Fe y EGP en su estructura. No obstante, la asociación mineral y las texturas que se observan en la actualidad son el resultado de procesos generalizados de recristalización sub-solidus que tuvieron lugar durante el enfriamiento de esta fase. Esto dio lugar a la exsolución de pentlandita, calcopirita, pirita y minerales del grupo del platino en un rango de temperatura entre $>600^\circ\text{C}$ y 150°C , dejando una fase residual de pirrotina que tendría estructura hexagonal a alta temperatura, y se invertiría a pirrotina monoclinica al bajar la temperatura. Por tanto, si bien la mineralización es magmática en origen, las características que se observan ahora son el resultado del reequilibrio de la asociación sulfurada. La mayoría de los MGP se encuentran incluidos en sulfuros, lo que pone de manifiesto el papel dominante del fundido sulfurado en la concentración de los EGP (Naldrett y Duke, 1980; Naldrett, 1981) y su exsolución a partir de la ssm junto con los sulfuros. Sin embargo, la mayor abundancia de MGP en la mena brechificada y su distribución preferente en ella en contactos entre minerales sugiere que podrían haber existido importantes procesos de remobilización de EGP ligados a la brechificación de la mena masiva.

Referencias

- Bateman R., Martín M.P. y Castro A., 1992. *Lithos* 28, 111-131.
Casquet C., 1980. Tesis Doctoral, UCM.
Casquet C., Eguiluz L., Galindo C., Tornos F. y Velasco F., 1998. *Geogaceta* 24, 71-74.
Craig J.R. y Vaughan D.J., 1994. *Ore microscopy and ore petrology*. 434 pp.
Eguiluz L., Carracedo M. y Apalategui O., 1989. *Stvd. Geol. Salman.* 4, 145-157
Hill R.E.T., 1984. *Spec. Pub. Inst. Min. Metall.* 14-21.
Kelly D.P. y Vaughan D.J., 1983. *Min. Mag.* 47, 453-463.
Naldrett A.J. y Duke J.M., 1980. *Science* 208, 1417-1428.
Naldrett A.J., 1981. *Econ. Geol. 75th Anniv. Vol.* 628-685.

ESTADOS ESTRUCTURALES DEL OPALO CT EN ROCAS OPALINAS SEDIMENTARIAS E HIDROTERMALES

M^a A. Bustillo (1); R. García (1) y M^a V. García Pérez (2)

(1) Dpto. de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. José Gutiérrez Abascal 2, Madrid 28006.

(2) Dpto. de Química-Física. Facultad de Químicas. Universidad Complutense. Madrid 28040

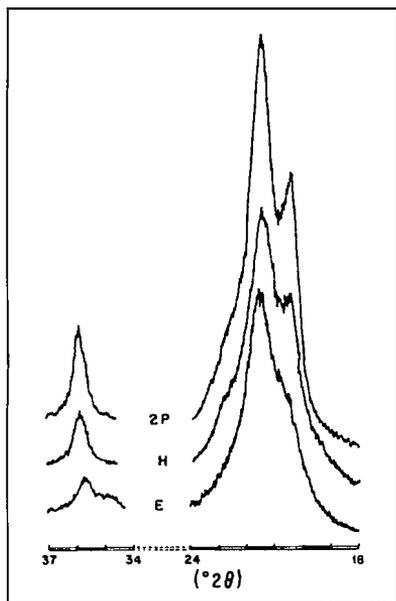
El ópalo CT es un interestratificado de cristobalita y tridimita de baja temperatura que aparece tanto en rocas opalinas sedimentarias formadas por silicificación, como en rocas hidrotermales que se originan en diques y venas. El objetivo de este trabajo es hacer un estudio detallado mediante difracción de RX y espectrometría de infrarrojos de lo que actualmente se denominan estados estructurales del ópalo CT, relacionando dichos estados con su génesis sedimentaria o hidrotermal. Se ha trabajado sobre diferentes rocas opalinas obtenidas principalmente en el Terciario de las cuencas del Duero y Tajo, e hidrotermales o relacionadas con volcanismo tomadas en las regiones volcánicas del Cabo de Gata y Canarias. En DRX, se ha utilizado un difrac-tómetro Philips XPERT, dotado de monocromador curvado de Cu, y empleando el pro-grama PC-APD de Philips. Se realizaron diagramas sobre polvo total, en el modo de "step scan" con un paso de $0.01\ 2\theta$ y 10 segundos de tiempo. Las muestras fueron estudiadas en su polvo natural y después de un tratamiento térmico durante 24 horas a 1050°C , para determinar los cambios estructurales, tal y como exponen Elzea et al. (1994). Los espectros de absorción de infrarrojos se han registrado en un equipo FTIR, Nicolet Magna 750, en el intervalo $7000\text{-}350\ \text{cm}^{-1}$. Las muestras se prepararon como pastillas a partir de una dispersión de 0,5 mg de compuesto en 200 mg de KBr.

En DRX las características analizadas antes y después de los tratamientos térmicos han sido:

a) Forma del perfil de difracción en el intervalo $19\text{-}25\ 2\theta$. b) Espaciado, intensidad y anchura a mitad de la altura del pico próximo a $4.11\ \text{\AA}$, atribuido a la combinación de las reflexiones (101) de la cristobalita y (002) de la tridimita pseudo-hexagonal (Graetsch 1994). c) Espaciado e intensidad del pico próximo a $4.30\ \text{\AA}$, correspondiente a la reflexión de la tridimita. d) Intensidad y anchura a mitad de la altura del pico cercano a $35,9\ 2\theta$.

En relación con el perfil de difracción en el intervalo $19\text{-}25\ 2\theta$ se han hallado tres categorías de forma: un pico ensanchado, un pico con hombro y un pico doble formado por dos picos bien diferenciados, que se manifiestan en los intervalos $4.119\text{-}4.069\ \text{\AA}$ y $4.318\text{-}4.300\ \text{\AA}$ (Figura).

Estos tipos aparecen tanto en los ópalos sedimentarios como en los hidrotermales o relacionados con rocas volcánicas, y tienen su correspondencia con los otros parámetros estudiados. Después del calentamiento la forma del perfil cambia de manera diferente según el tipo inicial. Dicha forma y el conjunto de los parámetros mencionados son interpretados



considerando las proporciones de cristobalita y tridimita dentro del interestratificado, la regularidad en el interestratificado y el tamaño de cristal (Guthrie et al. 1995).

La proporción de cristobalita y tridimita dentro del interestratificado esta directamente relacionada con el concepto de “ordenamiento del ópalo CT” definido en los estudios de diagénesis, ya que este ordenamiento implica la salida de la tridimita del interestratificado (Rice et al. 1995). En líneas generales las formas ensanchadas, de hombro y de dos picos vienen definidas por el aumento de la proporción de tridimita dentro del interestratificado y el tamaño de cristal que es más pequeño en las formas ensanchadas y de hombro.

Los resultados en los espectros de infrarrojos revelan que no aparecen las bandas a $\approx 620 \text{ cm}^{-1}$ y a $\approx 380 \text{ cm}^{-1}$ características de la cristobalita. Estas bandas son

asignables a vibraciones intertetraédricas y, por lo tanto, no aparecen cuando se pierden la periodicidad traslacional del cristal, debido a defectos en el empaquetamiento o a la dimensión excesivamente pequeña de los cristales. Las bandas intensas de los espectros a $\approx 1100 \text{ cm}^{-1}$, $\approx 790 \text{ cm}^{-1}$ y a $\approx 480 \text{ cm}^{-1}$ si muestran pequeñas variaciones entre los diferentes ópalos ya que puede observarse que los máximos de absorción se desplazan ligeramente entre algunas muestras, existiendo también variaciones en la anchura de las bandas. Estas variaciones en los espectros no se consideran indicativas de una estructura molecular distinta, y sí achacables a diferentes cristalinidades.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB-95-0106-CO2-01. Nuestro agradecimiento al Servicio de Espectroscopia de la UCM por el registro de los espectros IR.

Referencias

- Elzea J.M., Odom I.E., Milnes W.J.(1994) *Analytica Chimica Acta* 286: 107-116
 Graetsch H., Gies H., Topalovic I. (1994) *Phys Chem Minerals* 21: 166-175
 Guthrie G., Bish D., Reynolds R.C.(1995) *American Mineralogist* 80: 869-872
 Rice S.B., Freund H., Huang W.L., Clouse J.A., Isaacs C.M. (1995) *Jour. of Sedim. Research* A65: 639-647

LOS DIAGRAMAS *ISOCON* COMO METODO DE ESTUDIO DE CAMBIO DE MASAS Y SU APLICACION A LA GENESIS DE SILCRETAS

M.A. Bustillo (1) y M. Bustillo (2)

(1) Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, C.S.I.C., José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid, España. (e-mail: abustillo@mncn.csic.es).

(2) Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España. (e-mail: bustillo@eucmax.sim.ucm.es).

Introducción y objetivos

Conocer las posibles ganancias o pérdidas que se producen en determinados elementos químicos durante un proceso de reemplazamiento puede ofrecer una gran información sobre las características de las soluciones que llevaron a cabo el proceso y, por extensión, del ambiente en que se produjo. Existen diferentes métodos para estimar que elementos han incrementado o disminuido su presencia en los materiales resultantes del proceso de reemplazamiento, siendo, hasta el momento, el método de los elementos inmóviles el más utilizado (p.e. MacLean y Kranidiotis, 1987; Barret y MacLean, 1991; Barret, 1992). La problemática que presenta este método para el cálculo de los cambios de masas reside en que es necesario establecer, a priori, los elementos que deben considerarse como inmóviles, aspecto éste difícil de definir en procesos tales como la génesis de silcretas, donde el carácter inmóvil de elementos como el Al, Ti o Zr está sujeto a variadas interpretaciones (Morton, 1984; Lindner, 1987). El presente trabajo tiene como objetivo aplicar un nuevo método de cálculo, los diagramas *Isocon* (Grant, 1986), a silcretas terciarias en la Cuenca de Madrid. Este método posee la gran ventaja de que no necesita establecer, previamente, que elementos deben considerarse como inmóviles, habiéndose aplicado recientemente (Webb y Golding, 1998) en silcretas australianas.

Resultados

Las silcretas estudiadas se presentan formando secuencias rítmicas silicoarcillosas situadas en la transición entre los abanicos aluviales arcósicos y las facies lacustres marginales de la Unidad Intermedia del Terciario de la Cuenca de Madrid. La zona estudiada se encuentra al SE de Madrid capital, entre Vicálvaro y Ciudad Pegaso, donde los niveles opalinos son numerosos y presentan cierta continuidad (Bustillo y Bustillo, 1994). En líneas generales se trata de secuencias rítmicas cuya base está formada por niveles arcillosos y el techo por niveles opalinos. En la figura 1 se muestra el gráfico resultante de aplicar el método considerado a la transformación entre los citados niveles arcillosos y las silcretas. En dicho gráfico se representan las concentraciones de los elementos analizados en la silcreta frente a los mismos en los niveles arcillosos, trazándose una línea recta (*Isocon*) que une el origen de coordenadas con el elemento que, a posteriori, se deduce como inmóvil. En el caso estudiado la alineación del Al con el Ti y el Zr ha determinado el carácter inmóvil del aluminio, definiéndose en la figura 1 los campos

correspondientes a la ganancia y pérdida de elementos durante el proceso de reemplazamiento. La transformación así establecida genera una ganancia en sílice, agua (expresada como L.O.I.), algunos elementos menores como el calcio y elementos traza de interés como el estroncio y el bario. Este diagrama permite deducir que las silcretas se pueden considerar, desde el punto de vista geoquímico, como niveles arcillosos diluidos por la precipitación de ópalo, con la adición de algunos elementos móviles como el calcio, estroncio y bario, posiblemente liberados por la alteración de los feldespatos en el área madre e incorporados a las aguas subterráneas para ser, finalmente, absorbidos por el ópalo.

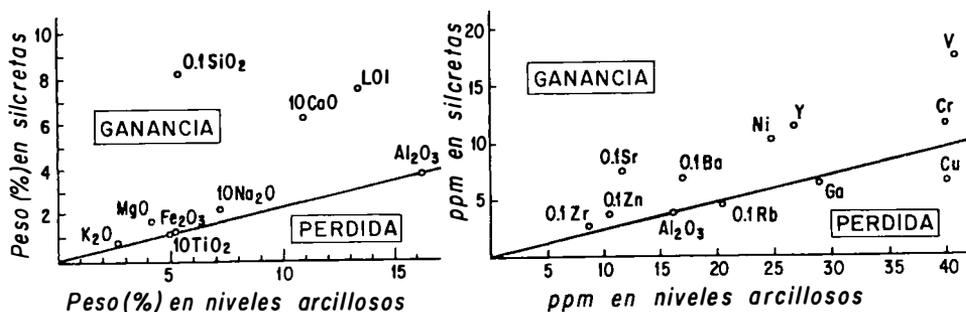


Figura 1. Diagramas *Isocon* para la transformación entre los niveles arcillosos y las silcretas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB-95-0106-CO2-01.

Referencias

- Barret, T.J. (1992). *Geology*, 20: 1075-1078.
- Barret, T.J. y MacLean, W.H. (1991). *Economic Geology*, 86: 406-414.
- Bustillo, M. Y Bustillo, M.A. (1994). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 7: 261-272.
- Grant, J.A. (1986). *Economic Geology*, 81: 1976-1982.
- Lindner, R. (1987). *A practical approach to Sedimentology*. Allen & Unwin. 276 pp.
- MacLean, W.H. y Kranidiotis, P. (1987). *Economic Geology*, 82: 951-962.
- Morton, A.C. (1984). *Clay Minerals*, 19: 287-308.
- Webb, J.A. y Golding, S.D. (1998). *Journal of Sedimentary Research*, 68: 981-993.

MINERALOGIA Y TEXTURAS DEL DEPOSITO AURIFERO DE PALAI (CARBONERAS, ALMERIA). DATOS PRELIMINARES.

Carrillo Rosúa F.J.(1), Morales Ruano S.(1), Fenoll Hach-Alí P.(1), de la Fuente Chacón F.(2) y Contreras López E. (2)

(1) Dpto de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, Avd. Fuentenueva s/n, 18002 España.

(2) De la Fuente Consultores, Camino de Ronda 74-5, Granada, España.

La mineralización epitermal de Au-Cu de Palai (Carboneras, Almería) se encuadra dentro del cinturón volcánico de Cabo de Gata y encaja en rocas volcánicas calcoalcalinas (andesitas y dacitas), las cuales han sufrido una fuerte alteración hidrotermal que presenta la siguiente distribución espacial desde la zona más externa a la más interna: propilítica, sercítica, arcillítica, clorítica y silícea.

A partir del estudio petrográfico y del análisis mineralógico mediante SEM y EPMA, se han establecido los siguientes tipos de paragénesis:

Tipo I: En esta paragénesis la pirita es la fase mayoritaria y los accesorios que aparecen (calcopirita, galena, pirrotina, telururo de Bi, rutilo, óxidos de Fe) son muy poco abundantes y se encuentran como microinclusiones en el interior de la pirita.

Tipo II: En este caso la pirita y la calcopirita ($py \geq cp$) son las fases mayoritarias, siendo los accesorios (esfalerita, galena, cobres grises, oro, pirrotina, bismuto, bismutinita, sulfosales de Pb-Bi y Ag-Pb-Bi, Ag nativa y telururo de Ag, rutilo, óxidos de Fe, ilmenita, casiterita, bornita y calcosina) en general, más abundantes y con mayor variedad mineralógica que en el Tipo I.

Tipo III: Está constituido por pirita-esfalerita-galena como fases mayoritarias. En este caso aparecen como accesorios calcopirita, cobres grises, óxidos, barita y ocasionalmente oro.

Tipo IV: La pirita es mayoritaria y son accesorios oro, covellita, rutilo y casiterita. En este tipo se incluyen las muestras correspondientes a la zona de "vuggy silica" del depósito.

La mineralización de interés económico se asocia a las zonas silicificadas, siendo las paragénesis de Tipos I y II más abundantes que las III y IV, estando restringida ésta última a las zonas superficiales.

La mineralización se presenta en forma de: *diseminaciones; brechas hidrotermales*, generalmente formadas por clastos de menas y cuarzo cementados por cuarzo y/o carbonatos; *rellenos de fisuras*, venas milimétricas rellenas de cuarzo y diversas menas; "microstockworks", zonas con una alta densidad de venillas entrecruzadas; rellenos de huecos, geodas y drusas con crecimientos de piritas idiomorfas de tamaño centimétrico.

Las características (texturales y químicas) más relevantes de algunas de las fases minerales de las paragénesis encontradas son las siguientes:

Pirita de grano grueso que aparece formando agregados masivos, en rellenos de fisuras y como diseminaciones. La parte central de los cristales suele ser muy porosa y coincide con enriquecimientos en microinclusiones minerales. Con el SEM se ha podido detectar la presencia de zonas ricas en arsénico, que forman finas bandas o masas irregulares, que le confieren un aspecto parcheado. Aparece además pirita de grano muy fino que forma agregados de microinclusiones en calcopirita (microgeodas y bandas), recrecimientos coliformes, bandas de piritas xenomorfas, diseminaciones de grano fino y piritas framboidales.

Esfalerita: se encuentra diseminada en la ganga, en el interior de la pirita o formando venas de espesor centimétrico. Es habitual que presente una zonación compleja y que en ocasiones

contenga inclusiones de calcopirita “*disease*”. Se distinguen dos variedades: esfalerita oscura con tonos pardo-rojizos y esfalerita clara que es posterior a la variedad oscura.

Cobres grises: presentan zonaciones y una gran variabilidad química, de forma que las fases ricas en Ag se corresponden con el término tetraedrita mientras que las pobres en Ag están más próximas al término tenantita. Pueden formar intercrecimientos complejos (entre ellos y con otras fases: plata nativa, galena o telururos de plata), dando incluso texturas mirmequíticas.

Oro: los cristales de oro son de pequeño tamaño (hasta 80 micras) y presentan una morfología redondeada o irregular. Aparecen como oro nativo o aleado con Ag en distintas proporciones. Se encuentran mayoritariamente incluidos en piritita de la paragénesis Tipo II, minoritariamente en el seno de la ganga en la paragénesis de Tipo IV y ocasionalmente incluidos en galena o en la variedad clara de esfalerita en la paragénesis de Tipo III.

Minerales de Bi con gran variedad mineralógica: Bi nativo, bismutinita, telururo de Bi, sulfosales de Pb-Bi y de Pb-Bi-Ag. Pueden formar también intercrecimientos complejos.

Pirrotina y Arsenopirita son fases muy escasas, sobre todo la arsenopirita, y de muy pequeño tamaño. Aparecen incluidas en cristales de piritita, en las zonas porosas, la primera y en relación con las bandas arsenicales, la segunda.

Plata nativa y Telururo de Ag son muy escasos. La Ag nativa aparece como intercrecimientos complejos con cobres grises y galena y el telururo de Ag como microinclusiones en tenantita.

En la secuencia paragenética se observa la existencia de dos etapas: Una etapa de óxidos constituida por óxidos de Fe-Ti y óxidos de Sn. Una segunda etapa de sulfuros constituida por un primer episodio de sulfuros formado por pirrotina, esfalerita con inclusiones de calcopirita “*disease*”, calcopirita, galena, bismuto, bismutinita, sulfosales de Pb-Bi, telururo de bismuto, oro, bornita-calcosina, colusita, arsenopirita y piritita y un segundo episodio de sulfuros, más abundante, formado por piritita, esfalerita, cobres grises, calcopirita, sulfosales de Pb-Ag-Bi y marcasita. Además se observa la presencia de carbonatos y yeso de carácter tardío.

En cuanto a los elementos de interés económico se observa que la mineralización aurífera se asocia a silicificaciones relacionadas con la paragénesis de Tipo II y en menor cuantía con la del Tipo IV, siendo el oro libre incluido en la piritita la fase más abundante. El cobre aparece como calcopirita en la paragénesis de Tipo II y la plata se encuentra principalmente como tetraedrita en las paragénesis de Tipos II y III.

El estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en cuarzos asociados a la mineralización (Morales et al, 1999-a y -b) ha permitido comprobar la presencia de tres fluidos de distinta TH y salinidad: (1) TH > 330 ± 20°C y salinidad 41 ± 3 % eq. NaCl, (2) TH 200-300°C y salinidad 3-32 % eq. NaCl y (3) TH 120-350°C y salinidad 6 ± 3 % eq. NaCl. La mineralización aurífera se asocia con cambios bruscos de la salinidad de los fluidos en un estrecho margen de temperaturas (de no más de 25-50°C) situado en el intervalo de 200-300°C. Estos cambios desestabilizan los complejos clorurados que transportan el oro e inducen su precipitación. Estos datos confirman el carácter epitermal del depósito y concuerdan con las paragénesis y las alteraciones hidrotermales identificadas en la zona.

Referencias

- Morales Ruano S., Carrillo Rosúa F.J. Fenoll Hach-Alí, P., de la Fuente Chacón F., and Contreras López E., (1999,a). SGA Meeting.
- Morales Ruano S., Carrillo Rosúa F.J. Fenoll Hach-Alí, P., de la Fuente Chacón F., and Contreras López E., (1999,b). Economic Geology (enviado).

MINERÍA Y MINERALOGÍA DEL REINO DE VALENCIA EN LAS “OBSERVACIONES...” DE A.J. CAVANILLES (1745-1804).

Casanova, J.M.; Ochando, L.E.; Gozalo, R.

Depto. de Geología. Universidad de Valencia. Avda. Dr. Moliner, 50, 46100-Burjassot. Valencia

Uno de los científicos ilustrados más importante de la segunda mitad del siglo XVIII fue el botánico Antonio José Cavanilles (la figura de Cavanilles ha sido estudiada por numerosos autores; la bibliografía más completa de los estudios sobre su vida y obra se puede consultar en López Piñero & López Terrada, 1995) (Fig. 1). Nació en la ciudad de Valencia en cuya Universidad cursó los estudios de Filosofía. En 1776 es requerido en Madrid como preceptor de los hijos del Duque del Infantado, con cuya familia se trasladó a París en 1777. Durante su estancia en esta ciudad, Cavanilles dedicó su tiempo libre a asistir a las clases impartidas por notables científicos, lo que le permitió ampliar su formación científica y entrar en contacto con los naturalistas ilustrados más relevantes del momento. De esta forma se introdujo en las Ciencias Naturales, mostrando una especial predilección por la Botánica.



Fig. 1. Retrato de Cavanilles (Añón, 1973)

Tras los acontecimientos políticos ocurridos en París en julio de 1789, se trasladó definitivamente a Madrid. A su regreso, recibió en 1791 la comisión por Real Orden de Carlos IV, de recorrer el territorio español para estudiar su flora. Comenzó sus recorridos por su tierra natal, el Reino de Valencia, distribuidos en tres campañas llevadas a cabo en los años 1791, 1792 y 1793, a lo largo de las cuales escribió un *Diario* en el cual anotaba todos los pormenores de sus excursiones (un estudio del contenido de este *Diario* se puede consultar en González, 1995 y Mateu, 1995).

Aunque la finalidad para la cual se comisionó a Cavanilles consistía en el estudio de la vegetación, desde el primer momento comprendió la gran utilidad que supondría recopilar otro tipo de información, ampliando sus observaciones a otros campos, no sólo de la Historia Natural sino también datos de tipo socioeconómicos.

Como buen ilustrado Cavanilles amplió sus observaciones a otros “saberes útiles”, interesándose por la minería y la mineralogía, disciplinas que habían adquirido gran protagonismo durante la Ilustración. La utilidad cada vez mayor de los minerales en la industria y en la agricultura fue la causa de que el conocimiento de los yacimientos minerales propios de cada zona adquiriese una gran importancia.

Al margen de sus conocimientos botánicos, Cavanilles poseía una sólida formación en otras disciplinas, entre las que figuraba la mineralogía. Durante su primer año de estancia en París acudió al curso de “Química y Mineralogía” impartido por el químico Balthasar Georges Sage (1740-1824). El siguiente curso al que asistió fue el de “Historia Natural” impartido por J. C. Valmont de Bomare (1731-1807), el cual incluía una parte dedicada a la Geología y Mineralogía (sobre los cursos a los que asistió Cavanilles en París puede consultarse Pelayo & Garilleti, 1992).

Como resultado de sus viajes por su tierra natal escribió su obra *Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia* (Fig.2), publicada en dos tomos, los años 1795 y 1797. A pesar de ser su obra menos botánica, las *Observaciones* es sin duda la más popular; siguiendo la línea de otras obras aparecidas en esta época, en ella combina la descripción de la sociedad y el territorio, todo ello escrito en un lenguaje popular fácilmente accesible al público.

En las *Observaciones* Cavanilles describe alrededor de medio centenar de yacimientos minerales, gran parte de los cuales se estaban explotando cuando él los visitó. A pesar de ello, no suele dar ninguna descripción sobre el método de extracción del mineral ni del uso que se hacía del mismo. Conoce la mayoría de yacimientos gracias a la información que en cada pueblo le proporcionaron los correspondientes eruditos. En otras ocasiones los descubre de forma casual, aunque también la lectura de determinadas publicaciones sobre el Reino de Valencia, entre las que cita la de Bowles (1775) y Escolano (1709) motivó que algunos yacimientos los conociese de antemano. Aunque entre los yacimientos citados debían de figurar los más importantes, existen algunas ausencias significativas de minas que estaban en zonas que visitó, algunas de las cuales aparecen citadas en los textos por él consultados.

Cavanilles cita y en ocasiones hace una sucinta descripción de una veintena de especies minerales distintas. En su *Diario* deja constancia de la enorme cantidad de muestras que fue recogiendo durante sus viajes para ser transportadas a Madrid para su posterior análisis.

Es frecuente que describa los minerales que encuentra pero sin especificar el nombre del mineral y cuando lo hace utiliza la nomenclatura de A.G. Werner (1749-1817). Describe con especial detalle las minas de cinabrio de La Creu, una de las más conocidas de la época, incluyendo los análisis realizados por el químico Domingo García Fernández.

En numerosas ocasiones describe dos de los minerales más típicos y frecuentes en las facies Keuper, los jacintos de compostela y las piritas, haciendo en ambos casos una descripción de sus formas cristalográficas. Con relación a este último mineral aclara que en las supuestas minas de oro existentes por todo el Reino y que han dado lugar a numerosos topónimos relacionados con este metal, no es oro lo que en ellas existe sino pirita.

Los datos que figuran en las *Observaciones* son bastante fiables y algunas descripciones e interpretaciones, son realmente brillantes, aunque no muy exhaustivas. La mayoría de los yacimientos descritos por Cavanilles son hoy en día muy conocidos; de hecho gran parte de los mismos se han continuado explotando, como los yacimientos de Co, Cu, Hg y Fe de la Sierra de Espadán (Castellón), la magnetita de Quesa (Valencia), el hierro y carbón de la Tinença de Benifassà (Castellón) o la sal de Manuel (Valencia) y Pinoso (Alicante).

Referencias:

- Añón, V. (1973). *101 Hijos Ilustres del Reino Valenciano*. 2 vols.
 Bowles, G. (1775). *Introducción a la Historia Natural, y a la Geografía Física de España*.
 Escolano, G. (1709). *Décadas de la historia de la insigne y coronada ciudad y Reino de Valencia*. 3 vols.
 González, A. (1995). *Asclepio*, **XLVII**, 137-167.
 López Piñero, J.M. & López Terrada, M^a.L. (1995). *Asclepio*, **XLVII**, 241-260.
 Mateu, J.F. (1995). Cavanilles y el oficio ilustrado de viajar. En: "Las Observaciones de Cavanilles. Doscientos años después". **1**, 15-55.
 Pelayo, F. & Garilleti, R. (1992). *Asclepio*, **XLIV**, 130-132.

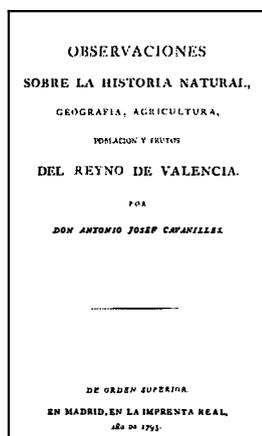


Fig. 2. Portada del Tomo I de la obra de Cavanilles

EVIDENCE OF CRUSTAL CONTAMINATION IN MAGMAS AND Ni-Cu ORES IN THE SANTA OLALLA DEL CALA PLUTONIC COMPLEX (BADAJOZ, SPAIN).

C.Casquet (1), C.Galindo (1), F.Tornos (2), F.Velasco (3)

(1) Dpto. de Petrología y Geoquímica, Facultad de Geología, Universidad Complutense, 28040 Madrid, Spain.

(2) Instituto Tecnológico Geominero de España, Rios Rosas 23, 28003 Madrid, Spain.

(3) Dpto. de Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco, Apdo 644, 48080 Bilbao, Spain.

The Santa Olalla Plutonic Complex consists for the most part of the large Main Santa Olalla Pluton and the small Aguablanca Stock. The first shows reverse zoning with amphibole-biotite diorites in the border that grade into tonalites and granodiorite-monzogranites inward. The second is formed by norites, largely orthopyroxene cumulates, and amphibole-biotite diorites (Velasco, 1976, Casquet, 1980). Recently, a massive intraplutonic Cu-Ni sulfides deposit, with minor PGMs (Lunar et al., 1997), has been found inside the latter, at Aguablanca, hosted by the noritic cumulates.

The igneous rocks plot along a subalkaline, metaluminous, high-K calcalkaline trend with SiO₂ contents comprised between 48 and 69%. Chemical features (major and trace elements), have been summarized by Casquet (1980), and more recently by Casquet et al., (in press) and Tornos et al., (1999). The age of the pluton has been estimated from whole rocks by the Rb-Sr method at 359±18Ma (Middle Devonian to Early Carboniferous), although an age closer to 338Ma is favored on the basis of more recent information on nearby plutons (Casquet et al., (in press)).

Isotope geochemistry work (Sr, Nd and S), has been carried out on igneous rocks and sulfides (Casquet et al., 1998). Initial values of the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio and εNd values at the reference age of 338Ma, are 0.7082 to 0.7106, and -6.0 to -7.4, respectively. Nd model ages, calculated after the method of Borg et al., (1990), are 1.57 to 1.67Ga, i.e., Middle Proterozoic. Sulfur isotope composition (δ³⁴S), is very close to +7.4 ‰.

Isotope geochemistry is indicative of an old continental crustal component being involved in the evolution of magmas and ores. Casquet et al., (1998) developed a model of magma evolution controlled by ACF processes, with primitive magmas ponding first in the lower part of the upper crust, where most of the assimilation took probably place, and subsequently being emplaced at a shallow depth (0.5 to 1kb), where fractional crystallization played a major role in magma diversification.

When rocks from the Santa Olalla Plutonic Complex and from nearby intrusive complexes (Burguillos del Cerro and Brovales), are plotted on εNd₍₃₃₈₎ and εSr₍₃₃₈₎ coordinates, an hyperbolic mixing line can be fitted to the points. One end of the mixing line runs close to the Bulk Earth

composition (CHUR₍₃₃₈₎) right into the Mantle Array region, i.e. the region of depleted mantle sources. A depleted mantle is expected to exist under the zone at the time of magmatism. The other end fits well the composition of some representative supracrustal rocks of the region (Lower Cambrian pelites), for whom Sr and Nd-isotope compositions are available (Galindo et al., unpubl. Data; Schäfer, 1990).

In conclusion, contamination of the primitive magma rising from a depleted mantle source, took probably place with supracrustal rocks, in agreement with our former conclusion (Casquet et al., 1998). The different plutonic complexes reflect differences in the degree of mixing. Sulphur was probably incorporated to the magma from the same upper crustal source.

Acknowledgments

This work has benefited from financial support by Spanish government grants AMB92-0918-CO2-01 and DGES96-0135. We also acknowledge the assistance provided by Mr. Angeles Canales (PRESUR) and Dr. Bob Pankhurst (British Antarctic Survey).

References

- Börg, S.G., De Paolo, D.J., Smith, B.M. (1990): *Jour. Geophys. Res.*, 95, 6647-6667.
- Casquet, C. (1980): *Doctoral Thesis, Universidad Complutense Madrid*, 300p
- Casquet, C., Eguiluz, L., Galindo, C., Tornos, F., Velasco, F. (1998): *Geogaceta*, 24, 75-78.
- Lunar, R., Ortega, L., Sierra, J., García Palomero, F., Moreno, T., Prichard, H. (1997): In *Mineral Deposits*, Papunem (ed.), Balkema Rotterdam, 463-466.
- Schäfer, H.J. (1990): *Ph.D Thesis. Zurich 1990; Diss. ETH No. 9246*, 153p
- Tornos, F., Casquet, C., Galindo, C., Canales, A., Velasco, F. (1999): *IAGOD10, London, August 22-25*.
- Velasco, F. (1976): *Doctoral Thesis, Universidad de Bilbao*, 290p.

EL ANÁLISIS DIGITAL DE IMAGEN EN MINERALOGÍA: ¿UTIL O QUIMERA? UNA CRÍTICA METODOLÓGICA.

R. Castroviejo

E.T.S. Ing. Minas, Dpto. Ingeniería Geológica, Rios Rosas, 21 (28003 MADRID)

Las técnicas de Análisis Digital de Imagen (AI) son muy usadas en diversos campos científicos (vbgr. en Medicina y en Metalurgia o Ciencias de los Materiales), sin embargo, en Mineralogía, Metalogenia y Petrología su uso está mucho menos generalizado, a pesar de la evidente ventaja de la automatización para resolver problemas como análisis modal de rocas o menas, análisis granulométricos, estudios del grado de liberación en menas metálicas, etc. Un análisis crítico de la metodología y de la instrumentación disponible revela que hay muchas causas de errores que frecuentemente se descuidan, lo que podría explicar el relativamente escaso papel de dicha técnica en la investigación de problemas mineralógicos en los que puede ser muy útil. Se analizan algunos de los aspectos más problemáticos en las aplicaciones AI a la microscopía polarizante de reflexión (menas metálicas, carbones) o transmisión (petrografía).

La selección del equipo es un paso importante y muy difícil, no porque no exista instrumentación o software adecuados, sino por el carácter relativamente impenetrable del mundo comercial. Sin un control sistemático de las condiciones de trabajo (incluida la tensión de alimentación) y un calibrado riguroso del equipo, los errores de medida, tales como deriva y ruido, pueden superar la diferencia de niveles de gris entre las fases a identificar (por ejemplo pirita y calcopirita), haciendo imposible una segmentación fiable (Castroviejo et al., 1999 a). La preparación de muestras, p.e. probetas pulidas, es otra fuente importante de errores a controlar.

La representatividad estadística implica problemas complejos. Un buen desmuestre es el primer requisito (Gy, 1992). No obstante, es probable que las singularidades (minerales raros o excepcionales) estén sobre-representadas entre las muestras tomadas para el estudio mineralógico; esto puede ser indispensable o incluso deseable (el riesgo contrario sería estudiar sólo lo banal e ignorar datos decisivos), pero ha de asumirse con lucidez. Aunque el cálculo estadístico permite determinar el número de medidas necesarias para una precisión determinada, diversos factores (textura, escala, granulometría, heterogeneidad y anisotropía de la roca, etc.) introducen condicionamientos difíciles de cuantificar. Para fases poco abundantes, el número de medidas, calculado en abstracto, podría resultar irreal por su coste o duración, para aplicaciones industriales (cf. Cuadro: Incertidumbre relativa, Ir, para 800 campos medidos en un caso real de mena sulfurada pirítica, con calcopirita-ccp, esfalerita-sp, tetraedrita-td, galena-gn y ganga-gg accesorios, Múzquiz, 1996). El correcto raciocinio geológico es el recurso que permite jugar con ventaja y obtener resultados más útiles que los que la Estadística adjudica al simple azar.

	PY (%)	CCP (%)	SP (%)	TD (%)	GN (%)	GG (%)
Ir	6	52	25	31	32	18

Los problemas mineralógicos son **específicos** y cada uno requiere un planteamiento metodológico y matemático *ad hoc*, que no puede improvisarse ni copiarse, e **innovaciones** (Beucher, 1995). Por ejemplo, el uso de gradientes *watershed* para segmentación, el filtrado contextual (Pirard y Bertholet, 1999) de los defectos de pulido o la identificación automatizada de minerales y medida de orientaciones en geología estructural (Fueten, 1997), etc. El control de resultados mediante contraste con un sistema de referencia independiente es importante para valorar su fiabilidad, aunque sólo sea a nivel empírico (*vbgr.* comparación de valores modales AI con los normativos químicos en menas metálicas, Castroviejo *et al.*, 1999; o, para oro, contraste de medidas AI sobre imágenes ópticas y electrónicas, en curso).

Conclusiones. La aplicación del AI a problemas mineralógicos y petrológicos encuentra serias dificultades metodológicas, debido a factores complejos cuyo control registra un rápido avance. Presumiblemente, se encuentra ahora en una fase de desarrollo comparable a la de la Teledetección en años recientes: una vez comprendido su potencial, se ha de superar el control de las fuentes de error para llegar a una metodología de aplicación precisa y económica. En conclusión, el AI puede ser muy eficaz para cuantificar información microscópica en rocas y menas, con la ventaja añadida del enorme potencial de tratamiento matemático inmediato de la información digitalizada, a condición de ser usado de forma rigurosa y consecuente con la singularidad geológica de los problemas estudiados.

Referencias

- Beucher S. (1995). *Micromorph. Jour. Etds. INRM/CNAM*, 77-80.
- Castroviejo R., Chacón E., Múzquiz C., Tarquini S. (1999) *Geovision* 99. U.Liege, p. 37-40.
- Castroviejo R. , López A., Múzquiz C., Pirard E. (1999). *Geovision* 99. Un. Liege, p. 41-44.
- Fueten F. (1997) *Computers and Geosciences*, 23, p. 203-208.
- Gy P. (1992) *Sampling of heterogeneous systems*. Elsevier, Amsterdam, 653 p.
- Múzquiz C. (1996) *Proyecto Fin de Carrera*. ETS Ing. Minas Madrid, 135 p.
- Pirard E, Bertholet V. (1999). *Rev. De Metallurgie, Sc. G. Matériaux* (in press).

SIGNIFICADO PETROGENÉTICO DEL EPIDOTO EN LAS GRANODIORITAS FAMATINIANAS DE LA SIERRA DE CHEPES, ARGENTINA

J.A.Dahlquist

Centro de Investigaciones Geológicas, CONICET-UNLP, La Plata, Argentina

Los granitoides de la Sierra de Chepes, Batolito de Los Llanos - Ulapes, constituyeron parte de un arco magmático desarrollado durante la orogenia Famatiniana (490-470 Ma Pankhurst *et al.*, 1998). Las rocas ígneas constituyen el 80% y el resto son metamorfitas. En la Sierra de Chepes, existen dos unidades magmáticas principales de carácter metaluminoso: la Granodiorita Chepes (GCH) y la Granodiorita Porfírica Chepes (GPCH) (Tabla 1 con abreviación mineral de Kretz, 1983).

Tabla 1	%Si O2	%Qtz	%Mc	%Pl	%Bt	%Hbl	%Accesorios
GCH	64.5	32	7 (Or 90-97)	35 (An 52-39)	16 (XFe) > 0.46	3 AlT = 1.562	6 (Ap,Ttn,Ep,Aln,Mag, Zrn)
GPCH	67.5	34	14 (Or 87-95)	34 (An54 -39)	12 (XFe) > 0.49	1 AlT = 1.565	5 (Ap,Ttn,Ep,Aln,Mag, Zrn)

Las relaciones isotópicas de estas rocas sugieren un origen claramente cortical del magma (Pankhurst *et al.*, 1998). El geobarómetro de Al-Hbl (geobarómetro de Johnson y Rutherford, 1989) indica una profundidad de cristalización y emplazamiento de la masa ígnea no superior a 10 Km (Pmax. = 3 kbar). Un metamorfismo regional de alta T y baja P es registrado por metapelitas, cuyas paragénesis indican una Pmax. = 2.5 kbar (Dahlquist y Baldo, 1996). Las rocas seleccionadas para este estudio, conservan una textura ígnea, sin deformación ni reacciones subsólidas importantes. Los Ep de estas rocas están texturalmente ligados a Bt, Hbl, Tit, Mag, Ap y Pl (asociación mineral similar a la encontrada experimentalmente por Naney, 1983 y Brandon *et al.*, 1996). Las evidencias texturales y químicas permiten discriminar dos grupos principales de epidotos: Grupo I de origen magmático (GI) y Grupo II de origen secundario (GII). Los Ep GI presentan las siguientes características texturales: (a) bordes euhédricos en el contacto con Bt y/o Hbl; (b) Aln euhédricas con marcada zonación alojadas en el núcleo del Ep; (c) inclusiones de Hbl-Bt en el Ep, que sugiere reabsorción por parte de éste último; (d) ausencias de alteración en las Bt y Hbl asociadas, que excluyen una reacción subsólida; y (e) Ap incluida en Ep que indica cristalización simultánea de estos minerales (Flood y Vernon, 1988, Dawes y Evans, 1991). Los análisis químicos realizados sobre los Ep del GI dan valores de Ps = 27-28% [Ps = Fe⁺³ / (Fe⁺³ + Al)]. Los mismos muestran un incremento notorio del Fe⁺³. El aumento del Fe estaría relacionado con una progresiva sustitución del Al^{VI}, el Mg-Mn y el Ti, como lo demuestran las correlaciones lineales inversas que se generan entre el Fe⁺³ y los elementos Al^{VI}, Mg-Mn y Ti. Los epidotos GII se encuentran incluidos en plagioclasas, ubicados preferentemente en su centro. Algunos cristales pueden lograr un desarrollo apreciable y pueden

mostrar caras euhedrales o facetadas. El Ep analizado del GII se aloja en el centro de una Pl (An_{40-52}), y su contenido de Ps = 25-26%. El valor de Ps ha sido utilizado para diferenciar los Ep magmáticos de los secundarios. Valores experimentales y empíricos de Ps para Ep considerados magmáticos y secundarios pueden ser consultados en Naney (1983), Tulloch (1986), Brandon *et al.* (1996) y Schmidt y Thompson (1996). La comparación con los valores experimentales de Naney (1983), empíricos de Tulloch (1986) y los valores de Brandon *et al.* (1996) indican un origen magmático del Ep GI y secundario del Ep GII. Por otra parte, Naney (1983) notó que el incremento del Fe tiende a maximizar la estabilidad del Ep. Si bien las evidencias texturales y de química mineral indican que los Ep del GI son de origen magmático, no está nada claro que esto signifique un emplazamiento profundo de estos magmas (como sostienen Zen y Hammarstrom 1984), ya que los geobarómetros aplicados indican valores de P máx. = 3 kbar. En conclusión, la presencia de Ep magmático en las rocas de la Sierra de Chepes no puede ser utilizado como un indicador de un nivel de intrusión o cristalización profundo. Esto contradice las conclusiones de Zen y Hammarstrom (1984) que afirman lo contrario. Por otro lado, no se han encontrado evidencias que indiquen un transporte rápido del magma desde la corteza inferior a la corteza superior, impidiendo la reabsorción del Ep, tal como fue propuesto por Brandon *et al.* (1996). De esta forma, se concluye que el significado petrogenético del Ep magmático en granitoides, debe seguir siendo revisado y reconsiderado, y que el Ep por sí sólo, no es un geobarómetro adecuado.

Agradecimientos

El trabajo fue financiado con el Proyecto PIP-CONICET N° 4148. Agradezco a los Drs. C.W. Rapela y C.Casquet la contribución al trabajo y, muy especialmente, al Dr. E.G. Baldo. Microanálisis realizados en el Instituto de microscopía electrónica Luis Bru de la U.C.M.

Referencias

- Brandon A.D., Creaser, J.M. y Chacko, T. (1996): *Science*, 271, 1845-1848.
- Dahlquist, J.A. y Baldo, E.G. (1996): XIII Congreso Geológico Argentino, V, 393-409. Bs. As. Argentina.
- Dawes, R.L. y Evans, B.W. (1991): *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1017-1031.
- Flood, R.H. y Vernon, R.H. (1988): *Lithos*, 21, 237-245.
- Johnson, M.C. y Rutherford, M.J. (1989): *Geology*, 17, 837-841.
- Kretz, R. (1983): *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Naney, M.T. (1983): *American Journal of Science*, 283, 993-1033.
- Pankhursts R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E. Dahlquist, J., Pascua, I. y C.M. Fanning (1998): *Geological Society, London, Special Publication*, 142, 343-367.
- Schmidt, M.W. y Thompson, A.B. (1996): *American Mineralogist*, 81, 462-474.
- Tulloch, A.J. (1986): *Geology*, 14, 187-188.
- Zen, E. y Hammarstrom, J.M. (1984). *Geology*, 12, 515-518.

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO ÁCIDO EN EL EJE VOLCÁNICO DE PAYMOGO (HUELVA), FAJA PIRÍTICA IBÉRICA

T. Donaire, E. Pascual y R. Sáez

Dpto. de Geología, Universidad de Huelva, 21819 Palos de la Frontera (Huelva), España.

El eje volcánico del sur de Paymogo representa el afloramiento más noroccidental de la Faja Pirítica en la provincia de Huelva. Los materiales que lo constituyen aparecen en una estructura anticlinal, con un núcleo formado por rocas del Grupo PQ, sobre el que se dispone una serie de rocas subvolcánicas, volcánicas y sedimentarias similares a las del Complejo Vulcano-Sedimentario (CVS) de otras áreas de la Faja Pirítica Ibérica. No obstante, a diferencia de lo observado en otros sectores, el magmatismo básico no está apenas representado.

Los afloramientos del PQ en el eje de Paymogo son escasos, y están constituidos esencialmente por pizarras, litarenitas y cuarzoarenitas. El CVS comienza con una serie de areniscas volcánicas (*sensu* Fischer, 1961). Estas rocas están compuestas esencialmente por cristales y fragmentos de cristales de cuarzo y plagioclasa (\pm piroxeno), de tamaño de grano medio a grueso, y escasos fragmentos líticos de composición dacítica, una matriz de clorita y sericita. Localmente se observan intercalaciones de pizarras grafitosas con piritita diseminada.

Asociados a esta secuencia vulcanoclástica se hallan numerosos sills dacíticos con textura afanítica porfídica, compuestos por fenocristales de cuarzo y de plagioclasa (\pm clinopiroxeno) y matriz felsítica. A techo de esta secuencia aparecen localmente capas compuestas por brechas y areniscas volcánicas de composición riolítica. Estas rocas están formadas por una gran variedad de clastos volcánicos y fragmentos cristalinos, pobremente clasificados, incluidos en una matriz de grano muy fino. Algunos de los rasgos de estas capas son propios de depósitos piroclásticos, aunque más generalmente deben clasificarse como vulcanoclásticos de tipo *mass flow*.

Toda esta secuencia previa aparece intruida por domos, diques y sills de composición esencialmente riolítica, constituidos por facies coherentes y autobrechas (*sensu*, McPhie *et al.*, 1993). Las facies riolíticas coherentes muestran una textura afanítica porfídica y están formadas esencialmente por fenocristales de plagioclasa (albita) y cuarzo en una matriz felsítica. Las facies riolíticas autoclásticas están constituidas por fragmentos riolíticos con textura afanítica porfídica, y contactos curvoplanares, incluidos en una matriz ígnea de similar composición. Estos clastos muestran evidencias de fracturación *in situ*, y texturas perlíticas.

Hacia el techo de todos estos niveles, se halla la secuencia representada esencialmente por rocas vulcanoclásticas de granulometría fina, a las que aparecen asociados niveles de jaspe. Esta secuencia está formada principalmente por tobas, tufitas, pizarras moradas y niveles sedimentarios ricos en radiolarios, localmente intruidos por sills de composición dacítica.

En este trabajo presentamos nuevos datos geoquímicos de elementos mayores y trazas para rocas volcánicas félsicas coherentes y depósitos autoclásticos del área descrita. Los datos obtenidos permiten, en primer lugar, confirmar conclusiones obtenidas en otras áreas de la FPI, en cuanto que el carácter del vulcanismo félsico no muestra variaciones importantes hacia el oeste, en el sector español de la FPI.

La variación química en diagramas de Harker, muestra una buena correlación de la mayor parte de los elementos mayores y de muchos trazas respecto de la sílice. La tendencia curvilínea de un número de variaciones elementales, sugiere que las rocas dacíticas y riolíticas que constituyen el grupo de rocas félsicas del CVS, en el eje volcánico de Paymogo, pueden haber sido producidas por procesos de cristalización fraccionada, con separación de plagioclasa, clinopiroxeno y accesorios. El hecho de que las rocas menos evolucionadas de la secuencia muestren anomalía positiva de europio, apoya también esta interpretación.

Por último, interpretamos que las rocas félsicas menos evolucionadas, aunque pudieran interpretarse como andesíticas, de acuerdo con sus datos petrográficos, corresponden más probablemente a acumulados ricos en plagioclasa y piroxeno formados a partir de un magma parental dacítico.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado en el marco del proyecto AMB94-0243, así como por la Junta de Andalucía (Grupo P.A.I. 4067).

Referencias:

- Fisher, R.V. (1961): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72: 1409-1414.
- McPhie, J., Doyle, M., y Allen, R. (1993): *Volcanic textures*. Universidad de Tasmania (Australia), 198 p.
- Mitjavila, J., Martí, J. y Soriano, C. (1997): *Jour. Petrol.*, 38: 727-755.
- Munhà, J. (1990): In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E., Eds.) Springer Verlag, Berlin: 363-368.
- Sáez, R., Almodóvar, G.R., y Pascual, E. (1996). *Ore Geol. Rev.*, 11: 429-451.
- Salpeteur, I. (1976): Tesis, Univ. Nancy I. (Francia)

EXPERIMENTAL INVESTIGATIONS ON THE GENERATION OF GRANODIORITES, TONALITES, TRONDHJEMITES AND MG-NORITES IN AN ATYPIC SUBDUCTION ZONE, AMB, SW SPAIN.

H. El Hemidi, M. El Biad y A. Castro

Dpto. Geología U. Huelva. 21819, Huelva, España.

The Aracena metamorphic belt (AMB) in southern Spain, is a subduction related HT/LP complex developed by plate convergence during the Paleozoic. The AMB is subdivided into two major zones: an oceanic domain (OD) at the south and a continental domain (CD) at the north, which includes high grade metamorphic rocks (tonalite gneisses, migmatites, nebulites, amphibolites, calc-silicates and marbles) and igneous rocks (granodiorites, trondhjemites and Mg-norites with boninite affinities) related to the subduction of an oceanic ridge (Castro et al. 1996). Peraluminous granites are very scarce in the AMB in relation to granodiorites and trondhjemites.

In order to understand the petrogenesis of AMB's igneous rocks, two types of experiments have been carried out in solid-medium piston cylinder devices at the University of Huelva (Spain):

1- Melting of "Fuente de Oro" tonalitic gneisses (Bt+Qtz+Pl+Kfs±Tur), Pl-Hbl amphibolites and Qtz-amphibolites. In these experiments, samples were placed in welded Au capsules. The capsules contained either 6 mg of dry sample (dehydration-melting experiments), or 10 mg of dry sample plus 5 wt.% water added with a microsyringe. Hydrous experiments were performed at 650, 675, 700, 725, and 750 °C, and 2, 6, and 10 kbar, whereas anhydrous experiments were performed at 800, 850, 900, 950 and 980 °C, and 3, 6 and 10 kbar.

2- Near-liquidus phase relations of Mg-norites. In these experiments, 5 mg of sample was contained in a graphite capsule and welded in Pt tube to avoid iron loss to the capsule. Experiments were performed, under anhydrous conditions, at pressure from 6 to 16 kbar and temperatures from 1100 to 1200 °C.

On one hand, the experimental results show that under anhydrous conditions melting of tonalitic gneisses generates peraluminous granitic melts (<8 vol%), whereas the melting of the same material with 5% water added, generates granodioritic melts (>35 vol%), that coexist with neoblastics amphibole (hornblende) and epidote (amphibole and epidote were absent in the starting materials). On the other hand, anhydrous melting of Qtz-amphibolites produces trondhjemitic melts (>15 vol%), whereas anhydrous melting of Pl-Hbl amphibolites generates tonalitic melts (10-15 vol%) (fig. 1). Finally, near-liquidus experiments of Mg-norites indicate that boninite-like magma may be derived at P = 8 kbar from shallow pyroxenite mantle consisting predominantly of clinopyroxene, orthopyroxene and plagioclase (fig. 2). The resulting melt have been contaminated with crustal components as it is deduced from their isotopic ratios (Sm/Nd

and Rb/Sr). These contamination may have had only negligible effects on the major element composition and then on the phase relations.

The results of melting experiments suggest that the generation of granodioritic rocks in the AMB needs free H₂O in the system. The predominance of granodiorites over peraluminous granites indicates that H₂O is largely present in the system. It is very likely that the source of this water is related to subduction of an oceanic plate. The subsequent ridge subduction (Castro et al. 1996) and the associated thermal anomaly would generate the heat responsible for the partial melting of the "Fuente de Oro" tonalitic gneisses. The second type of experiments indicate that the presence of a hot shallow mantle is the cause of the thermal anomaly in the continental domain.

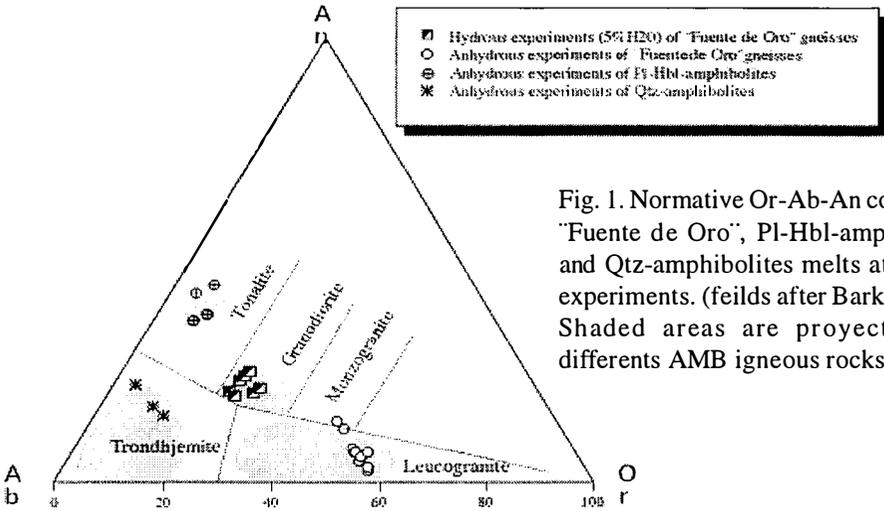


Fig. 1. Normative Or-Ab-An contents in "Fuente de Oro", Pl-Hbl-amphibolites and Qtz-amphibolites melts at different experiments. (fields after Barker 1979). Shaded areas are projections of different AMB igneous rocks.

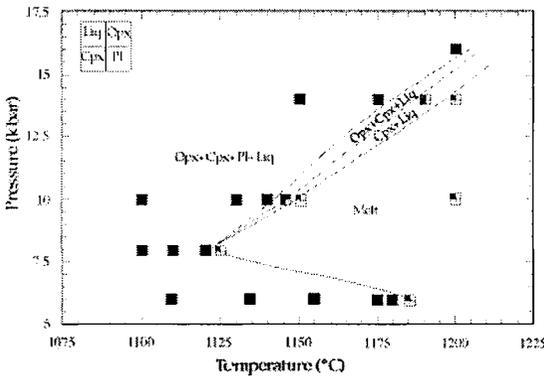


Fig.2 Summary of P-T phase relations of anhydrous experiments on Mg-norite.

References

Castro, A.; Fernández, C.; De la Rosa, J.D.; Moreno-Ventas, I.; El Hmidi, H.; El Biad, M.; Bergamín, J.F. and Sánchez, N. (1996). Geol. Rundschau. 85: 180-185.

EVOLUCION TECTONOTERMAL DEL BASAMENTO DE LA CORDILLERA CENTRAL DOMINICANA, ISLA DE LA ESPAÑOLA

J. Escuder Viruete (1) y P. P. Hernáiz Huerta (2)

(1) Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense, 28040 Madrid

(2) INYPSA, General Díaz Porlier 49-51, 28001, Madrid.

La Isla de La Española está constituida por un conjunto de unidades corticales o terrenos, que fueron generados y posteriormente amalgamados durante el Jurásico Superior-Eoceno en un ambiente geodinámico intraoceánico. En el basamento metamórfico de la Cordillera Central Dominicana (Draper y Lewis, 1991) se pueden distinguir: (1) un terreno de metabasaltos relacionado con la actividad de una pluma mantélica y carácter ofiolítico, que incluye el Complejo Duarte (CD); y (2) un terreno de metabasaltos MORB relacionado con una dorsal oceánica «normal», que incluye el Complejo Río Verde (CRV) y, probablemente, parte de los Esquistos de Maimón (EM). Situado estructuralmente entre los dos, el terreno de las Peridotitas de Loma Caribe (PLC) representa el manto litosférico bajo la corteza oceánica. Litológicamente, los protolitos del CD se corresponden con una potente secuencia de picritas, basaltos, gabros y diabasas, bajo una cobertera sedimentaria pelágica. En él intruyen plutones de tonalitas variablemente foliadas y el batolito de noritas y gabro-noritas de La Yautía. Aunque el sustrato oceánico es más antiguo (Montgomery et al., 1994), Meschede (1998) establece que la fuente de los metabasaltos del CD fue una pluma mantélica activa durante el Cretácico Medio y Superior (90-82 Ma), que produjo un inusual espesor (15-20 km) de corteza oceánica. El CRV está constituido por una potente secuencia de basaltos y metabasaltos N-MORB, con intercalaciones de chert y de calizas pelágicas, e intrusiones de diques doleríticos y pequeños cuerpos gabríticos. La edad del complejo no está bien definida, asumiéndose una edad Cretácico Inferior por correlación con los EM. El CRV se formó inicialmente en un ambiente de dorsal oceánica «normal», sobre el que se desarrollaron posteriormente varios estadios de arco volcánico y crecimiento cortical.

Las evidencias de campo y petrográficas indican que el metamorfismo y la deformación, expresada por la generación de fábricas plano-lineares frecuentemente miloníticas y pliegues isoclinales, se desarrollaron simultáneamente. En el CRV el grado metamórfico aumenta hacia arriba en la secuencia estructural (Fig. 1), desde la facies de prehnita-pumpellita (Zona I), esquistos verdes (Zonas II y III), anfibolítica (Zona IVa) hasta la anfibolítica superior (Zona IVb), restringida a las metabasitas justo bajo el contacto con la PLC. El gradiente metamórfico es inverso y de baja-P. En el CD la temperatura aumenta hacia los niveles estructurales bajos, desde la facies de los esquistos verdes superior (Zona A), la anfibolítica epidótica y anfibolítica (Zona B), hasta la granulítica inferior (Zona C). El gradiente metamórfico es normal y de media-P.

La evolución de las asociaciones minerales presentes en los metabasaltos de las diversas zonas metamórficas del CD y CRV, pueden ser interpretadas en términos de trayectorias P-T metamórficas (Fig. 2). En resumen, las trayectorias P-T registran la colisión entre un *plateau* oceánico y el proto-arco caribeño, con anterioridad al Cretácico Superior (Draper et al., 1996). Como consecuencia, un fragmento del *plateau* (CD) es obducido sobre el arco (CRV y EM), junto con una delgada lámina de litosfera oceánica (PLC). El gradiente metamórfico invertido en el CRV es consecuencia de la transferencia de calor conductiva desde la peridotita, con temperaturas mantélicas en su base, durante la obducción. La evolución P-T del CD está

controlada por el apilamiento vertical de varias láminas cabalgantes producido durante la acreción final y el plutonismo sincinemático.

Este trabajo es parte del Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana Central, que ha sido realizado por el Consorcio ITGE-INYPSA-PROINTEC con la financiación de la Unión Europea.

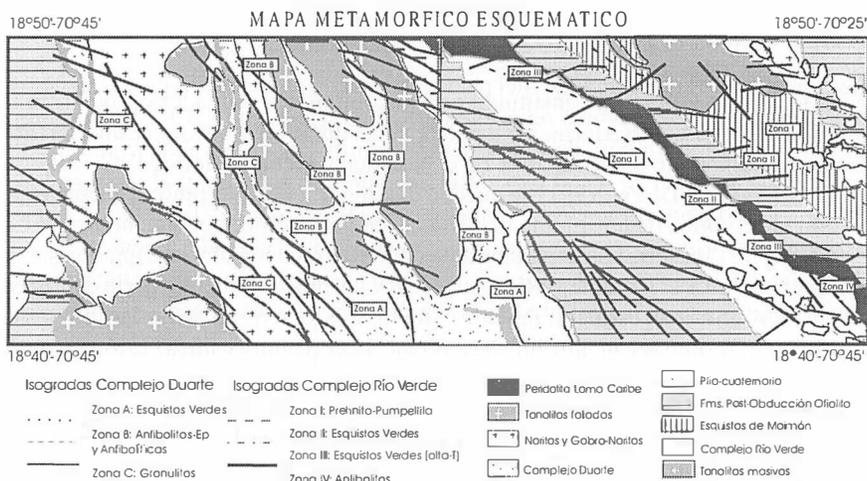


Fig. 1. Mapa Metamórfico Esquemático a E. 1:300.000.

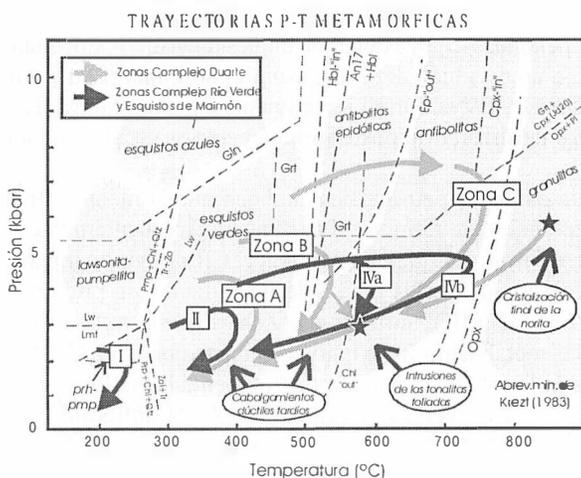


Fig. 2. Trayectorias metamórficas P-T para la Cordillera Central.

Referencias

- Draper, G. & Lewis, J.F. (1991): *Geol. Soc. America, Spc. Paper*; 262, 29-45.
- Draper, G.; Gutiérrez, G. & Lewis, J.F. (1996): *Geology*, 24, 1143-1146.
- Kretz, R. (1983). *American Mineralogist* 68, 277-279.
- Meschede, M. (1998): *Geol. Rundschau*, 87, 200-205.
- Montgomery, H.; Pessagno, E.A.; Lewis, J.F.; & Schellekers, J. (1994): *Tectonics*, 13-2, 725-732.

CALCULO DE DIAGRAMAS DE EQUILIBRIO DE FASES Y SU APLICACIÓN GEOTERMobarométrica EN ECLOGITAS

J. Escuder Viruete (1), M. Shimani (1) y M. Muñoz (1)

(1) Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense, 28040 Madrid

La determinación de las condiciones del pico metamórfico en rocas eclogíticas y su trayectoria P-T es todavía uno de los mayores retos en petrología metamórfica. Convencionalmente, la reacción $Ab = Jd + Qtz$ (abrev. de Kretz, 1983) es utilizada como geobarómetro, donde en ausencia de feldespatos el X_{Jd} en el Cpx define una presión mínima, y el intercambio Fe-Mg entre Grt-Cpx como geotermómetro, obteniéndose intersecciones P-T que pueden dar lugar a interpretaciones incorrectas si los resultados no son analizados cuidadosamente. La principales razones son: la falta de control en determinar si la T calculada está dentro del campo de estabilidad en el que el geotermómetro fue calibrado y las varias correcciones empíricas propuestas para el Ca en el granate, sólo válidas en un restringido rango composicional. Un procedimiento alternativo a estimar las condiciones P-T de eventos metamórficos, o equilibrios termodinámicos, es calcular diagramas de equilibrio de fases. En el presente trabajo, se computan diagramas de equilibrio para eclogitas en el sistema basáltico modelo NCFMASH, utilizando una base de datos termodinámica internamente consistente (Berman, 1988; actualizada en 1996), modelos de solución sólida para todas las principales fases que aparecen en el rango P-T de interés ($\Delta T=300-900^\circ C$; $\Delta P=0-25$ kbar) y el programa DOMINO (De Capitani, 1994). El resultado es un diagrama de asociaciones minerales termodinámicamente estables para una composición especificada. La extensión y posición absoluta de los diferentes campos de estabilidad depende de los modelos de solución y de la composición global elegida. Los modelos de solución utilizados para cubrir todo el rango composicional de cada fase multicomponente son: granate (Grt-Prp-Alm, no ideal; Berman, 1990), onfacita (Di-Jd-Hd, no ideal; Meyre et al., 1997), feldespato (Ab-Kfs-An, no ideal; Fuhrman y Lindsley, 1988), mica blanca (Pg-Ms, no ideal; Chatterjee y Froese, 1975) y anfíbol (Parg-Fe/Parg, ideal). La «composición global» en el sistema NCFMASH fue construida utilizando modas y análisis por microsonda electrónica normalizados de minerales, correspondientes a una asociación real (re-)equilibrada a alta-P. La asociación utilizada pertenece a las eclogitas del Middle Adula nappe, en los Alpes Centrales (Meyre et al., 1997). El diagrama de fases computado (Fig. 1-a) presenta un gran campo de estabilidad para la asociación eclogítica Grt+Omp+Am+Pg+Qtz+Ky+H₂O (Am=anfíbol), entre 500-700 °C y 14-22 kbar. A mayor P aparecen los campos de estabilidad de Grt+Omp+Ky+Qtz+H₂O (eclogitas con Ky) y de Grt+Omp+Pg+Ky+Qtz+H₂O (eclogitas con Pg), y a menor T el de la asociación Grt+Omp+Am+Pg+Glc+Qtz+Ky+H₂O (transición esquistos azules-eclogitas) y Grt+Am+Fsp +Pg+Qtz+Ky+H₂O (anfíbolitas). En condiciones granulíticas (con feldespato presente), el diagrama muestra la transición de anfíbol a baja-P a onfacita a alta-P. La información geotermobarométrica se obtiene calculando las isopletras de los términos finales de las soluciones sólidas de interés. En nuestro caso, se computaron las isopletras de la X_{Jd} y X_{Grt} (Fig. 1-b y c). Para unas condiciones P-T determinadas, las composiciones de las fases calculadas están dentro de un error de $\pm 1\%$ de las concentraciones reales medidas.

(Ca,Mn)CO₃-H₂O: TERMODINÁMICA Y CONDUCTA EFECTIVA DE CRISTALIZACIÓN EN GEL DE SÍLICE

A. Fernández-González y M. Prieto

Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 33005-Oviedo

Los sistemas CaCO₃-MnCO₃ y CaCO₃-MgCO₃ son similares en algunos aspectos. Por ejemplo, ambos presentan una fase de composición intermedia ordenada más estable a temperatura ambiente que la fase desordenada correspondiente. Esta ordenación catiónica en ciertos carbonatos romboédricos como la dolomita o la kutnahorita, es un problema que aún no ha sido resuelto satisfactoriamente desde el punto de vista termodinámico [1].

En este trabajo se presenta un estudio experimental de cristalización de soluciones sólidas (Ca,Mn)CO₃ a partir de soluciones acuosas y una revisión teórica sobre la termodinámica del sistema solución sólida-solución acuosa en condiciones normales.

El modelo escogido para estudiar el equilibrio en el sistema (Ca,Mn)CO₃-H₂O es el propuesto por Lippmann [2], puesto que es el que mejor puede explicar la conducta de cristalización. El pseudodiagrama de fases (Fig. 1), se ha calculado aplicando este modelo a partir de los datos de energía libre de exceso que existen en la bibliografía [3].

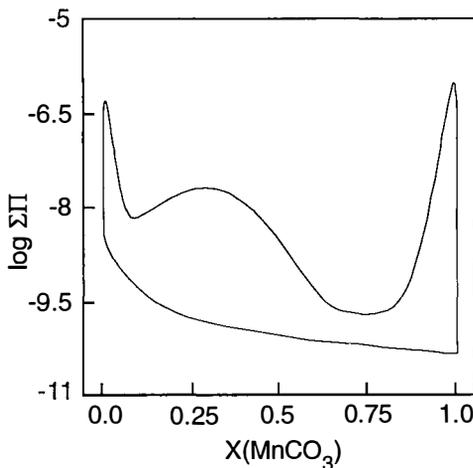


Figura 1: Diagrama de Lippmann calculado para el sistema (Ca,Mn)CO₃-H₂O

De su estudio pueden extraerse conclusiones muy interesantes. La más llamativa es la existencia de dos amplios huecos de miscibilidad. Sin embargo, sí son estables las soluciones sólidas de composición intermedia.

Las experiencias de crecimiento de diferentes términos composicionales de la solución sólida (Ca,Mn)CO₃ se han llevado a cabo por contradifusión de reactivos a través de una

columna de gel de sílice, partiendo de soluciones madre con diferentes proporciones Ca/Mn. En estas experiencias, la nucleación y posterior crecimiento de los cristales se produce en condiciones de no-equilibrio, con elevados niveles de sobresaturación que alejan mucho el comportamiento efectivo de cristalización del previsto según el diagrama de Lippmann [4].

Se han obtenido cristales zonados, en los que está representado todo el rango de composiciones, pero en ninguno de ellos se han tenido evidencias de ordenación.

Los cristales son relativamente ricos en MnCO_3 en los núcleos y van enriqueciéndose en calcio a medida que crecen (Fig. 2a y 2c). En algunos casos, las zonas del cristal de composiciones intermedias presentan un fino zonado composicional oscilatorio superpuesto al zonado principal. Por otra parte, para tiempos de crecimiento iguales, el tamaño final de los cristales y su morfología son fuertemente dependientes de la composición (Fig. 2b y 2d).

Esta conducta de nucleación y crecimiento cristalino puede explicarse en base a las diferencias de solubilidad entre la calcita y la rodocrosita y a las elevadas condiciones de sobresaturación en que tienen lugar estos fenómenos.

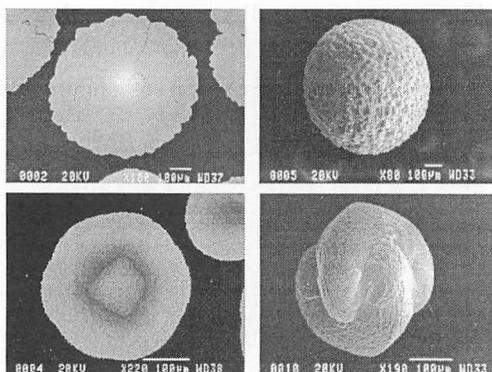


Figura 2: Imágenes de microscopía electrónica de barrido. Se observan los zonados composicionales y las morfologías de cristales de $(\text{Ca,Mn})\text{CO}_3$ - crecidos en gel de sílice. Los cristales a y b corresponden a experiencias con soluciones madre más pobres en Mn que c y d

Referencias

- [1] Reeder R.J. (1983): En *Rev. in Miner.* **11**, 1-47
- [2] Lippmann F. (1980): *N. Jb. Min. Abh.* **139**, 1-25
- [3] McBeath et al. (1998): *Geoch. et Cosmoch. Acta* **62**, 2799-2808
- [4] Prieto et al. (1994): *J. Crys. Growth* **142**, 225-235

CARACTERIZACION MEDIANTE ESPECTROSCOPIA MOSSBAUER DE LOS OXIDOS DE HIERRO Y HIERRO-TITANIO DE LOS PLACERES COSTEROS DEL SUROESTE DE ESPAÑA

J.C. Fernández Caliani (1), L. Stievano (2), G. Leotta (2), S. Calogero (2) y
E. Galán (3)

(1) Dpto. Geología, Universidad de Huelva

(2) Dpto. Chimica Fisica, Università Ca' Foscari, Venezia, Italia

(3) Dpto. Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola, Universidad de Sevilla

Durante épocas de tormentas o mareas vivas, en el litoral de Huelva se producen importantes acumulaciones de arenas negras enriquecidas en minerales pesados, como consecuencia de la concentración gravitatoria natural que produce el oleaje sobre los sedimentos costeros. Estos depósitos arenosos están constituidos principalmente por granos detríticos de óxidos de Fe y Fe-Ti, en diferentes estados de oxidación. Con la finalidad de identificar y cuantificar estos minerales, y evaluar su grado de oxidación mediante el efecto Mössbauer, se tomaron seis muestras en diversos puntos de la costa (Figura 1), de las cuales se obtuvieron sus correspondientes fracciones pesadas con mayor susceptibilidad magnética, mediante un separador Franz. Los concentrados se analizaron en un espectrómetro estándar, a temperatura ambiente y velocidad de modulación en modo sinusoidal, y los espectros fueron refinados con el programa de mínimos cuadrados MOS-90. Los principales componentes espectrales observados son los siguientes:

1) Un sexteto con un campo magnético hiperfino en torno a 52 T (QS de -0,19 a -0,25 mm/s; IS referido a a-Fe, de 0,37 a 0,39), que inequívocamente se atribuyen a hematites. Esta fase está presente en todas las muestras, y su concentración oscila entre 11% (Torre del Loro) y 20% (El Portil).

2) Dos sextetos magnéticos con un campo hiperfino aproximado a 49 T (QS de -0,09 a -0,02 mm/s ; IS de 0,27 a 0,30) y 46 T (QS de -0,01 a 0,02 mm/s; IS de 0,67 a 0,68), respectivamente, debido a la presencia de magnetita. Este óxido es dominante en algunas muestras (Isla Canela), donde alcanza hasta el 51% del concentrado, mientras que en otras muestras no supera el 21% (Torre del Loro).

3) Un doblete paramagnético cuyos parámetros Mössbauer (QS= 0,70-0,71 mm/s; IS= 1,06-1,09) son compatibles con el hierro divalente de la ilmenita. Este componente aparece en todos los espectros, y su área de resonancia relativa es indicativa de concentraciones de ilmenita variables entre 28% (Isla Canela) y 65% (Matalascañas).

4) Por último, otro componente espectral caracterizado por un doblete de picos más anchos y asimétricos, con parámetros ($QS=0,37-0,47$ mm/s; $IS=0,25-0,29$) compatibles con el hierro trivalente, probablemente contenido en pseudorutilo de baja cristalinidad, que aparece en todas las muestras en proporciones comprendidas entre 6% (Isla Canela, Punta Umbría) y 21% (Matalascañas).

En conclusión, las arenas negras de la costa occidental de Huelva son considerablemente más ricas en magnetita y hematites, mientras que en el tramo oriental se localizan las mayores concentraciones de ilmenita. Estas diferencias cuantitativas ponen de manifiesto no sólo diferencias composicionales del área fuente, sino también en las condiciones de meteorización dado que, en el sector oriental, la ilmenita se encuentra alterada a pseudorutilo en mayor proporción.

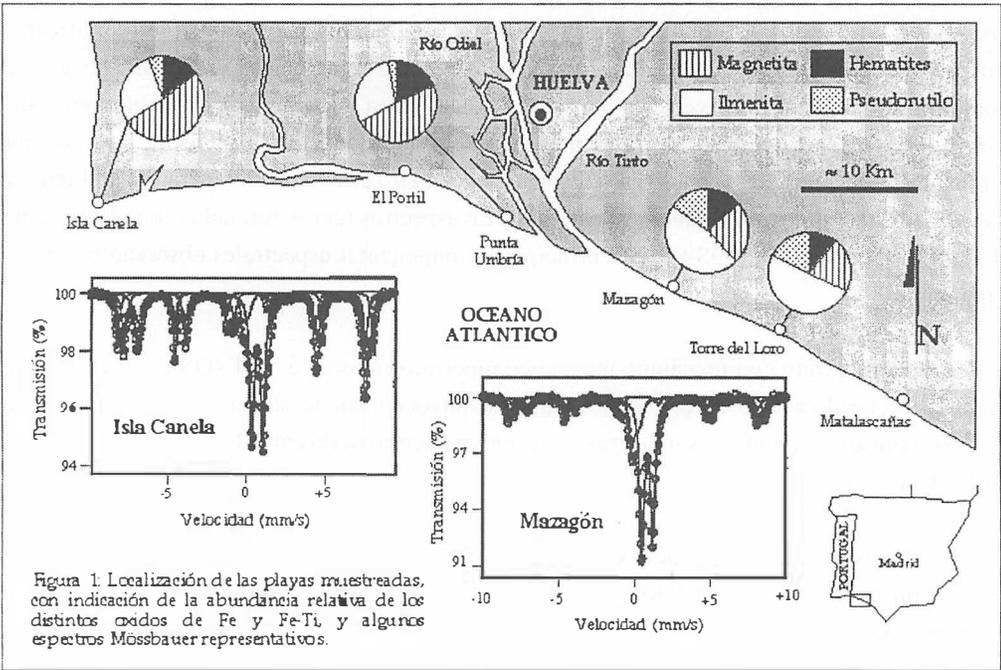


Figura 1: Localización de las playas muestreadas, con indicación de la abundancia relativa de los distintos óxidos de Fe y Fe-Ti, y algunos espectros Mossbauer representativos.

MINERALOGICAL CHARACTERIZATION OF STREAM SEDIMENTS FROM PORTUGAL. PRELIMINARY RESULTS.

A. Ferreira, F. Rocha y M.S. Pinto

Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 193-3810 Aveiro, Portugal

Portugal lacks consistent geochemical data documenting the present composition of the surface environment. A low density geochemical survey of the whole country, taking topsoils and active stream sediments as sampling media is currently under way. It follows recommendations of the IGCP Project 259 "International Geochemical Mapping" for sampling, sample preparation and analysis. Samples were collected at 653 sites at a sampling density of 1 site / 135 km².

In order to determine the mineral composition of the stream sediments, 165 samples (about 20% of the total number of samples) were analysed by X-ray diffraction. The samples were randomly selected but proportionally representing areas of the major geostructural units and also of the main rock types formed in Portugal. Average values for major structural units and main lithologies (Table I) and maps displaying the ACP factor scores of the X-ray results are presented (Fig. 1).

Table I
Aritmetic mean of mineralogical contents of stream sediments
representing major geostructural units and main lithologies of Portugal

Minerals	Major structural units				Lithologies			
	ZCI	ZOM	ZSP	Sedimentary Bordures	Limestones	Clastic formations	Granitic rocks	Metasediments
Micas	15.1	7.4	11.2	3.0	2.4	3.4	12.5	13.4
Kaolinite	4.5	2.1	6.3	1.2	1.8	0.8	2.7	5.5
Chlorite	2.0	0.9	2.0	0.0	0.0	0.0	1.2	2.2
Quartz	41.2	44.0	57.4	53.8	42.6	63.7	30.4	52.3
K-feldspar	11.1	9.1	2.3	14.3	9.0	17.0	16.6	4.7
Plagioclase	17.4	24.5	16.3	7.7	2.4	10.6	25.9	14.5
Opal C/CT	2.9	4.5	2.1	0.9	1.0	0.8	4.2	2.5
Zerolites	0.7	0.2	0.0	0.3	0.3	0.4	0.8	0.3
Calcite	1.2	1.8	0.4	15.2	35.7	0.8	1.5	0.7
Dolomite	1.8	1.6	0.1	2.5	3.9	1.5	1.9	1.3
Siderite	1.0	0.4	1.2	0.3	0.2	0.3	0.8	1.0
Magnesite	0.4	0.2	0.1	0.4	0.3	0.4	0.5	0.2
Pyrite	0.1	0.2	0.1	0.2	0.3	0.1	0.1	0.2
Hematite	0.1	0.0	0.3	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2
Anfiboles	0.4	2.4	0.3	0.1	0.0	0.1	0.8	0.8
Talc	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
Vermiculite	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Smectite	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0

ZCI=Central Iberian Zone; ZOM=Ossa Morena Zone; ZSP=South Portuguese Zone

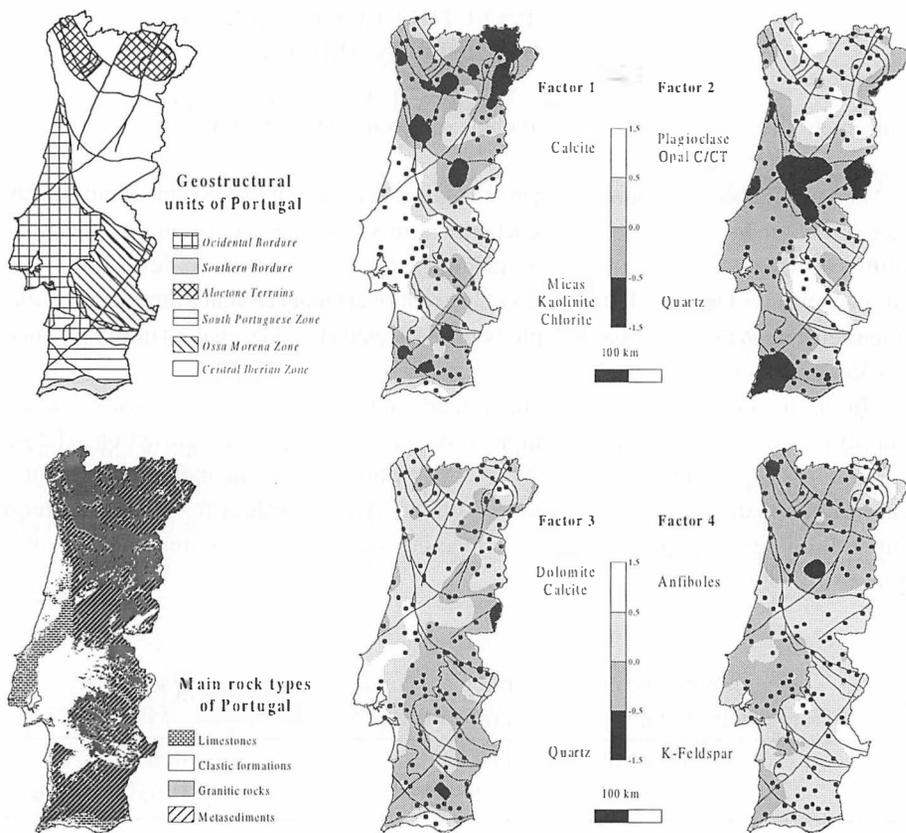


Fig. 1 - Distribution of ACP factor scores of the X-ray results from 165 stream sediment samples (black dots) from Portugal

The results show some relationships with major geostructural units and also with lithologies. Factor 1 separates the sedimentary bordures from Hesperic Massif (ZCI, ZOM and ZSP); factor 2, 3 and 4 explain mainly the granitic rocks, limestones and anfibole-bearing rocks respectively.

EVOLUCIÓN DE LOS FLUIDOS ASOCIADOS A LA MINERALIZACIÓN DE As-(Ag) DE BUSTARVIEJO (SISTEMA CENTRAL): ESTUDIO PRELIMINAR.

E. García; E. Vindel y J.A. López García.

Dpto. Cristalografía y Mineralogía, F.C.C.Geológicas. U. Complutense, 28040 Madrid. España

Introducción

En la Sierra de Guadarrama (Sistema Central) se encuentran numerosas manifestaciones hidrotermales de W(Sn), As(Ag), Pb-Zn, F(Ba) y cuarzo sin mineralizar. Hasta el momento se han realizado estudios de paleofluidos en todos los tipos excepto en el de As(Ag). La mina "Mónica" de Bustarviejo es un representante de estos últimos y con este trabajo se pretende contribuir y completar los análisis de fluidos asociados al hidrotermalismo del Sistema Central.

La mineralización

La mina Mónica se localiza junto al macizo granítico de la Cabrera (Madrid) en el paraje denominado "Cabeza de Braña" (Bustarviejo). Esta constituida por una mineralización de de As-Fe-Cu-Pb-Ag-Zn-Sn que aparece en bolsadas y en pequeños filones de Q (espesor normalmente <10 cms). No muestra marcado control estructural pues rellena una zona de "stockwork" o brechificación de la roca encajante.

El encajante de la mineralización es un ortogneis bandeado, fuertemente alterado en las proximidades de los filones. El bandeado es constante, pero de escaso espesor, son bandas de alrededor de 2 mm que alternan capas de sillimanita y moscovita con otras de cuarzo y feldespato potásico, transformado en muchas ocasiones a minerales sericíticos.

La mineralización está constituida por tres etapas hipogénicas de precipitación de minerales metálicos: 1ª (As-Fe) Arsenopirita (Apy)+Pirita (Py); la 2ª (Cu-Sn-Zn) Calcopirita (Cpy)+Esfalerita (Sfa)+Pirrotina (Po)+Estannina (Stan)+Cubanita (Cub) y la 3ª (Pb-Ag) Bismuto nativo (Bi)+Galena (Ga)+ Matildita (Mat) y una etapa supergénica: Goethita (Go)+Escorodita (Esc)+Marcasita (Mar)+Covellina (Co). Como ganga se reconoce cuarzo y moscovita (Vindel, 1980; Martínez-Frías, 1984).

La APy es el primer mineral de la secuencia y el más abundante en el yacimiento, se encuentra alterado a escorodita a favor de fracturas y bordes de grano en contacto con el cuarzo. Asociada a la Apy se encuentra la Py, no muy abundante y localmente transformada a marcasita.

La segunda etapa de precipitación mineral es la más compleja, se han podido identificar relaciones minerales y texturas de exsolución variadas tales como numerosas exsoluciones de Cpy, Stan y Po (alineaciones de puntos, en microfracturas, en nubes, en círculos, dos conjuntos que se cortan perpendicularmente, en forma de cizalla,...) en esfalerita. Además se han observado estrellas de Sfa+Po+Stan dentro de la Cpy, lo que sugiere una cierta coetaneidad de la Cpy y Sfa.

En la tercera y última etapa la galena es el mineral característico, aunque escaso, y presenta lamelas de matildita y parches de bismuto nativo.

Caracterización de los fluidos

Los fluidos se han caracterizado mediante un análisis microtermométrico (platina Linkam TGH600) y de espectroscopía Raman llevado a cabo en pequeños filones de cuarzo (< 5 cms) de la zona mineralizada. Se han identificado tres tipos de inclusiones fluidas: Lw-c, Lw1 y Lw2 cuyas características quedan reflejadas en la tabla 1:

Tipo	Lw-c	Lw1	Lw2
Componentes principales	H2O-NaCl-(CO2)	H2O-NaCl	H2O-NaCl
Hábito a 25°C	Dos fases	Dos fases	Dos fases
% fase vapor	40-55 (moda: 40)	30-55 (moda: 40)	15-45 (moda :15)
Tfhielo (°C)	-3.7/-3 (moda: -3.3)	-4.5/-0.5 (moda: -1)	-0.9/-0.3 (moda: -0.3)
Tfclatrato (°C)	6-10.5 (moda: 7.5)	—	—
TH (°C)	338-362L (moda: 352)	318-378L (moda: 347)	160-245L (moda: 215)
Salinidad(Wt%NaCl)	7.5-0.5 (moda: 1)	7.1-0.82 (moda:1.49)	1.49-0.5 (moda: 0.5)
H2O, CO2, CH4, N2	94, 4, 0.5, 0.1	98 H2O (sin gases)	99 H2O (sin gases)
Densidad (gr/cc)	0.63-0.65 (moda:0.65)	0.32-0.68 (moda:0.62)	0.81-0.92 (moda:0.85)

Tabla 1: Resumen de los datos microtermométricos de los diferentes tipos de inclusiones y composición global de las mismas.

La presencia de volátiles se ha detectado únicamente en el primer tipo (Lw-c) a partir de la formación de clatratos a baja temperatura y se ha corroborado mediante microsonda Raman. Se ha observado como estas inclusiones se disponen cercanas a la Apy, lo que podría indicar una posible relación entre estos fluidos y la formación de la mineralización.

Se interpreta una evolución hidrotermal basada en una importante dilución de un fluido rico en volátiles (del que no se ha encontrado registro) por mezcla con un fluido acuoso (Lw1) mucho más abundante y de similar temperatura. El resultado sería el fluido Lw-c, probablemente relacionado con la precipitación de la arsenopirita.

Referencias

- Martínez Frías, J., Vindel, E. y Lunar, R.(1984). Rev. Mat. y Proc., 2: 177-192.
 Vindel, E. (1980). Tesis Doctoral, Universidad Complutense, 249 p. (inédita).

UN PROCESO DE MINGLING EN LAS ISLAS COLUMBRETES: DIVERSIDAD QUÍMICA

R. García y A. Aparicio

Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC. Madrid

La mayor parte de los islotes que constituyen las Islas Columbretes están constituidos por rocas fonolíticas (Aparicio y García, 1995). Son las rocas más antiguas de la isla, probablemente de edad miocénica, y presentan numerosos enclaves de rocas plutónicas, sedimentarias y volcánicas. Entre estos últimos, los más frecuentes corresponden a tefritas fonolíticas y se presentan como inclusiones de color rojo oscuro, de forma semiesférica, y con dimensiones desde milímetros a centímetros (< 30 cm). La aparición de inclusiones máficas en rocas silíceas constituye una mezcla heterogénea que se viene interpretando como evidencia de commingling de acuerdo con Bacon (1986).

La mineralogía de estas tefritas fonolíticas incluye mayoritariamente kaersutita acicular (>60%) y en menor proporción anortoclasa, sanidina, nefelina, plagioclasa y magnetita con una textura microcristalina y vacuolar (20% de vacuolas).

Las fonolitas contienen, anortoclasa, oligoclasa, sanidina, nefelina, kaersutita y diopsido. Sobre el diagrama de clasificación TAS presentan dispersiones

composicionales hacia términos de fonolitas tefríticas (Fig. 1). En la Tabla 1 se muestran datos analíticos representativos de estas rocas (fonolitas, tefritas fonolíticas y fonolitas tefríticas) y en la figura se han proyectado diferentes muestras de estas mismas litologías mostrando esta dispersión (datos de Aparicio y García, 1995).

Observaciones sobre el terreno y petrográficas, muestran que las inclusiones de tefritas fonolíticas han experimentado un proceso de fragmentación y disgregación en el magma huésped, dando lugar a la gran variación de tamaño que presentan hasta su total homogeneización en la fonolita (Fig. 2).

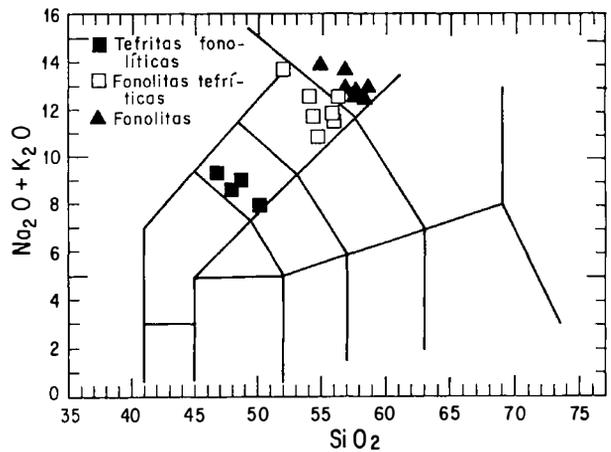


Fig. 1

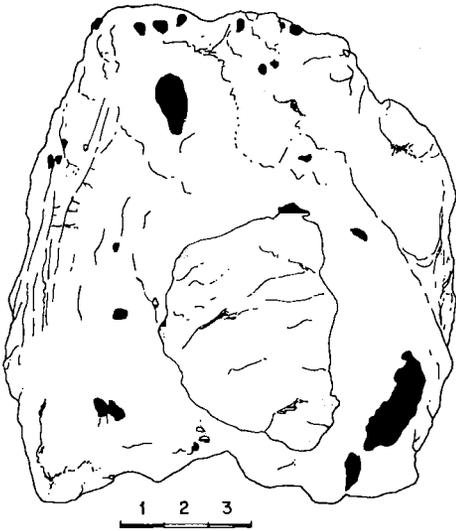


Fig. 2

De la abundancia de anfíbol en las inclusiones tefríticas se puede deducir que el magma fonolítico contenía agua abundante, y que se concentró en una zona de la cámara, dando lugar a la formación de las tefritas fonolíticas como un acumulado gravitacional, fundamentalmente anfibólico, que posteriormente y debido a su menor volumen, es incorporado al magma fonolítico en forma de inclusiones parcialmente solidificadas, lo que facilitaría su disgregación.

Este proceso mecánico de disgregación se establece como la causa de la dispersión gequímica de las fonolitas y la generación de las composiciones de fonolitas tefríticas. Un cálculo teórico de balance de masas aplicado a las muestras de la Tabla 1, da un valor de $R^2 = 1,17$ con una mezcla de un 20% del término básico.

El «mingling» pudo ocurrir durante el ascenso de las rocas fonolíticas desde la cámara magmática hasta la superficie, bajo una temperatura no muy inferior a la de formación del magma fonolítico (850°C).

Tabla 1			
Muestra	1	2	3
SiO ₂	56.20	54.73	47.00
TiO ₂	0.55	1.05	2.61
Al ₂ O ₃	20.24	20.14	17.26
Fe ₂ O ₃	2.985	5.14	10.59
FeO	1.02	0.08	0.24
MnO	0.11	0.14	0.17
MgO	1.66	1.54	3.75
CaO	2.97	3.90	7.88
Na ₂ O	7.44	7.94	6.34
K ₂ O	4.82	3.73	2.16
P ₂ O ₅	0.17	0.33	1.03
H ₂ O	1.95	1.13	0.91
Total	99.98	99.85	99.94
1. Fonolitas			
2. Fonolitas		Tefríticas	
3. Tefritas		Fonolíticas	

Referencias:

Aparicio, A., García, A. (1995). Bol. Geol. y Min., 106, 468-488.
 Bacon, Ch.R. (1986). Journal of Geophysical Research, 91, B6, 6091-6112.

RELLENOS HIDROTERMALES CON MINERALES CALCICOS EN FALLAS DEL PLUTON DE LA CABRERA (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL). ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS.

R. González (1), R.P.Lozano (1) (2) y C.Casquet (1).

(1)Dpto.de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. U.C.M. 28040 Madrid.

(2)Museo Geominero (ITGE). Río Rosas, 23. 20003 Madrid.

El plutón de la Cabrera es el más oriental del Sistema Central Español. Está formado por una potente lámina central de leucogranito de grano fino a medio, emplazada dentro de otra más extensa de granito biotítico de grano grueso. Hay abundantes fallas, que se pueden agrupar en tres familias con las siguientes direcciones principales: 1) ONO-ESE, 2) NNE-SSO, que desplazan sinextralmente a los diques de pórfido visibles en el sector NE del macizo, y 3) NE-SO, bien representada por la falla del Atazar, (Fernández Casals, 1979). No obstante, al realizar un exámen detallado por fotografía aérea de la zona, se han observado 3 sectores bien diferenciados: el más occidental donde predominan las fallas de dirección ONO-ESE, uno central, predominando las de dirección NO-SE y, por último, el más oriental, donde predominan las fallas de dirección NNE-SSO.

Se han muestreado dos puntos, en dos fallas con rellenos hidrotermales cálcicos (filones), situados, uno por encima de la lámina de leucogranito (F1) y otro por debajo (F2). El F1 sigue una dirección N-17-E y un buzamiento de 66°SE, y corresponde al relleno de una falla normal, como se ha podido deducir del estudio de estrías. Está constituido por cuarzo y calcita. El cuarzo se dispone en crecimientos con textura en peine y en él se pueden reconocer las superficies de crecimiento cristalino. La calcita rellena los espacios intersticiales. El F2 sigue una dirección N-126-E y un buzamiento de 79°SO, correspondiendo igualmente al relleno de una falla normal. Está constituido por cuarzo, calcita, epidota, clorita, calcopirita y moscovita. Este filón muestra fracturación superpuesta con una distribución heterogénea, ya que se incrementa hacia uno de los hastiales, dando lugar a una brecha de cuarzo ± epidota, cementada por cristales espáticos de calcita. El muestro se ha realizado en la zona menos fracturada, donde se conservan mejor los cristales de cuarzo.

Se ha realizado un estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas presentes tanto en la calcita, como en el cuarzo, con el fin de poder caracterizar los fluidos involucrados en la formación de ambos filones. Se han encontrado 3 tipos de fluidos distintos cuyas propiedades se resumen en la tabla 1.

Los tres tipos de fluido aparecen en ambos filones. El fluido de tipo I se localiza solamente en el cuarzo, en inclusiones primarias que se disponen sobre las superficies de crecimiento. La salinidad es muy baja y uniforme en todos los planos (de 0 a 0.7 % p.eq. NaCl), y la T_m disminuye progresivamente hacia el exterior de los cristales (de 345 a 140°C). El fluido de tipo II se localiza también en inclusiones primarias, pero en la parte más externa de los cristales de cuarzo y en la calcita intersticial. La temperatura eutéctica (aprox. -86°C; probablemente fusión metaestable), es previsible en fluidos en el sistema H₂O-NaCl-CaCl₂, con contenidos moderados a altos de CaCl₂ (Davis et al., 1990). La salinidades calculadas son moderadas (hasta 23.6 % p.eq. NaCl), mientras que las relaciones %NaCl/%NaCl+%CaCl₂ calculadas varían entre 0.3 y 0.4. En algunas inclusiones de calcita, la fusión de las fases sólidas formadas en el proceso de enfriamiento, es difícil de observar. En ellas la T_{fm} se ha determinado claramente, sin embargo la fusión del hielo no se ha observado, luego cabría la posibilidad de que el hielo fundiera a menor temperatura que la hidrohalita. Por último, el fluido de tipo III, presente únicamente en

la calcita en forma de inclusiones secundarias, representaría la última manifestación hidrotermal en estos filones. Este fluido vuelve a ser acuoso de muy baja salinidad.

Además de las inclusiones fluidas del tipo I y del tipo II, se encuentran, en el cuarzo, planos secundarios, también internos, formados por inclusiones fluidas con propiedades microtermométricas mixtas (salinidad entre 13.9 y 0.49 % p.eq. NaCl) que hay que atribuir a una mezcla del fluido tipo II con las inclusiones del tipo I en las microfracturas. Las presiones mínimas de atrapamiento calculadas (ecuación de estado de Zhang y Frantz, 1987) para el fluido de tipo I, varían entre 150 bar., en las partes más internas de los cristales, y 10 bar. en las zonas más externas. El fluido de tipo III, correspondiente a la última etapa hidrotermal registrada en estos filones, se atraparía bajo condiciones de presión prácticamente superficiales.

Por otra parte, cabe señalar que se han descrito fluidos con características microtermométricas y con presiones mínimas de formación semejantes a los fluidos de tipo I y II. Los fluidos están localizados en cuarzo hidrotermal que aparece junto con diversos minerales cálcicos con rellenos de cavidades, en el interior de bolsadas pegmatíticas de este plutón (Lozano et al., 1997). Esto parece indicar que existe una cierta relación entre los fluidos que generan estos filones y aquellos que producen las alteraciones cálcicas en las pegmatitas.

Tipo	Fluido I	Fluido II	Fluido III
Sistema	H ₂ O-NaCl	H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	H ₂ O-NaCl
Tamaño (mm)	10-80	10-80	10-50
Morfología	Idiomorfa	Subidiomorfa	Alotriomorfa
Disposición	Primarias	Primarias	Secundarias
Nº de Fases a 25°C	Monofásicas y Bifásicas	Bifásicas	Monofásicas y Bifásicas
V _g /V _l (%)	5-20	5-10	2-5
T _c (°C)	<-18	<-86	<-20
Tf _{inh} (°C)	----	-30, -28	----
Tf _h (°C)	-0.4, 0	-22, -12	-0.2, -0.1
Th (°C)	140, 345	115, 145	65, 70
Salinidad (1)	0.7, 0	23.6, 15.6	0.3, 0.2
%NaCl/%NaCl+%CaCl ₂ (2)	----	0.3, 0.4	----
Localización	Cuarzo	Cuarzo y Calcita	Calcita

Tabla I: Datos microtermométricos de los fluidos existentes en los filones con minerales cálcicos. ⁽¹⁾ En % peso equivalente NaCl, según la ecuación de Hall et al., 1988. ⁽²⁾ Valores en peso, calculados mediante la Tf_{inh} y la Tf_h en el diagrama de Zwart y Touret, 1994.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó con financiación del proyecto de DGESEIC PB96-0575.

Referencias

- Davis, D.W.; Lowenstein, T.K. y Spencer, R.J. (1990); *Geoch. et Cosmoch. Acta* Vol. 54, p. 591-601
 Fernández Casals, M.J. (1979); *Estudios Geológicos*, 35, 169-191.
 Hall, D.; Sterner, S.M. y Bodnar, R.J. (1988). *Economic Geology*, V. 83, p. 197-202.
 Lozano, R.P.; Bachiller, N y Casquet C. (1997); *Geogaceta*, 21, p.155-158
 Zhang, Y-G y Frantz, J.D. (1987); *Chem.Geol.* 64, p. 335-350.
 Zwart, W. y Touret, L.R. (1994); *Euro. Jour. Miner.* 6: 773-786.

DISTRIBUCION DE ELEMENTOS TRAZA EN LAS CROMITAS Y LOS SILICATOS ASOCIADOS, EN CROMITITAS DEL MACIZO LHERZOLÍTICO DE OJÉN (PROVINCIA DE MÁLAGA)

R.Gutiérrez-Narbona (1), F.Gervilla (1), P.Fenoll Hach-Alí(1), C.J.Garrido (2) y J.L Bodinier (2).

(1) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra y Departamento de Mineralogía y Petrología (CSIC-Universidad de Granada), Avda. Fuentenueva s/n, 18002 Granada.

(2) Institut des Sciences de la Terre de l'Eau et de l'Espace, Laboratoire de Tectonophysics (CNRS-Université de Montpellier II). Montpellier, Francia.

En el macizo lherzolítico de Ojén, situado en la parte suroccidental de la provincia de Málaga, aparecen un conjunto de pequeños cuerpos de cromititas asociados a dunitas clinopiroxenitas y ortopiroxenitas. Estas cromititas se localizan en las proximidades del Cerro del Águila (indicio CDA), en el Arroyo de los Caballos (indicios CAB, ACA y ARC), en la cañada del Lentisco (indicio L) y en una cantera de dunitas al sur del Cerro del Algarrobo (indicio CD). Los distintos indicios muestran una asociación mineral variable dependiendo del tipo de roca encajante, aunque todos ellos se caracterizan por presentar cromititas con abundantes inclusiones sólidas polifásicas, compuestas por olivino, ortopiroxeno ó clinopiroxeno parcial o totalmente reemplazados por pargasita y/o flogopita ricas en Cl⁻ y F⁻ (Gervilla et al., 1999). También son frecuentes las inclusiones de sulfuros de metales base, arseniuros de Ni y minerales de elementos del grupo del platino (Torres-Ruiz et al., 1996).

El estudio geoquímico de las cromititas y de los minerales silicatados asociados ha puesto de manifiesto que los clinopiroxenos del indicio CDA presentan contenidos en REE entre 1 y 10 veces los valores condriticos, con espectros normalizados a condritos convexos hacia arriba, similares a los de las harzburgitas y websteritas del macizo de Ronda. Los ortopiroxenos de los indicios CAB, ACA y ARC presentan espectros de REE con una pendiente positiva desde los MREE hasta los HREE y unos contenidos variables en LREE. Los olivinos de los indicios CDA, CAB, ACA y CD están muy enriquecidos en REE (entre 0,01 y 0,1 veces los valores condriticos) y muestran espectros casi planos, parcialmente solapados (en los MREE y LREE) con los de los ortopiroxenos. En los diagramas de elementos en traza normalizados a los valores del manto primitivo (MP), se observa que tanto los clinopiroxenos como los ortopiroxenos muestran contenidos similares de elementos altamente incompatibles (LILE y LREE) y relaciones U/Th, Ta/Nb y Hf/Zr superiores a las del MP. Por su parte, el olivino muestra espectros enriquecidos en LILE y LREE, solapados parcialmente con los del ortopiroxeno. Los contenidos

en MREE y HREE en las cromitas se encuentran, normalmente, por debajo del límite de detección del ICP/MS, sin embargo, presentan altos contenidos en LILE y LREE y, al igual que los clinopiroxenos, los ortopiroxenos y el olivino, muestran relaciones U/Th superiores a las del MP.

La distribución de elementos traza en el clinopiroxeno, y de los MREE y HREE en el ortopiroxeno está controlada cristalográficamente y, por lo tanto, se puede obtener información acerca del contenido en elementos traza de los fundidos en equilibrio con los clinopiroxenos una vez conocido el $K_{\text{cpx/fundido}}$. Por el contrario, la distribución de LILE y LREE en los ortopiroxenos y de la mayoría de los elementos traza en el olivino y en la cromita parece estar controlada por la presencia de inclusiones sólidas y fluidas en estos minerales y, por tanto, proporcionan información sobre la naturaleza geoquímica de los fluidos y/o inclusiones atrapadas. La presencia de minerales silicatados hidratados en las cromitas así como sus características texturales indican que los fundidos ricos en volátiles o los fluidos jugaron un papel importante en la génesis de las cromitas. Así mismo, la presencia de una fraccionación de U respecto a Th en la cromita y el olivino sugieren que los fluidos atrapados fueron acuosos ricos en Cl⁻ y/o CO₂ ya que, según Keppler y Wyllie (1990) el $K_{\text{fluido/fundido}}$ del U se incrementa con el incremento en Cl⁻ y CO₂ en el fluido, mientras que el del Th permanece constante. Esto está de acuerdo con la abundancia de inclusiones de flogopita y pargasita en la cromita, las cuales son ricas en Cl⁻ y F⁻, con relaciones Cl/F superiores a la unidad.

Referencias

- Gervilla F., Gutiérrez-Narbona R. y Fenoll Hach-Alí P., 1999. Mineral deposits : Processes to Processing. Editor : C.J. Stanley. Editorial : Balkema Rotterdam (Holanda) (en prensa).
- Keppler H. y Wyllie P.(1990). Nature 348 : 531-533.
- Torres-Ruiz J., Garuti G., Gazzotti M., Gervilla F. y Fenoll Hach-Alí P. (1996). Miner. Petrol. 56: 25-50.

CARACTERISTIQUES GENERALES DE LA FORMATION A GALENE ET FLUORINE DE LA HAUTE MOULOUYA (MAROC)

A. A. Jermouni (1) y C. Casquet (2)

(1) Dpt. Sciences de la terre école normale supérieur de Takadoum, Rabat Maroc

(2) Dpt. Petrología y Geoquímica. Facultad de C.C. Geológicas de Madrid. U.C.M. 28040.

Résumé:

La haute Moulouya, large dépression située à la pointe occidentale de la Meseta oranaise fait partie de la zone la plus interne de l'orogène hercynienne du Maroc (Pique et Michard, 1991).

Ce district à plomb, argent et barytine comporte trois types de minéralisations: des gîtes filoniens dans le socle Paléozoïque d'Aouli, des imprégnations de type red-bed dans les arkoses triasiques de Zaïda et les gîtes stratiformes dans les carbonates et dolomies jurassiques de Mibladen (Emberger, 1962).

Les filons d'Aouli sont en majorité encaissés par les schistes paléozoïques, certains ont pour encaissant le granite ou les matériaux détritiques ou basaltiques du Trias. Ils sont postérieures au grès du Keuper mais ne recourent pas la couverture liasique. Il s'agit d'ailleurs d'un caractère général au district (Jebrak, 1985).

Données de l'étude des inclusions fluides

Les températures de début de fusion sont très inférieures à celles du point invariant du système NaCl-H₂O (-21,1°C). Ce fait indique la présence de quantités notables de cations autres que Na⁺ et K⁺ (Sabouraud, 1975). En aucun cas nous n'avons reconnu la présence de cristaux de sels dans les inclusions étudiés.

Fluorine jaune du Marabout

La température d'homogénéisation s'étale entre 120°C et 150 °C avec un maximum très net à 135°C.. La température de début de fusion de la glace est inférieure à -50 °C, et la température de fusion du dernier cristal de glace varie entre -26 et -17 °C, chiffres qui montrent que les fluides minéralisateurs étaient des véritables saumures renfermant approximativement 24% en poids de sels dissous. Signalons dans certaines inclusions, la présence de CO₂, celles-ci montrent des températures de fusion assez élevées(-2,+10°C).

Fluorine du filon El Hassir

Dans ces fluorines la température d'homogénéisation s'étale entre 120°C et 170°C pour

les inclusions primaires avec un maximum à 145°C et des températures de l'ordre de 100°C pour les inclusions secondaires. La température de fusion de la glace est inférieure à -49°C et la température de fin de fusion est comprise entre -15 et -20°C. La aussi les fluides sont très salés et contiennent environ 20% en poids de sels dissous.

Etude des terres rares

Les dosages des lanthanides montrent que les concentrations sont élevées, la moyenne de la somme des terres rares est de 319 ppm. Le diagramme normalisé aux chondrites ne présente aucune variabilité pour les deux filons. Toutefois l'observation de l'anomalie en europium, de la pente des terres légères et de la pente des terres lourdes révèle que:

-l'anomalie positive en Eu est systématique pour tous les échantillons étudiés.

-la pente des terres lourdes est variables d'un filon à l'autre.

les fluorines présentent des terres yttriques appauvries relativement aux terres ceriques La/Sm (0.49 à 0.52) et Gd/Lu (2.12 à 3.62).

Les fluorines présentent des spectres normalisés qui ont un "air de famille" assez marqué pour qu'on puisse trier les échantillons. Cela nous conduit à penser que les deux filons Marabout et El Hassir proviendraient de solutions minéranisantes de même origines. Ce qui confirme le résultat de l'étude des inclusions fluides

Bibliographie :

Emberger A. (1965): Notes et Mémoires Société Géologique du Maroc n° 181 pp.205-244.

Guion, J.L. (1985): Bull. Mineral. 108, pp.851_853.

Jebrak, M. y Benyoub F. (1985): Mines, géologie et Energie 48, p151-158.

Vachez A. (1976): C.R Acad. Sci. Paris t, 282 série D pp.425-428.

MINERALOGIA Y PROPIEDADES MECÁNICAS DE ARCILLAS CRETACICAS DE CASTELLÓN

M.M. Jordán (1); T. Sanfeliu (2); C. de la Fuente (3) y J.D. Martín (2)

(1) Departamento de Agroquímica y Medio Ambiente. División de Cristalografía y Mineralogía. Universidad Miguel Hernández. Elche (Alicante).

(2) Departamento de Ciencias Experimentales. Unidad de Mineralogía Aplicada y Ambiental. Universidad Jaume I. Castellón.

(3) Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Depósitos Minerales. Universidad de Barcelona.

Introducción

Se ha tratado de establecer la relación entre materia prima y propiedades mecánicas de las piezas cerámicas sometidas a procesos de cocción diversos, con lo que bajo el condicionante del proceso térmico hacemos un seguimiento del proceso petrogenético que representa la fabricación cerámica y lo evaluamos a través del comportamiento mecánico de probetas cerámicas normalizadas y sometidas a ensayos de flexión. El objetivo principal es poder indicar cual es la temperatura óptima de cocción para cada muestra y determinar cual es aquella en que la probeta cerámica ofrece una mayor resistencia al aplicarle una determinada fuerza.

Metodología

Se procedió a la caracterización mineralógica (DRX) y química (FRX) de las arcillas de 5 afloramientos cretácicos de la provincia de Castellón, designados con las siglas LA, ZC, CE, JT y FM (Tablas 1 y 2). Las probetas fueron moldeadas por extrusión y cocidas a 900°C, 950°C, 1000 °C, 1050 °C, 1100 °C y 1150°C. Tras la cocción se realizaron ensayos en un banco INSTRON 1341 con el fin de determinar para cada composición y temperatura la resistencia a la fractura por flexión (Tabla 3). La distribución del tamaño de poro de cada una de las probetas cocidas se determinó por porosimetría de mercurio utilizando el equipo POROSIZER 9320.

Muestra	Q	Cc	Do	M + I	C + K	Hm	FdK	Plg
LA	39	4	< 1	40	8	2	<1	5
ZC	35	3	-	48	10	2	-	2
CE	15	<1	-	49	31	-	4	-
JT	27	6	<1	31	30	3	<1	<1
FM	31	2	-	31	20	6	10	-

Tabla 1.- Análisis semicuantitativo de fases presentes en los distintos afloramientos.

Resultados y discusión

Se observó un aumento del módulo de resistencia a la flexión en todas las series asociado al incremento de la temperatura de maduración y a la reducción de la porosidad. La resistencia mecánica observada está relacionada con el porcentaje de carbonato cálcico por su carácter proveedor de CaO y formador de silicoaluminatos cálcicos entre 950-1050°C.

%	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	P.F.
LA	65.96	14.68	4.37	4.24	2.18	1.28	0.76	0.04	0.11	6.30
CE	55.05	17.34	5.52	3.87	4.03	1.64	0.71	0.05	0.19	10.70
ZC	61.25	18.09	4.86	4.84	1.64	1.18	0.83	0.02	0.11	6.40
FM	59.72	18.37	6.68	3.44	1.35	1.65	0.86	0.07	0.12	7.00
JT	56.00	17.20	9.00	2.95	5.05	1.32	0.66	0.08	0.12	6.88

Tabla 2.-Análisis químico de elementos mayoritarios.

A 950°C las arcillas bajas en carbonatos dan un soporte constituido por fases amorfas con una estructura “espumosa” a base de cristales de cuarzo y poros. Entre 900 y 1000°C tiene lugar la sinterización. Entre 1050 y 1100°C se inicia la vitrificación.

T (°C)	900	950	1000	1050	1100	1150
LA	7.83	7.88	11.28	13.82	17.86	22.25
ZC	4.31	5.18	6.33	11.29	13.47	18.46
JT	10.36	10.72	11.77	13.55	16.34	10.07
FM	8.86	10.29	12.12	15.32	21.23	22.00
CE	9.79	10.59	12.00	14.96	19.57	20.55

Table 3.- Modulo de resistencia mecánica a la flexión σ (MPa).

Referencias

- Amorós, J.L., 1985. Técnica Cerámica, 118, 1307-1314.
 Bastida, J., 1982. Boletín de la Soc. Esp. De Cer. y Vidrio, 21, 15-22.
 Jordán, M.M.; Boix, A.; De la Fuente, C.; Ballbé, E.; Queralt, I. And Sanfeliu, T., 1994. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía, 17: pp. 135-143.
 Jordán, M:M.; Boix, A.; Sanfeliu, T.; DE la Fuente, C., 1995. International Ceramics Journal, 10: 25-29. Faenza Editrice.

EVALUACIÓN MINERALÓGICA DE MUESTRAS DE MERCADO DE LAPISLÁZULI y TURQUESA.

S. López Andrés(1) y R.P. Lozano(2)(3)

(1) Dpto. de Mineralogía y Cristalografía. Facultad de Geología. UCM. 28040 Madrid

(2) Dpto. de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. UCM. 28040 Madrid.

(3) Museo Geominero (ITGE). Rios Rosas 23. 20003 Madrid.

Actualmente en el mercado existe una amplia y variada oferta de productos realizados con piedras “semipreciosas” opacas, de llamativos colores azules, que se comercializan como turquesa y lapislázuli. El objetivo de este trabajo es la identificación y caracterización de estos materiales ornamentales para, de este modo, poder evaluar las adquisiciones que se realizan en el comercio. Las técnicas de identificación utilizadas fueron: difracción de rayos X (DRX), microscopía de luz transmitida (MOT) y reflejada (MOR).

El muestreo se ha extendido a nueve supuestas turquesas (T-1 a T-9) y cinco supuestos lapislázulis (L-1 a L-5). Replicas de las muestras estudiadas se encuentran depositadas, tanto en las colecciones gemológicas del departamento de Mineralogía y Cristalografía (UCM, Madrid), como en las colecciones del Museo Geominero (ITGE, Madrid). En las tablas se muestran los resultados obtenidos. Las muestras se han agrupado por su composición mineralógica.

Turquesa

En las muestras de la supuesta turquesa, obtenidas en el mercado, se han distinguido cuatro grupos en función de su composición mineralógica mayoritaria: calcita, magnesita, magnesita/dolomita e hidróxidos de aluminio.

Tabla 1: Principales características de la “turquesa” comercial.

	Color		F. mayoritarias	Microtextura
	Externo	Interno		
T-1 T-2	Azul claro homogéneo con venillas incoloras	Blanco	magnesita dolomita	Agregado de magnesita de grano muy fino surcado de filoncillos de dolomita de grano fino.
T-3 T-4 T-7 T-8	Azul verdoso claro homogéneo con venillas negras	Azul verdoso claro homogéneo con venillas negras	calcita	Agregado de calcita de grano muy fino, con grupos de cristales de grano fino. Venillas teñidas de negro.
T-5 T-6	Azul claro homogéneo	Blanco	magnesita	Agregado de magnesita de grano muy fino, con venillas de grano fino. Teñido preferente en las paredes de las venillas.
T-9	Azul claro con venillas negras muy difuminadas	Azul claro con venillas negras muy difuminadas	hidróxidos de aluminio	Agregado de hidróxidos de grano muy fino, con venillas teñidas de negro.

Las microtexturas observadas en las muestras T-1 y T-2 parecen indicar la tinción sobre una roca natural mientras que las que presentan las muestras T-3, T-4, T-7 y T-8 sugieren el prensado de una calcita molida, con la utilización de alguna resina sintética coloreada como componente amalgamante. Por último, el conjunto de hidróxidos de aluminio identificados, se ha debido utilizar dada la porosidad de estos minerales y por tanto su buena capacidad para ser teñido (Webster, 1987).

Lapislázuli.

En las muestras del supuesto lapislázuli, obtenidas en el mercado, se han distinguido dos grupos en función de su composición mineralógica mayoritaria: rocas ricas en feldespatoideos (naturales o reconstituidas) y carbonatos (magnesita/dolomita o calcita).

Tabla 2: Principales características del "lapislázuli" comercial.

	Color		F. mayoritarias	Microtextura
	Externo	Interno		
L-4	Azul oscuro homogéneo con venillas incoloras	Blanco	magnesita dolomita	Agregado de magnesita de grano muy fino surcado de filoncillos de dolomita de grano fino.
L-1	Azul oscuro homogéneo con pequeñas inclusiones metálicas	Azul oscuro homogéneo con pequeñas inclusiones metálicas	calcita	Agregado de calcita de grano muy fino; con una orientación preferente muy marcada. Cristales de cobre metálico.
L-5	Azul oscuro homogéneo	Azul oscuro homogéneo	sodalita	Monocristal de sodalita con pequeñas inclusiones distribuidas según bandas que se cortan entre 30 y 45°.
L-3	Azul claro heterogéneo (con manchas grises)	Azul claro heterogéneo (con manchas grises)	sodalita	Monocristal de sodalita que engloba pequeños cristales de escapolita, clorita y feldespato potásico.
L-2	Azul muy oscuro con pequeñas inclusiones metálicas	Azul muy oscuro con pequeñas inclusiones metálicas	lazarita	Agregado de lazurita de grano muy fino, teñida de azul. Cristales idiomorfos de pirita.

El hecho de que el lapislázuli sea una roca y no un mineral, condiciona la aparición de muestras con composiciones minerales variables. La calidad del lapislázuli a su vez, está en función de la proporción de estos minerales (González et al., 1998). Las características petrográficas de la muestra L-1 indicarían el prensado de una calcita embutida en una resina coloreada, con una cierta cantidad de limaduras de cobre. En este caso, se puede apreciar una cierta "foliación" perpendicular a la dirección de compresión en el supuesto proceso de prensado. Aunque las muestras L-5 y L-3 están formadas por monocristales de sodalita o lazurita, la ausencia de pirita no permite la asignación de lapislázuli a este material. Por otro lado, la muestra L-2 podría estar reconstituida a partir de polvo, obtenido por la trituración de lazurita y pirita. Este polvo se teñiría probablemente con azul de metileno, sustancia utilizada habitualmente para la tinción de los feldespatoideos.

Todas las muestras empleadas constituyen imitaciones más o menos acertadas de turquesa y lapislázuli. En el caso de las turquesas los materiales más empleados son los carbonatos y en menor medida, los hidróxidos. Por el contrario, en el caso del lapislázuli, se utilizan o bien rocas más comunes que los lapislázulis más valiosos, con proporciones mineralógicas poco apropiadas o bien reconstituciones de feldespatoideos y carbonatos, que se tiñen para obtener el color azul deseado.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Carmen Galindo, M^a José Huertas y Edgardo Gaspar Baldo, su colaboración a la hora de la realización de los estudios petrográficos.

Referencias

González, I., de Fuente, C., Jordán, M.M., Sanfeliu, T. (1998) Bol. Soc. Esp. Min. 21, 102-103.
Webster, R. (1987). Piedras Preciosas. Ed. Omega. 1008 p.

BOLSADAS PEGMATÍTICAS CON CAVIDADES RELLENAS DE MINERALES HIDROTERMALES EN EL PLUTÓN DE LA CABRERA (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL). MODELO DE EVOLUCIÓN.

R.P. Lozano(1,2), C. Casquet(1) y R.Gonzalez(1)

(1)Dpto. de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. U.C.M. 28040 Madrid

(2)Museo Geominero (ITGE). Rios Rosas, 23. 20003, Madrid.

El plutón de La Cabrera se encuentra en el sector más oriental del Sistema Central. Está formado por granitos biotíticos de grano grueso y leucogranitos de grano fino que se emplazaron bajo condiciones de presión entorno a 1.7 kb (Bellido, 1979). Las pegmatitas son abundantes en ambos tipos de granitos. Además, las ubicadas en los tipos biotíticos presentan con frecuencia minerales cálcicos, formados en sucesivas etapas de alteración hidrotermal central (Lozano et al., 1997; Lozano et al., 1998; Tánago y de la Iglesia, 1999), llegando, a menudo, a presentar una cavidad. La reciente aparición en una cantera en explotación de una de éstas cavidades pegmatíticas, de grandes dimensiones, donde la alteración cálcica es muy abundante, ha permitido la elaboración de un modelo de evolución de la actividad hidrotermal que podría generalizarse a otras bolsadas semejantes.

La cavidad muestra un zonado mineral ligado a la formación sucesiva de fracturas paralelas a las paredes de la misma (concéntricas) (Fig.1). Desde el granito huésped hacia el núcleo, se reconoce la siguiente sucesión: 1) Fracturas tapizadas por cristales idiomorfos de epidota + cuarzo + microclina + albita (\pm prehnita). 2) Brecha de ortosa, albita y cuarzo, parcialmente cementada por calcita espática. 3) Costra superficial polimineral formada por dos asociaciones: a) Clorita de grano fino, calcita de hábito tabular hexagonal, laumontita, epidota, prehnita, y axinita, en su parte externa (la orientada hacia el granito). b) En la parte interna, que mira hacia la cavidad, aparecen agregados cristalinos de prehnita que recubren casi totalmente al cuarzo y a la ortosa. Encima de la prehnita aparecen cristales de calcita de hábito hexagonal recubiertos por cristales de grano muy fino de laumontita. La asociación calcita – laumontita precipitó sobre la prehnita con una disposición que sugiere el flujo de una lámina de agua sobre las paredes de la cavidad. También se han observado, al menos, dos familias de fracturas que parten desde la cavidad hacia el granito sano, unas con relleno de epidota + cuarzo + clorita (\pm molibdenita) y otras rellenas de prehnita.

La fracturación de la pegmatita, paralelamente a las paredes de la cavidad, parece indicar la intervención de fenómenos de colapso recurrentes en el tiempo. La causa más probable de éstos sería la implosión hidráulica, debida al desarrollo de una diferencia de la presión del fluido contenido en las microfracturas de la corteza de la cavidad (y del granito adyacente) con respecto a la del interior de la misma. El origen de los cambios en la Pfluido hay que buscarlos en etapas de deformación tectónica que provocarían la reactivación de la circulación convectiva regional y el tránsito, dentro de las cavidades, desde un régimen de presión de fluidos de litostático a hidrostático.

La probable evolución de esta cavidad fue la siguiente: 1) Formación de la pegmatita (cuarzo + ortosa + plagioclasa + biotita) a partir de un magma residual rico en volátiles. 2) Primer episodio de fracturación concéntrica, ubicada en el contacto externo de la pegmatita y en el propio granito huésped y entrada de fluidos en desequilibrio. Relleno de los espacios abiertos por epidota (recubriendo al cuarzo y a los feldespato), microclina y albita (recreciendo

y reemplazando a la ortosa y a la plagioclasa, respectivamente), y cloritización de la biotita. Algo mas tarde, precipitaría axinita sobre la epidota. 3) Nuevo episodio de fracturación concéntrica que afectó solo a la parte mas interna de la cavidad, con generación de nuevos espacios abiertos en los que precipitó abundante prehnita, creciendo sobre los minerales de la etapa anterior. 4) Nueva etapa de fracturación más violenta que la anterior, que brechificó la parte más interna de la pegmatita: La costra de prehnita + cuarzo + feldespatos + axinita + epidota se desprendió parcialmente hacia el interior de la cavidad, rompiéndose en fragmentos angulosos que tapizan actualmente el fondo de la misma. En esta etapa los minerales hidrotermales de neoformación, que cementan, tapizan y reemplazan a los fragmentos, fueron calcita y laumontita, principalmente. La primera se encuentra masiva (en el cemento) o como cristales de hábito hexagonal, cuando se encuentra implantada sobre la superficie de la cavidad.

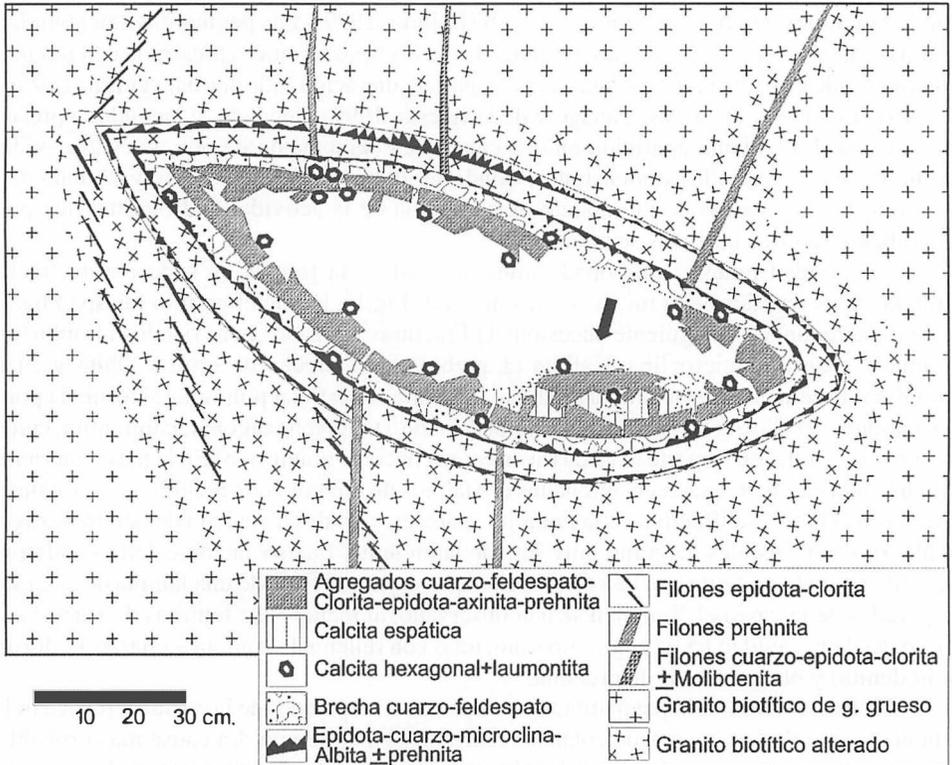


Figura 1: Esquema de pegmatita con una cavidad central.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado con financiación del proyecto de la DGESEIC PB96-0575; Las muestras mas representativas se encuentran expuestas en la colección permanente del Museo Geominero (Rios Rosas, 23. Madrid)

Referencias

- Bellido, F. (1979): Tesis doctoral. U.C.M.
 Lozano, R.P., Bachiller, N. y Casquet, C. (1997): Geogaceta, 21, 155-158.
 Lozano, R.P., Galindo, C. Y Casquet, C. (1998): Bol. Soc. Esp. Min., 21-A, 134-135.
 Tánago, J. y de La Iglesia, A. (1999): Estudios Geológicos

LAS COLECCIONES HISTORICAS DE ROCAS DEL MUSEO GEOMINERO (ITGE, MADRID)

R.P. Lozano(1,2), A. Rodrigo(2) e I. Rábano(2)

(1)Dpto. de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. U.C.M. 28040 Madrid

(2)Museo Geominero (ITGE). Rios Rosas, 23. 20003, Madrid.

Los fondos del Museo Geominero, en lo que a rocas se refiere, están constituidos, por una parte, por unas colecciones didácticas presentes en su exposición permanente y por lo que es más interesante, por rocas de índole histórica. El interés de estas últimas es excepcional pues fueron recogidas, talladas y clasificadas durante el siglo pasado por los geólogos o ingenieros de minas encargados de la realización de los primeros mapas geológicos de España, tanto en el contexto de la Comisión del Mapa Geológico de España como fuera de él. En este trabajo se ofrece una visión general acerca de la identidad de cada colección de rocas, de su conservación y de su aparición en los trabajos originales publicados durante el siglo XIX. Se han considerado sólo aquellas colecciones de rocas revisadas hasta el momento y que tienen, además, una total correspondencia con los listados publicados en los trabajos de la época.

Colecciones de la Comisión del Mapa Geológico de España

Las rocas que forman estas colecciones se tallaron por percusión, obteniéndose ejemplares de 6x9 cm aproximadamente, con grosores variables. Cada roca tiene asignada una etiqueta manuscrita característica, con el antiguo formato utilizado por la Comisión del Mapa Geológico de España. En las etiquetas se refleja la numeración, la descripción, la formación, la localidad y la provincia donde se recogió la roca (Fig. 1). Están físicamente separadas de las rocas, lo que ha condicionado de manera decisiva su conservación: las etiquetas asociadas a rocas pizarrosas (con superficies planas) tienen una buena conservación, mientras que aquellas asociadas a rocas granudas y de superficies irregulares, se han visto muy deterioradas con el paso del tiempo. Además, adherida a la propia roca, se han encontrado varios tipos diferentes de pequeñas etiquetas, que hacen referencia a la numeración y que parecen indicar diferentes etapas en la formación de las colecciones.

Colección de rocas de Huesca. Esta colección de rocas fue realizada por Lucas Mallada como una parte de su contribución a la creación del mapa geológico de España (Mallada, 1878). En el Museo Geominero se conservan 133 rocas de los 528 ejemplares originales.

Colección de rocas de Barcelona. Esta colección de rocas fue realizada por José Maureta y Silvino Thós y Codina, contemporáneos de Lucas Mallada, que también contribuyeron a la generación del mapa geológico de España (Maureta y Thos y Codina, 1881). En este caso se conservan 168 rocas de los 324 ejemplares originales.

Colecciones de rocas fuera del entorno de la Comisión del Mapa Geológico de España.

Colección de Galicia. Estas rocas forman parte del trabajo realizado por Guillermo Schulz en

la comunidad gallega (Schulz, 1835). La aportación más notable de la obra de Schulz consistió en la caracterización de los grandes conjuntos litológicos gallegos, la realización de su primera expresión cartográfica y, sobre todo, la ordenación cronológica de los mismos, llevada a cabo con un rigor admirable para los medios y conocimientos de la época. Durante la realización de este trabajo, el autor confeccionó tres colecciones de rocas: una de ellas se la reservó para sí, no estando referenciada su ubicación actual, otra pasó por varias instituciones oficiales de Lugo, Orense y La Coruña, sin posibilidad de localización en la actualidad (López de Azcona, 1984) y por último la tercera se encuentra conservada íntegramente en el Museo Geominero. La colección consta de 184 ejemplares. La rocas que componen estas colecciones se tallaron del mismo modo que las descritas anteriormente, pero las dimensiones obtenidas fueron significativamente mayores: 6x13 cm, también con grosores variables. Cada ejemplar presenta una etiqueta manuscrita, donde se refleja la numeración, el tipo de terreno y la descripción de la roca. La etiqueta fue adherida originalmente a la roca, lo que ha permitido su más que aceptable conservación (Fig. 2).

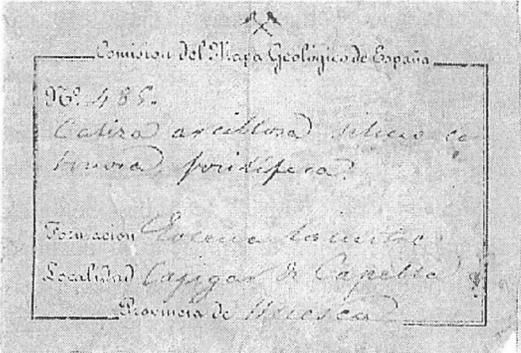


Figura 1: Etiqueta de la Comisión del Mapa Geológico de España.

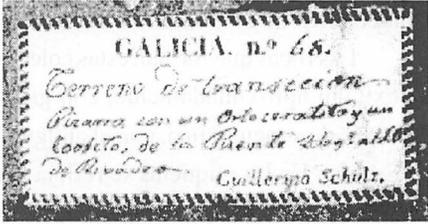


Figura 1: Etiqueta de la Colección de Galicia.

Referencias

López de Azcona, J.M. (1984). Boletín Geológico y Minero. 95, 184-202.
 Mallada, L. (1878). Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España.
 Maureta, J. y Thos y Codina, S. (1881). Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España.
 Schulz, G. (1835). Madrid, Impr. De los Herederos de Collado. 52 p.

CONSIDERACIONES GEOQUÍMICAS Y DE PROCEDENCIA, ENTORNO A LA OCURRENCIA DE ALLANITAS EN EL ANTICLINAL DEL PÉGADO (CUENCA DE CAMEROS, ESPAÑA).

L.C.Mantilla Figueroa(1)¹, C.Casquet M.(2), J.M.Mas(3)

(1) Escuela de Geología. Univ. Industrial de Santander. Bucaramanga. 678. Colombia.

(2) Dpto. Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. UCM. 28040. Madrid.

(3) Dpto. Estratigrafía. Facultad de Geología. UCM. 28040. Madrid.

Marco Geológico.

La cuenca de Cameros, localizada en el extremo septentrional de la Cadena Ibérica, es el resultado de un régimen distensivo de edad Titónico-Albiense inferior, que condicionó la acumulación de sedimentos, de origen mayoritariamente continental, que alcanzan los 9000m en su parte depocentral (Más *et al.*, 1993).

En esta cuenca, se reconocen las siguientes cinco unidades con rango de grupo: Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván (Tischer, 1965), aunque, recientemente, Más *et al.*, (1993) identifican seis secuencias deposicionales, que engloban a los grupos mencionados. Los grupos Tera y Oncala, aflorantes en la parte oriental de la cuenca (sector del anticlinal del Pégado), están constituidas por depósitos siliciclásticos aluviales y calizas lácustres respectivamente.

La allanita, identificada por primera vez en la cuenca de Cameros, se presenta de dos maneras: 1) en venas de cuarzo-allanita, que cortan a las litologías del grupo Tera en el sector del anticlinal del Pégado, y 2) como granos aislados, escasos, reconocidos con EMP, y ópticamente, en una muestra de limolita calcárea del grupo Oncala.

Datos Geoquímicos.

Con el propósito de conocer la procedencia y comportamiento de las Tierras Raras en las venas hidrotermales con allanita, se analizaron las Tierras Raras en una de estas, así como en dos rocas sedimentarias próximas, una de Tera y otra de Oncala. Estos análisis, se realizaron con un espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), modelo VARIAN UltraMass, en el centro de Espectrometría Atómica de la Universidad Complutense de Madrid.

Interpretación.

Los arcnigramas de Tierras Raras normalizados al condrito (Fig.1), muestran que la vena de cuarzo con allanita presenta un alto enriquecimiento en Tierras Raras ligeras y pesadas (más significativo en las primeras), con respecto a las dos muestras restantes, que son, a su vez, muy semejantes entre sí. Por otro lado, los tres arcnigramas tienen una forma muy semejante en las tres muestras con anomalías negativas en Ce, Eu y Tm. Ello sugiere que las Tierras Raras de la vena de cuarzo-allanita proceden del lixiviado de las Tierras Raras contenidas en los sedimentos adyacentes de Tera y Oncala, siendo tanto más importante éste proceso de extracción para las Tierras Raras ligeras que para las pesadas.

¹ Dirección actual: Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Geología. UCM. 28040. Madrid.

La hipotética participación de una fuente magmática profunda debe de descartarse, ya que 1) no existe evidencia gravimétrica de la misma (Rivero *et al.*, 1996), y 2) los patrones de Tierras Raras son muy diferentes de los que muestran las rocas volcánicas jurásicas presentes en puntos distantes de la región (Martinez Gonzalez *et al.* 1996, 1997).

En cuanto al transporte de las Tierras Raras en los fluidos hidrotermales, es posible que haya tenido lugar en forma de complejos anión-metal, probablemente, carbonato-complejos y cloro-complejos. En cuanto al mecanismo de deposición en las venas de cuarzo-allanita, lo mas probable es que guarde relación con los procesos de desgasificación (desprendimiento de CO₂) del propio fluido hidrotermal. Ello conllevaría un ascenso del pH y la consiguiente desestabilización de lo complejos.

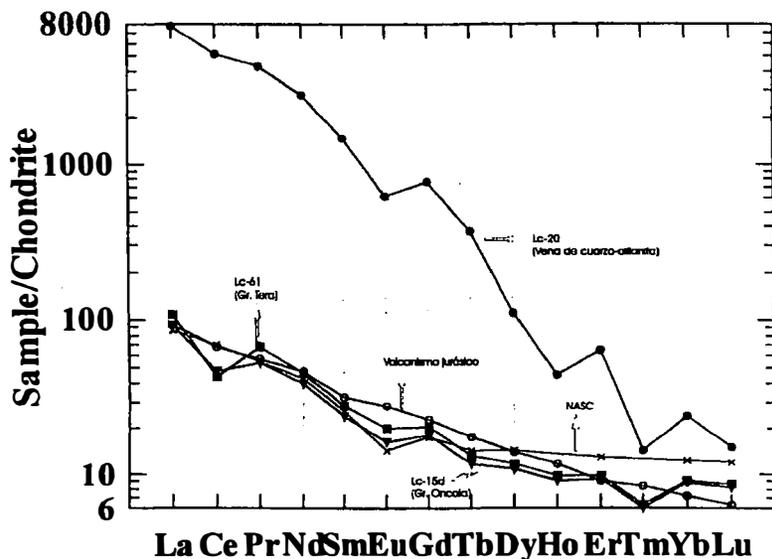


Fig.1. Aracnigramas de Tierras Raras normalizados al condrito.

Agradecimientos.

La financiación para este trabajo procede de la DGICYT y de la Universidad Complutense de Madrid, a través de los proyectos PB88-0071 y PR179/91, respectivamente. El primer autor es becario de COLCIENCIAS (Colombia), a la que se agradece el apoyo prestado, así como a la Universidad Industrial de Santander (Colombia).

Bibliografía.

- Mas, J. R., Alonso, A. Y Guimerá, J. (1993): Bol. Soc. Geol. Esp., 6, 129-144.
 Martinez Gonzalez, R. M^a, Lago, S-J. M., Valenzuela, R. J. I., Vaquer N, R., Salas, R., (1996): Geogaceta, 20(7). Pag. 1687-1690.
 Martinez Gonzalez R. M^a, Lago, S-J. M., Valenzuela, R. J. I., Vaquer N, R., Salas, R., Dumitrescu, R., (1997): Bol. Geológico y Minero. Vol. 108-4 y 5. Pag. 367-376.
 Rivero, L., Guimerá, J., Casas, A., (1996): Geogaceta, 20(7). Pag. 1695-1697.
 Tisher, G. (1965): Beith. Geol. J. B. 44, 123-164.

CARACTERIZACION FISICO-QUIMICA DE UN VIDRIO VOLCANICO DE LA PATAGONIA

V. Marino, C.J. R. González-Oliver (1), A. Acosta (2), J. Ma. Rincón y
M. Romero (3)

(1) CNEA-Centro Atómico de Barilochem, SC de Bariloche, Argentina.

(2) Dpto. de Mineralogía Aplicada, Univ. de Castilla La Mancha, Ciudad Real.

(3) Grupo/Lab de Materiales Vitro-Cerámicos, Inst. E. Torroja de CC Construcción, CSIC, Madrid.

Próximo a la zona de transición entre el macizo granítico y el área basáltica de la zona del Río Pilcaniyeu en la meseta Patagónica próxima a la cordillera de los Andes cercanan a la ciudad de San Carlos de Bariloche se ha localizado un domo de un material grisáceo, con reflejos metalizados en algunas zonas y mostrando craqueado en casi toda su masa de lo que parece ser en principio un vidrio de naturaleza volcánica. Este domo vítreo, (nucleo?) está contenido en toda su extensión de rocas de tipo basáltico, se han observado además espejos de fallas y una zona de transición opalizada. Se ha procedido a realizar una investigación con técnicas físico-químicas sobre diferentes muestras recogidas en diversas partes de esta formación con objeto de conocer la composición y naturaleza de este vidrio volcánico. Además se ha realizado un estudio por Microscopía de Calefacción (HSM) del comportamiento a elevadas temperaturas de este material. La caracterización mineralógica se ha realizado por Difracción de Rayos X confirmando su naturaleza fundamentalmente vítrea, seguida de una determinación de su composición y microestructura por Microscopía Electrónica de Barrido con Microanálisis de Rayos X (SEM/EDX). El análisis promedio de las muestras recogidas indica que su composición química es básicamente un silicatoaluminico de potasio y sodio. Los resultados indican que en principio se trata de un vidrio volcánico con estructura olítica ("taquilita"?). Los ensayos realizados sobre muestra molida de este material por HSM han permitido además determinar su curva de siterización que se inicia a los 1000 °C completándose a los 1250°C. Se ha llevado a cabo además un ensayo de Análisis Térmico Diferencial (ATD/TG) con objeto de determinar el grado de estabilidad térmica de este vidrio frente a la desvitrificación, para lo cual se ha determinado el parámetro Hruby que permite definir la tendencia vítrea de un fundido.

LAS DIATOMITAS DE LA PATAGONIA Y SU POSIBLE USO COMO MATERIA PRIMA PARA LA OBTENCION DE MATERIALES CERAMICOS

V. Marino y C.J. R. González-Oliver(1), A. Acosta(2) J. M.A. Rincón y M. Romero(3)

(1) CNEA-Centro Atómico de Barilochem, SC de Bariloche, Argentina.

(2) Dpto. de Mineralogía Aplicada, Univ. de Castilla La Mancha, Ciudad Real.

(3) Grupo/Lab. de Materiales Vitro-Cerámicos, Inst. E. Torroja de CC Construcción, CSIC, Madrid.

Cercana a la ciudad de Ingeniero Jacobacci en la provincia de Río Negro en la Patagonia, Argentina, existen desde hace años abundantes explotaciones a cielo abierto y en galerías de diatomitas, que se explotan fundamentalmente para su comercialización como material absorbente para diversas aplicaciones domésticas e industriales. Muchas de estas explotaciones, especialmente en las que se han excavado galerías, han sido abandonadas por no ser ya rentables, abriéndose nuevas y numerosas explotaciones a cielo abierto en zonas próximas. Existe, pues, un alto tonelaje de material de diatomita abandonado al aire libre sin ninguna protección que además de no utilizarse para otras aplicaciones está produciendo problemas de contaminación medioambiental con las consiguientes molestias a la población, por hallarse además la citada población en una zona que durante todo el año está sometida a vientos de elevada intensidad. Próxima a esta zona existen explotaciones diversas y de manera muy anárquica de yacimientos arcillosos que dan lugar a numerosas industrias de ladrillos de construcción.

Se ha realizado, pues, una investigación de las características químicas y mineralógicas de estas diatomitas, tanto por Difracción de Rayos X (DRX) como por Microscopía Electrónica de Barrido y Microanálisis (SEM/EDX) estudiándose además su comportamiento a elevadas temperaturas con objeto de llegar a formular composiciones de pastas cerámicas con un doble objetivo: a) Emplear en la medida de lo posible el material diatomítico en la fabricación de ladrillos de construcción y b) formular pastas que permitan obtener materiales de soporte para pavimentos y revestimientos cerámicos. c) Remplazar la actual industria ladrillera en la región preservando la capa fértil del suelo en los pequeños valles, dadas las condiciones de aridez de la región para un uso agrícola. d) Solucionar el problema ambiental ocasionado por el material particulado respecto de la salud pública y el deterioro de los campos.

Se han caracterizado, así mismo, ciertas tobas volcánicas y basaltos próximos a las zonas indicadas con objeto de conocer su capacidad para ser utilizados en la formulación de este tipo de materiales cerámicos de construcción o incluso en otros novedosos de naturaleza vítrea o vitrocerámica. Para ello, el comportamiento a elevadas temperaturas se ha seguido por las técnicas de Microscopía de Calefacción (HSM) y por Análisis Térmico Diferencial y Termogravimétrico (ATD/TG). En algunos de los materiales obtenidos se ha determinado además su comportamiento dilatométrico.

FILONES DE CUARZO DEL SISTEMA CENTRAL: DISTRIBUCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LOS FLUIDOS ASOCIADOS

T. Martín Crespo; J.A. López García y E. Vindel

Dpto. Cristalografía y Mineralogía, F. CC. Geológicas. U. Complutense, 28040 Madrid. España.

Introducción

El Sistema Central ha sufrido un intenso hidrotermalismo durante al menos, 200 m.a. Las etapas tardías de este hidrotermalismo están marcadas por el desarrollo de filones de cuarzo sin mineralizar, datados por Caballero et al., (1992) en 100 M.a., cuya caracterización es el objetivo de este trabajo. Para ello se han seleccionado una serie de filones representativos de cuarzo intragraníticos (Colmenarejo, Cerceda, La Cabrera y Manzanares el Real) e intrametamórficos (Colmenarejo y Colmenar Viejo) en distintas zonas de la Sierra de Guadarrama.

Están compuestos por cuarzo masivo y lechoso y, en general, en todas las zonas los filones presentan una dirección cercana a NE-SO: en Colmenarejo, Cerceda y La Cabrera es de N20°E y en Colmenar Viejo de N20-40°E. Únicamente el filón seleccionado en Manzanares el Real presenta una dirección distinta, de N1 15°E. El buzamiento en todos los casos es subvertical y la potencia varía entre 1 y 5 metros.

Las diferentes técnicas utilizadas (microtermometría, análisis de iones mediante "crush-leach" y Espectroscopía de Emisión Óptica mediante Ablación Láser: LA-OES) se han llevado a cabo en cristales transparentes centimétricos, con propiedades ópticas óptimas para este tipo de estudios. El estudio microtermométrico se ha llevado a cabo con el fin de definir la distribución y desarrollo de estos fluidos hidrotermales tardíos en la Sierra de Guadarrama. Además, para la caracterización química de los mismos (análisis de iones y LA-OES), se han seleccionado muestras adecuadas de las zonas de Colmenarejo y Manzanares el Real.

Caracterización de los fluidos

Del estudio microtermométrico se han identificado dos tipos de fluidos acuosos: (i) un primer fluido de baja salinidad representado por las inclusiones Lw1, y (ii) un segundo fluido altamente salino representado por las inclusiones Lw2 y Lw-h. Las inclusiones fluidas Lw1 (H₂O-NaCl), que muestran una T[°]H. entre 140-300°C, han sido identificadas en todas las zonas estudiadas, y es el único fluido presente en los filones intrametamórficos. Las inclusiones Lw2 (H₂O-NaCl-CaCl₂), que aparecen en todas las zonas intragraníticas estudiadas, presentan una salinidad global entre 25-30% eq. NaCl. La T[°] H. oscilan ente 70 y 160°C. Las bajas temperaturas eutécticas

del hielo entre -65 y -55°C indican la presencia de cationes tales como el Li, que rebajan las temperaturas eutécticas teóricas (-52°C). Las inclusiones Lw-h ($\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2-\text{NaCl}$) únicamente han sido localizadas en los filones de Colmenarejo y Manzanares el Real y presentan una salinidad entre 30-40 % wt eq.NaCl y unas $T^{\circ}\text{H}$. entre 60-170°C. Todas las características de este fluido reflejan un origen relacionado con una salmuera de cuenca evaporítica.

Análisis de iones (Cl, Br y Na) según la técnica “crush-leach” (Yardley et al., 1993) realizados en inclusiones Lw2 muestran relaciones Na/Br y Cl/Br comparables a la del agua del mar previa a la precipitación de halita.

En los análisis mediante *LA-OES* (Boiron et al., 1995) se han obtenido relaciones Na/Ca=7.5, Na/Li=13.7 para las inclusiones Lw2 y Na/Ca=1.7, Na/Li=2.6 para las Lw-h. Estas relaciones reflejan la presencia de Na, Ca y Li en cantidades significativas, y también el aumento del contenido en Ca de las inclusiones Lw-h con respecto a las Lw2. Los análisis realizados sobre la superficie del cuarzo muestran contenidos importantes aunque variables en Li (25-400 ppm). La presencia de Li tanto en las inclusiones como en el cuarzo revela un proceso de concentración de este catión producida por evaporación de una salmuera (Fontes & Matray, 1993).

Conclusiones

Las principales conclusiones obtenidas en este trabajo han sido las siguientes:

- Se ha puesto de manifiesto la distribución espacial del hidrotermalismo tardío en la Sierra de Guadarrama, principalmente según direcciones NE-SO.
- Este hidrotermalismo está caracterizado por la presencia de dos tipos de fluidos: un primer fluido ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$) de T° moderada y baja salinidad, y un segundo fluido ($\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$) de baja T° y alta salinidad.
- Este último fluido está caracterizado por un enriquecimiento notable en Na, Ca y Li y no ha quedado representado en los filones intrametamórficos.
- Las técnicas aplicadas parecen indicar un origen de los solutos en relación con una importante evaporación del agua del mar en el área.

Referencias

- Boiron, M.C., Dubessy, J., Moissette, A., Geertsen, C., Banks, D., Prieto, A.C., Lacour, J.L. y Mauchien, P. (1995). Bol. Soc. Esp. Min., 18-1, 28-29.
- Caballero, J.M.; Casquet, C.; Galindo, C.; González-Casado, J.M.; Snelling, N. y Tornos, F. (1992). Geogaceta, 11, 18-22.
- Fontes, J.Ch. & Matray, J.M. (1993). Chemical Geology, 109, 149-175.
- Yardley, B.W.D.; Banks, D.A.; Bottrell, S.H. y Diamond, L.W. (1993). Min. Magazine, 57, 407-422.

MINERALES ACCESORIOS EN EL ÁREA ANATÉCTICA DE SOTOSALBOS (SEGOVIA, SIERRA DE GUADARRAMA).

C. Martín Romera y C. Villaseca

Dpt. Petrología y Geoquímica. Fac. C.C. Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España.

En la localidad de Sotosalbos (Segovia, Sierra de Guadarrama), aflora un pequeño macizo de granitoides cordieríticos de carácter anatéctico, cuyo origen está relacionado con los procesos de fusión parcial que tuvieron lugar durante la etapa M(2) de baja P y alta T (4.5 ± 1 Kb y $750 \pm 50^\circ\text{C}$), del metamorfismo regional Hercínico que afectó a este área (Villaseca, 1983). Tanto la composición química de elementos mayores y traza, como la composición isotópica (Sr-Nd) de estos granitoides, los relacionan genéticamente con los ortogneises glandulares que afloran en este sector (Martín Romera et al., 1999). El interés por el estudio en minerales accesorios de rocas involucradas en procesos de fusión parcial (granitoides cordieríticos y ortogneises glandulares), tiene que ver con la propiedad que poseen dichos minerales de permanecer como fases restíticas, debido a la baja difusividad de los elementos que los constituyen (REE, Zr, Th, Y y U). Esto permite evaluar, tanto el comportamiento del material fuente durante el proceso de fusión, como la participación de estos minerales en la composición final del fundido (Harrison y Watson, 1983).

Los minerales accesorios portadores de REE, Th, Y, U y Zr que se han analizado para este estudio son: monacitas, circones y xenotimas. En este trabajo se incluyen los primeros datos obtenidos de su composición química, además de otras características petrográficas relevantes: abundancia, morfología, distribución, etc...

Minerales accesorios

● **Circones** En los granitoides cordieríticos los circones aparecen en cristales prismáticos idiomorfos de 10-150 μm . En función del zonado que presentan, pueden diferenciarse dos tipos: el Tipo-1 lo definen circones con zonados difusos, pero complejos, de carácter oscilatorio, generalmente con núcleos truncados por una zona recrecida extensa en la que parece haber ligeras variaciones en los contenidos de Y, Hf, Th y U. Recuerda a circones tipo-C de Watt et al., (1996). Los otros circones (Tipo-2) son de zonado más simple, en los que generalmente es visible un núcleo (en ocasiones muy rico en Y_2O_3 , hasta 5%), pero que no parece relíctico por no tener corrosiones ni bordes muy netos. Tipos transicionales de circones, con bordes oscilatorios alrededor de una zona de núcleo homogéneo, son visibles localmente.

En los ortogneises glandulares los circones se encuentran principalmente en bandas biotítico-sillimaníticas, normalmente incluidos en cristales de biotita o localizados en sus bordes. Petrográfica y composicionalmente son parecidos a los de tipo-2 observados en los granitoides sin presentar núcleos ricos en Y_2O_3 .

● **Monacitas** Las monacitas de los granitoides cordieríticos se presentan en cristales muy idiomorfos con algunas de sus caras bastante bien desarrolladas y tamaños en algunos casos superiores a las 100 μm . Las que se encuentran incluidas en cristales restíticos de biotita, muestran un grado de corrosión mayor a diferencia de las localizadas en áreas más cuarzo-feldespáticas. En las imágenes obtenidas mediante electrones retrodispersados (BEI) se aprecia un zonado químico que refleja un aumento en el contenido en UO_2 y CaO de centro a borde (0.3-1.6% a

1.8-3.0% y 0.47-1.3% a 1.3-1.7% respectivamente). Estas características coinciden con las observadas por Franz et al., (1996) en monacitas de rocas granulíticas.

Por el contrario, las monacitas de los ortogneises glandulares presentan morfologías menos idiomorfas (frecuentemente corroidas) y en general tamaños más pequeños. En los sectores más félsicos del ortoneis (bandas cuarzofeldespáticas) la monacita predomina frente al resto de fases accesorias (circones y xenotimas), con tamaños comprendidos entre 2-15 μm . En las bandas biotíticas, más máficas, la monacita es menos abundante que otras fases accesorias, pero su tamaño es mayor (30-60 μm). No se han encontrado cristales zonados como los observados en las monacitas de los granitoides y en cuanto a su composición, parecen mostrar contenidos más altos en CaO (0.8-1.7%) y ThO₂ (4.0-6.4%).

• **Xenotima** La *xenotima* aparece de manera muy ocasional en ambos materiales y su tamaño está comprendido entre 5 y 30 μm . En los ortogneises glandulares algunas de ellas muestran un leve zonado producido por una disminución en el contenido en ThO₂ y UO₂ de centro a borde (0.5-0.06% y 1.2-0.9%, respectivamente).

Discusión

Si los granitoides anatócticos de Sotosalbos derivan de la fusión parcial de los ortogneises glandulares del sector, parece claro que tanto el circón como la monacita recrystalizan de nuevo durante el evento de fusión. Los circones con zonados difusos oscilatorios (tipo-1) y las monacitas idiomorfas y zonadas del granitoide, no existían en los protolitos encajantes. De este trabajo parece deducirse que toda la población de monacitas recrystalizara durante la fusión, mientras que esto sólo ocurre con parte de la población de circones. En los ortogneises, una parte importante de los circones están blindados en biotita, haciendo más difícil su participación en las reacciones de fusión (Nabelek y Glascock, 1995).

Por otra parte, si aplicamos las ecuaciones de solubilidad de minerales accesorios en fundidos graníticos observamos que los granitos anatócticos de Sotosalbos estarían saturados en sus contenidos de Zr (80-180 ppm), reflejando temperaturas de equilibrio próximas a los 800°C, para valores de M entre 0.9 y 1.3 y condiciones subsaturadas en H₂O (Watson y Harrison, 1983). Lo mismo ocurre con los cálculos de solubilidad de la monacita en fundidos félsicos, pues las concentraciones en REE de los granitoides cordieríticos (85-150 ppm), para valores de D entre 0.9 y 1.3, reflejan condiciones de equilibrio a temperaturas de 800°C (Montel, 1993), que son condiciones próximas a las estimadas para el pico metamórfico del sector (Martín Romera et al., 1999).

Agradecimientos

Agradecemos la ayuda prestada por Alfredo Fernández Larios y José González del Tánago (CAI de Microscopía de la UCM) en las determinaciones de microsonda electrónica. Este trabajo se ha subvencionado económicamente con el proyecto DGES PB96-0661 del Ministerio de Educación y Cultura de España.

Referencias

- Franz, G., Andrehs, G. y Rhede, D. (1996): Eur. J. Mineral, 8, 1097-1118.
Harrison, T.M. y Watson, E.B. (1983): Contrib. Mineral. Petrol., 84, 66-72.
Martín Romera, C., Villaseca, C. y Barbero, L. (1995): II Congr. Ibérico Geoquím. (en prensa)
Montel, J.M. (1993). Chem. Geol., 110, 127-146.
Nabelek, P.I. y Glascock, M.D. (1995). J. Petrol., 36-4, 1055-1071.
Villaseca, C (1983). Tesis Doctoral UCM, 331 pp.
Watson, E.B. y Harrison, T.M. (1983). Earth Planet. Sci. Lett., 64, 295-304.
Watt, G.R., Burns, I.M. y Graham, G.A. (1996). Contrib. Mineral. Petrol., 125, 100-111.

MINERALOGÍA Y CERAMICIDAD DE LAS ARCILLAS TRIÁSICAS (FACIES BUNTSANDSTEIN) DE LA SIERRA DE ESPADÀ (CASTELLÓN).

J. D. Martín (1), T. Sanfeliu (1) y C. de la Fuente (2)

(1) Unidad de Mineralogía Aplicada y Ambiental, Depto. Ciencias Experimentales, Universidad Jaume I. Campus de Riu Sec (ESTCE), 12080 Castellón.

(2) Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Depósitos Minerales, Universitat de Barcelona.

El sector cerámico de Castellón absorbe actualmente el 94% de la producción nacional y ha situado a España como segundo productor mundial después de la potente industria azulejera italiana.

Entre las materias primas que se utilizan para la elaboración del pavimento gresificado de pasta roja, producto estrella del sector, se encuentran las arcillas pérmicas de la localidad de Sant Joan de Moró (Castellón). Conocida por la industria como “arcilla de Moró” se caracteriza por un bajo contenido en carbonatos (< 3%), fundencia moderada y alto contenido de desgrasantes (mayoritariamente cuarzo). Mineralógicamente esta compuesta por cuarzo, feldespato sódico, hematites, calcita y esporádicamente dolomita. Como minerales de la arcilla presenta illita, caolinita y ocasionalmente clorita. Su contribución a las formulaciones más comunes se sitúa entre el 25 y el 35 %.

La serie permotriásica de la provincia presenta, además de las lutitas pérmicas (arcilla de Moró) y después de un nivel arenoso intermedio, otra formación predominantemente lutítica estrictamente triásica (facies Buntsandstein). El afloramiento extensivo de este nivel en la Sierra de Espadà (Cordillera Ibérica oriental) recomienda y ofrece una posibilidad excelente de estudiar su potencial como materia prima cerámica. Debido a que puede garantizarse el suministro continuo de estas arcillas a las empresas productoras su introducción en las formulaciones ofrece un atractivo especial.

El presente trabajo pretende realizar una primera aproximación en la caracterización de las lutitas triásicas y su comparación con las pérmicas actualmente en uso. La consecución de estos objetivos esta basada en la realización de la serie litológica triásica en las estribaciones de la Sierra de Espadà, el muestreo detallado de la misma, el análisis mineralógico por DRX de las muestras y el análisis de sus propiedades cerámicas.

La serie lutítica triásica tiene un potencia de 261 m y una relación arcillas/areniscas del 50% aproximadamente. El análisis por DRX de las muestras pone de manifiesto una composición mineralógica casi idéntica al nivel pérmico, si bien los feldespatos son predominantemente potásicos. En relación a la ceramidad hay que destacar una fundencia similar o incluso superior a la otra, y una contracción durante la cocción más elevada.

INFLUENCIAS DE LAS CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS EN EL ESTADO DE ALTERACIÓN DEL INTERIOR DE LA CATEDRAL DE CÁDIZ.

P. Ortiz; M.A Vázquez; M.A. Guerrero & E. Galán

Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola. Facultad de Química. Universidad de Sevilla. C/Profesor García González, s/n, apdo. 553, SEVILLA 41001.

Los materiales del interior de la Catedral de Cádiz presentan graves problemas de conservación, generados fundamentalmente por procesos de cristalización y disolución de sales, siendo las bóvedas, arcos y pilastras del segundo cuerpo, las zonas más deterioradas.

En este trabajo se presenta el estudio de las formas de alteración en el interior de la Catedral de Cádiz en función de los litotipos presentes y de sus características petrográficas.

Para la caracterización mineralógico-petrográfica se han empleado técnicas clásicas del análisis de rocas: microscopía óptica, difracción de rayos-X y la microscopía electrónica de barrido con análisis químico por dispersión de energía. El estudio de la porosidad se ha realizado por microscopía óptica y electrónica, y mediante ensayos de absorción de agua de acuerdo con las normas RILEM y porosimetría de mercurio. La descripción de los indicadores correspondientes a las formas macroscópicas de alteración se ha llevado a cabo siguiendo básicamente la normativa NORMAL 1/88.

En el interior del templo los estudios llevados a cabo han distinguido siete tipos de rocas: cinco calizas, un mármol y una calcarenita. Estos materiales se encuentran repartidos a distintas cotas: cripta, primer cuerpo, segundo cuerpo y entrebovedado (figura 1).

La porosidad abierta media, obtenida por el método de saturación de agua bajo vacío, oscila entre 0.2-14.4% según la variedad analizada. Los valores más altos corresponden a la biocalcarenita (13.4-19.4%) y los más bajos a la caliza microesparita (0.2%). Los resultados de porosidad total, obtenidos por porosimetría de mercurio, son superiores y oscilan entre 0.8% para la caliza biomicrita y 9.4% en la caliza oolítica del segundo cuerpo, ya que la biocalcarenita no se ha sometido a esta prueba.

Esta diversidad textural genera formas de alteración propias de cada material, distinguiéndose los siguientes indicadores predominantes en cada litotipo y por tanto en cada zona donde éstos están representados (tabla 1). Las zonas menos deterioradas corresponden a los muros de ostionera, de una elevada porosidad total, mientras que las calizas de bóvedas, arcos y pilastras del segundo cuerpo, con una porosidad intermedia, presentan los indicadores más graves.

Los procesos de alteración observados se deben a dos mecanismos predominantes: la meteorización físico-mecánica generada por la cristalización de sales y la meteorización química generada por el lixiviado de las rocas con aguas de diversas procedencias. En los litotipos analizados estos mecanismos generan formas de alteración que dependen de la textura y el entramado poroso. Así, los indicadores de alteración varían en función de la heterometría granular, la presencia de estructuras orgánicas (bioclastos) o de presión-disolución (estilolitos), factores que están estrechamente relacionados con el tipo de poros. Por otra parte, el grado de alteración está en función de la ubicación de los materiales y de los cambios termohigrométricos de cada zona.

En resumen, en el interior de la Catedral de Cádiz se yuxtaponen cuatro niveles de ubicación y finalidad arquitectónica distintos (cripta, primer cuerpo, segundo cuerpo y entrebovedado), con materiales de construcción específicos a los que van asociados formas de alteración diferentes, que dependen esencialmente de las características texturales, mientras que la intensidad de la alteración depende fundamentalmente de la posición y condiciones termohigrométricas de cada zona.

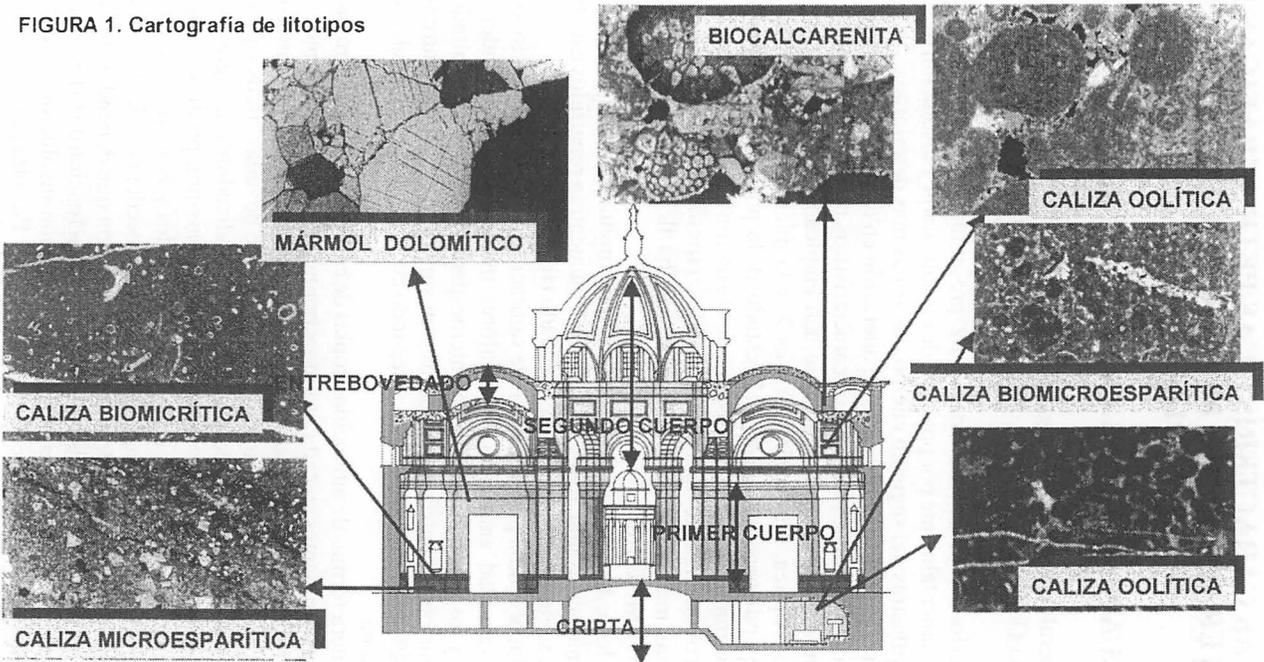


Tabla 1. Indicadores de alteración

VARIEDAD	FINALIDAD ARQUITECTÓNICA	INDICADORES DE ALTERACIÓN
Caliza oolítica y biomicroesparítica	Aplacados del Mausoleo de M. Falla de la Cripta	Eflorescencias, subeflorescencias y desplazado
Caliza microesparítica	Basamentos del primer cuerpo	Eflorescencias, películas y fisuración estilolítica
Caliza biomicrítica	Basamentos del primer cuerpo	Eflorescencias y alveolización
Mármol dolomítico	Columnas y paramentos del primer cuerpo	Pátina y picado
Caliza oolítica	Arcos, bóvedas y pilastras del segundo cuerpo	Pérdidas de material
Biocalcarenita	Muros del entrebovedado	Eflorescencias

Agradecimientos: Uno de los autores (P.O.) agradece la subvención recibida por el Ministerio de Educación y Ciencia, y la Fundación Caja Madrid para la realización de este trabajo.

Referencias

RILEM (1980): Materiaux de constructions, 13 (75), 216-220.
 CNR-ICR (1990): Lessico. Normal I/88, 1-36.

CARACTERIZACIÓN MICROESTRUCTURAL DE NIOBIO-TANTALITAS DE AVIÓN Y BEARIZ (OURENSE)

L. C. Otero Díaz(1), F. J. García García(2) y L. Fernández Díaz(3).

(1) Dpto. Química Inorgánica. F. CC. Químicas, Univ. Complutense, 28040 Madrid, España.

(2) Inorganic Chemistry, Arrhenius Laboratory, Stockholm University, 10691 Stockholm, Sweden.

(3) Dpto. Cristalografía y Mineralogía, F. CC. Geológicas, Univ. Complutense, 28040 Madrid, España.

Los minerales del grupo columbita-tantalita se encuentran entre los óxidos de niobio y tántalo más frecuentes en pegmatitas graníticas, carbonatitas y rocas ígneas alcalinas relacionadas. Su fórmula general es AB_2O_6 , siendo $A = Fe^{2+}, Mn^{2+}, Mg^{2+}$ y $B = Nb^{5+}, Ta^{5+}$. El miembro final $FeTa_2O_6$ pertenece a la serie tetragonal de la tapiolita y posee una estructura derivada de la estructura tipo rutilo. El resto de los términos extremos muestran la estructura de la columbita, que es una superestructura triple de la estructura tipo α - PbO_2 . Dicha superestructura está definida por cadenas en zigzag de octaedros que comparten aristas y se enlazan en tres dimensiones a través de los vértices.

Los minerales del grupo columbita-tantalita pueden presentar todos los grados de orden catiónico. Recientes estudios (Mulja et al., 1996) han relacionado el grado de orden con la velocidad de enfriamiento del cuerpo magmático que aloja al mineral y, en consecuencia, con el grado de evolución del magma. De este modo, los minerales de este grupo son potencialmente útiles para comprender la evolución interna de pegmatitas graníticas.

En el presente trabajo se estudian minerales de la serie columbita-tantalita, procedentes de yacimientos de Beariz y Aviión (Ourense). La composición química de las muestras, determinada mediante análisis de energía dispersiva de rayos X (XEDS), indica que todas ellas se pueden describir como niobio-tantalitas intermedias. Los parámetros de la celda unidad se han refinado a partir de datos de difracción de rayos X de polvo. Los valores obtenidos concuerdan con los datos encontrados en la bibliografía para las composiciones consideradas (Ercit et al., 1995).

El estudio microestructural se ha llevado a cabo mediante microscopía electrónica de transmisión con alta resolución (HRTEM). Los diagramas de difracción de electrones de selección de área según los ejes de zona [001] y [012] evidencian la superestructura de orden 3 que se origina como resultado del ordenamiento catiónico a lo largo de las cadenas en zigzag de

octaedros características de la subestructura tipo α -PbO₂. La existencia de planos de fractura según (100) y (010) en el mineral ha limitado la observación de todos los ejes principales. Los diagramas de difracción de electrones muestran máximos de difracción nítidos y sin reflexiones adicionales, lo que indica que se trata de un material bien ordenado. Las imágenes de alta resolución correspondientes a los ejes de zona mencionados, así como la transformada de Fourier de estas imágenes, permiten observar claramente la superestructura de orden 3. Tanto las imágenes reales como las procesadas muestran un contraste regular y homogéneo, lo que abunda en que corresponden a un material bien ordenado.

Agradecimientos:

Este trabajo ha sido financiado por la Universidad Complutense, proyecto multidisciplinar "Estudio microestructural de minerales españoles y análogos sintéticos de interés tecnológico", PR 218/94-5661/94.

Referencias:

- Ercit, T.S., Wise, M.W. y Cerný, P. (1995): *Am. Mineral.*, 80, pp 613-619.
- Mulja, T., Williams-Jones, A. E., Martin, R.F. y Wood, S.A. (1996) *Am. Mineral.*, 81, pp146-157.

LAS COLECCIONES MINERALÓGICAS DEL MUSEO GEOMINERO (ITGE, MADRID) REESTRUCTURACION DE LA EXPOSICIÓN PERMANENTE

A.Paradas Herrero

Museo Geominero. Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

Introducción.

Los fondos mineralógicos del Museo Geominero constan de más de 10.000 ejemplares, parte de los cuales, en una cifra cercana a 4.000, se exhiben en tres subcolecciones permanentes: Sistemática Mineral, Recursos Minerales y Minerales de las Comunidades Autónomas. El resto de los fondos forman el denominado “Banco de Minerales” o fondos no expuestos.

Estas colecciones están siendo objeto de una revisión profunda con el fin de mejorar tanto su parte expositiva como el contenido científico de las mismas.

Colección de Sistemática Mineral.

Es la más espectacular y vistosa de las que se exhiben en el Museo y la que despierta mayor interés en el público. Se sitúa en el entorno perimetral de la planta baja, ocupando 21 vitrinas adosadas a la pared.

La clasificación general adoptada es la utilizada por el mineralogista alemán Hugo Strunz en su *Mineralogische Tabellen* (1978), aunque para algunos grupos concretos se ha recurrido a la clasificación propuesta en el *Dana's New Mineralogy* (1997). Los minerales radiactivos se agrupan en una sola vitrina. Todas las especies y/o variedades distintas de que dispone el Museo se encontrarán expuestas al finalizar la reestructuración de la exposición.

Se ha confeccionado una nueva etiqueta identificativa que, además de mejorar la exposición, amplía los datos ya existentes de nombre, composición química y procedencia con otros como: Rareza del mineral, sistema de cristalización, nº de registro, etc. Algunos nombres que, aunque obsoletos, siguen apareciendo en la literatura mineralógica y son de uso común entre los aficionados y estudiosos de la mineralogía, se han mantenido incluidos entre paréntesis. Los nombres que no se corresponden con especies ss. se han escrito en cursiva. Las fórmulas (composición química) están de acuerdo con el *Glossary of Mineral Species* (1995).

Carteles explicativos sobre las características fundamentales de cada clase, clasificación sistemática y propiedades físicas y hábito de las principales especies minerales expuestas, completan la colección.

Colección de Recursos minerales

A lo largo de siete vitrinas, también emplazadas en la planta baja, y con criterios ser didácticos, se presenta una selección de minerales de interés minero. En las cinco primeras, y precedidas

de una presentación en donde se dan a conocer los conceptos básicos relativos a los recursos minerales, se exhiben aquellos minerales que se utilizan básicamente para la obtención de los dieciocho metales más comunes (menas minerales). Diversos carteles explicativos sobre las principales menas minerales, usos más frecuentes, principales países productores y datos de producción y reservas, a nivel nacional y mundial, ilustran la colección.

Una sexta vitrina presenta los minerales y rocas industriales de mayor aplicación, es decir, aquellos que se utilizan en procesos industriales, directamente o mediante una preparación adecuada, en función de sus propiedades físicas y químicas y no en función de las sustancias potencialmente extraíbles de las mismas ni de su energía.

La séptima vitrina se dedica a los recursos minerales energéticos (petróleo, gas natural, carbón y uranio) los cuales constituyen la principal fuente de energía en la actualidad.

Colección de Minerales de las Comunidades Autónomas

Finalmente, una tercera subcolección de minerales, exclusivamente españoles, se exhibe a lo largo de veintisiete vitrinas en la segunda planta del museo. La ordenación se establece por comunidades autónomas y dentro de ellas se exhiben muestras de los principales yacimientos españoles, exponiéndose ejemplares de yacimientos clásicos, agotados en su mayoría, junto con otros de reciente descubrimiento.

Esquemas geológicos y de localización de los yacimientos, así como someras explicaciones a los mismos, intentan acercar la colección al público profano.

Referencias

- Strunz,H. (1978). Mineralogische Tabellen. Akademische Verlagsgesellschaft, Geest & Portig K.-G., Leipzig. 621 pp.
- Gaines,R.V. *et al.*(1997). Dana's New Mineralogy . John Wiley & Sons. New York. 1819 pp.
- Fleischer,M. & Mandarino,J.A. (1995). Glossary of Mineral Species 1995. The Mineralogical Record Inc. Tucson. 280 pp.
- Instituto Tecnológico Geominero de España (1999). Panorama Minero 1996. **Madrid**. 384 pp.

COMPUTING PHASE DIAGRAMS FOR AQUEOUS SYSTEMS INVOLVING NON-IDEAL SOLID SOLUTIONS FROM FIRST PRINCIPALES CALCULATIONS.

M. Prieto(1), U. Becker(2), A. Fernández-González(1), A. Putnis(2)

(1) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Arias de Velasco sn, 33005-Oviedo, Spain.

(2) Institut für Mineralogie, Universität Münster, Corrensstrasse 24, D-48149 Münster, Germany.

Numerous investigations have been reported on partitioning of cations between aqueous and solid phases that include studies of precipitation and dissolution kinetics, long-term equilibration, and surface exchange processes. Recently, particular attention has been paid to the partitioning of divalent metals into calcite and barite in order to study water-rock interactions that involve these minerals and in environmental assessment of metal ion behaviour. However, in spite of the numerous studies, the availability of thermodynamic data for this kind of systems is at present scarce. In the case of non-ideal solid solutions, the derivation of phase diagrams requires the solid-phase activity coefficients to be known and this is the main difficulty in establishing the equilibrium partitioning between solids and aqueous phases: the determination experimental of mixing properties of solid solutions is very time consuming and has many sources of uncertainty. In this work we propose the possibility of determining the solid-phase activity coefficients from theoretical calculations of mixing properties. The basic idea is that many thermodynamic quantities have average values that can be written down at once as a function of temperature by averaging over states of known energy using the Boltzmann distribution. Here, we apply this method to the barite-celestite solid solution, whose complete/uncomplete, ideal/non-ideal character has been largely controverted in the literature.

The procedure of calculation starts with the encompassment of a supercell from the unit cell of one of the endmembers. In the case of the barite-celestite solid solution, a supercell was outlined that contained 32 MeSO_4 ($\text{Me} = \text{Sr}, \text{Ba}$) formula units, where the number of substituting cations can vary discretely from 0 Sr - 32 Ba to 32 Sr - 0 Ba. Then, from a total of 2^{32} possibilities, 306 configurations (254 random configurations and 52 special cases with ordered distributions of cations) were selected to evaluate the lattice energy. Lattice energies were computed by using empirical force potentials as incorporated in the program GULP (Gale, 1998). In this particular case, GULP runs were performed using the pair potential sets derived by Allan et al. (1993) from *ab initio* calculations. For all 306 configurations considered, a full geometry optimisation was performed by making variables the lattice constants and all internal atomic coordinates.

In a second step, the lattice energies computed for these 306 configurations were fitted to a function of 12 cation-cation interaction parameters. From these parameters, it is possible to derive energy distributions for each composition of the barite celestite solid solution, i.e., one can establish the probability $p(E, X_{Sr})$ of finding a certain number of cation arrangements at a given interaction energy E and mole fraction X_{Sr} of $SrSO_4$. For a given temperature T , this procedure results in a set of curves energy-probability. Each curve represents the energy distribution corresponding to $N(X_{Sr}) = 32! / [(32 \cdot X_{Sr})! \cdot (32 - 32 \cdot X_{Sr})!]$ configurations with the same composition X_{Sr} . From these curves the free energy of mixing can be written as

$$G^M(X_{Sr}, T) = -\frac{kT}{32} \ln \left(N(X_{Sr}) \frac{\int_0^\infty \exp(-E/kT) \cdot p(E, X_{Sr}) dE}{\int_0^\infty p(E, X_{Sr}) dE} \right) \quad (1)$$

Once G^M is computed according to Eq. (1) for different values of X_{Sr} , the corresponding values of the excess free energy of mixing G^E can be obtained ($G^E = G^M - G^{M, id}$). Finally, expressions for the activity coefficients can be obtained from the Redlich and Kister equations by fitting the values of G^E to a Guggenheim expansion series.

The calculations of the mixing properties of the barite-celestite series performed in this way indicate this solid solution behaves as non-ideal and non-regular. At 25 °C, the free energy of mixing shows two minima that delimit a wide and symmetric miscibility gap (from 2.1 to 97.9 mole % $SrSO_4$) and a small minimum around 50 mole % $SrSO_4$ due to an ordering tendency. The excess free energy of mixing requires a Guggenheim expansion series of 5 terms to be described, where the terms with odd exponents are null as a consequence of the symmetric distribution of the mixing properties with composition. The phase diagram shows a peritectic point that corresponds to the composition of an aqueous solution which is simultaneously at equilibrium with the two extremes of the miscibility gap. The large difference between the solubility products of the endmembers involves a strong preferential partitioning of the less soluble endmember towards the solid phase, which explains the extremely Ba-poor composition of the aqueous solution (aqueous activity fraction for $Ba^{2+} = 0.000446$) at the peritectic point.

References

Allan, N.L., Rohl, A.L., Gay, D.H., Davey, R.J., and Mackrodt, W.C. (1993). Calculated bulk and surface properties of sulphates. *Faraday Discuss* **95**, 1-7. Gale, J. (1998). GULP (General Utility Lattice Program), Imperial College/Royal Institution of Great Britain.

TENDENCIAS EN LA EVOLUCION CRISTALOQUIMICA DE LA ESMECTITA EN LA ALTERACION DE UNA BENTONITA EN CONDICIONES BASICAS A TEMPERATURAS MODERADAS

S. Ramírez, J. Cuevas y S. Leguey

Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Campus Cantoblanco, 28049, Madrid.

Este trabajo describe las modificaciones cristal químicas observadas en la esmectita de una bentonita de constitución montmorillonítica (La Serrata de Níjar, Almería) en condiciones hidrotermales de elevada alcalinidad.

El estudio se encuadra en la investigación del impacto térmico y químico sobre la barrera de bentonita originado por la desintegración de los radionúclidos en un almacenamiento de residuos radiactivos de alta actividad y por la interacción con un frente alcalino procedente de la lixiviación de piezas de hormigón presentes en el sistema.

Los experimentos realizados consisten en la reacción de la fracción arcilla de la bentonita (fracción < 2 mm) con disoluciones de hidróxido sódico y potásico 0.1 M y 0.5 M durante diferentes periodos de tiempo (1, 4 y 12 semanas) y temperaturas de tratamiento (35, 60 y 90 °C). La relación sólido/disolución es 1/3, siendo las cantidades absolutas de 10 g y 30 ml, respectivamente. Estos resultados se comparan con experimentos paralelos llevados a cabo con la fracción total de la bentonita.

Después de los ensayos se realizó un estudio de la arcilla mediante difracción de rayos X en la muestra de polvo desorientado, para determinar la aparición de nuevas fases minerales. También se estudió la fracción < 0.5 mm homoionizada en calcio, orientada y solvatada en etilenglicol. El cálculo de la fórmula estructural de la esmectita a partir del análisis químico de la fracción < 0.5 mm homoionizada en calcio revela la presencia de una cantidad significativa de K⁺ fijado ($K_{0.11}/O_{20}(OH)_4$), lo que implica la existencia de una pequeña proporción de interstratificado illita/esmectita. La illita como tal no ha sido detectada mediante difracción.

Aunque las muestras tratadas están constituidas mayoritariamente por esmectita (> 95 %) se han detectado nuevas fases silicatadas: filipsita y analcima, como productos de reacción de la arcilla en medio básico. La formación de ceolitas está condicionada, en primer lugar, por el medio de reacción y, en segundo lugar, por la temperatura y el tiempo de la misma. Ambas ceolitas cristalizan en medio sódico fuertemente alcalino.

El tamaño de cristalito en la esmectita experimenta un ligero descenso en las muestras tratadas con disoluciones potásicas. El valor inicial es 139 Å mientras que en las muestras tratadas en medio sódico es 136 ± 8 Å y en medio potásico 127 ± 9 Å.

La presencia de interestratificado ilita/esmectita se ha evaluado, en una primera aproximación, mediante el coeficiente de variación (Bailey, 1982). El valor medio del coeficiente de variación es mayor en las muestras tratadas en medio potásico y aumenta con la concentración del medio. No obstante, sólo supera el valor de 0.75 % en las muestras tratadas con la disolución KOH 0.5 M, lo que indica la existencia en estas muestras de interestratificación de ilita y esmectita con desorden apreciable en el apilamiento de las láminas.

La cuantificación del interestratificado se ha calculado por el método descrito por Inoue et al. (1989). Con respecto al valor de la muestra inicial (10 %), el porcentaje de interestratificado ilita/esmectita disminuye en las muestras tratadas en medio sódico hasta un valor medio de 7 ± 1 %. Por el contrario, se observa un incremento en el porcentaje de interestratificado debido a los tratamientos con las disoluciones potásicas. La formación del interestratificado ilita/esmectita está favorecida por el aumento de la concentración de K^+ (11 ± 1 % y 15 ± 2 % en los tratamientos 0.1 M y 0.5 M, respectivamente). No obstante, el proceso de ilitización no evoluciona hacia la formación de mayores cantidades de interestratificado ilita/esmectita ya que no se aprecia dependencia significativa con la temperatura o el tiempo del ensayo.

Desde el punto de vista cristalográfico, las esmectitas tratadas, al igual que la inicial, se definen como montmorillonitas. Con respecto a la muestra inicial, se aprecia una disminución de la carga en capa octaédrica debido a la incorporación de Mg^{2+} en capa octaédrica. Este proceso, que está favorecido por el aumento de pH, temperatura y tiempo de tratamiento, puede deberse a la migración del Mg^{2+} , dentro de la estructura de la montmorillonita, desde la región interlaminar a la capa octaédrica o a la formación de una esmectita magnésica en el medio de reacción. Como consecuencia de este proceso disminuye la carga laminar.

La disminución de la carga laminar ocasiona un descenso del contenido de cationes interlaminares intercambiables por fórmula unidad. Sin embargo, se aprecia un incremento de la cantidad de K^+ fijado irreversiblemente en la estructura durante los tratamientos con las disoluciones potásicas, más acusado al aumentar la concentración del medio.

Referencias:

Bailey, S. W. (1982. Amer. Miner., 67, 394-398.

Inoue, A., Bouchet, A., Velde, B. y Meunier, A. (1989). Clays Clay Miner., 37, 227-234.

EVOLUCION TERMICA DE LOS MATERIALES DE LA CERAMICA SAN ANTOLIN (PALENCIA)

J. L. Redondo, A. Del Valle, L. Llorente, R. Luis.

Dpto. de Física de la Materia Condensada, Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias. Universidad de Valladolid. 47011 Valladolid. España.

La materia prima utilizada por la Cerámica San Antolín procede de dos yacimientos muy próximos entre si, enclavados en los términos municipales de Palencia y Fuentes de Valdepero. Dichos yacimientos se enclavan en el sector central de la cuenca del Duero sobre terrenos de origen terciario, y dentro de éste en el Mioceno inferior. La Facies Dueñas y Tierra de Campos caracterizan los dos yacimientos que abastecen a la fábrica San Antolín.

El presente estudio tiene como objetivo, estudiar la evolución térmica de los materiales utilizados para la fabricación de ladrillos de cerámica y relacionarla con su composición química y mineralógica, así como algunas de sus propiedades tecnológicas.

Los análisis químicos realizados sobre la materia prima objeto de estudio han arrojado los siguientes resultados en cuanto a su composición:

Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	CaO	K ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MgO	Na ₂ O	SO ₃	H ₂ O	CO ₂
5,90	0,07	0,77	5,30	3,40	55,10	17,90	0,19	1,40	0,30	0,11	0,94	8,62

El análisis mineralógico medio de las muestra estudiada ha dado como resultado un contenido relativamente alto de illita y cuarzo así como contenidos bajos en calcita, clorita y feldespatos potásicos. Tanto los resultados químicos como mineralógicos coinciden con la composición característica de las facies Dueñas y Tierra de Campos.

Los ensayos de carácter tecnológico han consistido en la determinación de la plasticidad de la materia prima así como de la relación densidad – temperatura de las piezas cocidas.

Los ensayos de la plasticidad para la determinación de los límites de Atterberg (límite líquido y límite plástico) han dado como resultado un Índice de Plasticidad (I.P.) de 19,2 con unos valores del límite líquido de 37,5 y del límite plástico de 18,3.

La termogravimetría a la que fue sometida la muestra suministró las siguientes pérdidas porcentuales a las temperaturas señaladas:

T (°C)	% Pérdida peso
47,9	0,9
292,6	0,3
500,8	0,8
730,5	3,1

La pérdida que se produce entre los 607 y los 822° C es la más significativa que se corresponde con un aumento de desorden en la estructura de la illita ocasionado por la pérdida de agua presente en forma de grupos (OH) durante el calentamiento.

El estudio de la densidad de las piezas cocidas a distintas temperaturas se muestra en la siguiente tabla:

Tª (°C)	200	400	600	788	859	899	950	955
δ (g/cm ³)	2,055	2,004	1,892	1,883	1,892	1,915	1,937	1,938

A la vista de estos resultados se pueden relacionar las distintas pérdidas de peso con la variación de la densidad en función de la temperatura. La densidad va disminuyendo de forma progresiva desde los 200°C hasta los 750-800°C por la pérdida de volátiles. La pérdida de grupos (OH) de la illita también favorece esta disminución en la densidad. A partir de los 750° C se produce un aumento progresivo de la densidad, ya que empiezan a formarse estructuras más compactas como hematite, olivino y piroxenos, tal como muestran los difractogramas realizados sobre ladrillos terminados o en las últimas etapas de la cocción (T>860° C).

La evolución térmica de la materia prima utilizada se ha seguido mediante DRX observándose la tendencia a la descomposición de las sustancias hidroxiladas (filosilicatos illitas y clorita) y de la calcita. Durante el rango 600-800° C se observa la simultánea desaparición de las cloritas y la formación de olivino, el cual, a partir de los 800° C empieza a convertirse en piroxenos. También durante la descomposición de la clorita aparecen óxidos de hierro lo cual se correlaciona con la aparición del color rojo en el ladrillo en esta etapa de la cocción.

Referencias:

Caillere S., Hénin S., Rautureau M. (1982). *Mineralogie des argiles*. Masson.

Fernández C., Payán F.J. (1994). *Curso de ensayos de materiales de construcción*. Junta de Castilla y León

González J.M., García J.J., Delgado M.A. (1987). *Curso sobre materias primas para cerámica y vidrio*. Sociedad Española de Cerámica y vidrio.

Rado P. (1990). *Introducción a la tecnología de la cerámica*. Omega.

SIEMCALSA (1997). *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León*. Escala 1: 400.000. Junta de Castilla y León.

Valle A. del (1997). *Acontia*. *Revista de Arqueología*. 3, 11-22.

Varela R. M., Barriuso A. L., Martín A. (1993). *Curso de cerámica*. Ayuntamiento de Valladolid.

ESTUDIO DE LAS MINERALIZACIONES FILONIANAS DE Sn, W Y SULFUROS DEL BORDE SUR DEL GRANITO DE BAÑOBÁREZ. SALAMANCA, (ESPAÑA).

R. M^a. Reguilón, A. Aguiar, E. Jiménez y I. Rodriguez.

Dpto. de Geología (Cristalografía y Mineralogía). Univ. de Salamanca 37008 Salamanca.

Existen en el basamento Hercínico Ibérico, abundantes afloramientos graníticos con mineralizaciones de Sn y W entre otras. Uno de estos afloramientos los constituye el Granito de Bañobárez, que aflora al oeste de Salamanca y en el cual, encajan las mineralizaciones aquí estudiadas. Se sitúa geológicamente en la zona Centro Ibérica de Julivert, et al. (1972) y dentro de ésta en el dominio de los pliegues verticales de Diaz Balda, et al. (1990), está emplazado en los materiales del C.E.G. y forma parte de la provincia metalogénica de Sn y W, del Macizo Hespérico que se extiende por el O peninsular desde Galicia a Andalucía.

Según Carnicero (1980), este granito está constituido por cuatro tipos, siendo los granitos biotíticos (\pm moscovita) de grano grueso y porfídicos los predominantes. Presenta además en su borde sur, numerosas diaclasas que tienen dos direcciones predominantes, una NNE-SSO, y otra próxima a E-W, siendo las que presentan esta última dirección las más abundantes, y las que a su vez, están relacionadas con diques de aplitas y cuarzo, López Plaza, et al. (1984). Ha sido datado por García Garzón y Locutura (1981) en 284 ± 8 M.a.

Los fluidos hidrotermales responsables de la mineralización, han afectado al granito alterándolo sobre todo en las zonas próximas a los filones, donde se observan con mayor intensidad procesos de: Albitización, cloritización, sericitización, moscovitización, y turmalinización, acompañados todos ellos en mayor o menor intensidad por silicificación.

En este trabajo se han estudiado las mineralizaciones de El Cerro del Avión y Valdehornillos, situadas en ambos márgenes del río Rivera de dos Casas, al oeste de Villar de Ciervo y encajadas en los granitos biotíticos. Constan de una serie de filones paralelos entre sí, intra y peribatolíticos, con direcciones comprendidas entre N90-100E, subverticales, potencias no superiores en ningún caso a los 80cm y la longitud deducida de las labores no llega a los 200m. Se relacionan con las diaclasas de dirección E-W y se corresponden con "filones condicionados por la geometría del cuerpo granítico" según Gonzalo y López Plaza (1983) o paragénesis (Q-W) de Arribas (1979).

Mineralógicamente, están formados básicamente por cuarzo y minerales de Sn, W y sulfuros, como se ha deducido del estudio mineralógico realizado por microscopía óptica en luz transmitida y reflejada, y por microsonda electrónica en un equipo CAMEBAX SX-50 de la Universidad de Oviedo, siendo los minerales identificados en dicho estudio los siguientes: turmalinas, cloritas más abundantes en Valdehornillos, moscovitas y algo de fluorita como minerales de la ganga que acompañan del cuarzo. Los minerales metálicos constituyentes de la mena son:

Casiterita, aparece en masas irregulares o en cristales de varios milímetros de longitud, ha sido identificada tanto en los filones como en pequeños cristales dispersos en el granito. Wolframita, forma agregados columnares de cristales tabulares y está total o parcialmente transformada en scheelita. Es más abundante en Valdehornillos. Scheelita, es de color amarillo

claro, procede de la wolframita y también se ha identificado en el granito. Arsenopirita, es el primero de los sulfuros en cristalizar y el más abundante, forma masas de color gris dentro de los filones o cristales idiomorfos dispersos en el granito en las zonas próximas a los filones. Está fuertemente alterada a escorodita, habiéndose encontrado cristales de aproximadamente 1 mm, color verde claro transparente. Pirita es también muy abundante y aparece en cristales idiomorfos, masiva y rellenando fracturas tardías que cortan a los otros minerales. Marcasita es menos abundante y aparece asociada con pirita o junto a ella como producto de transformación de la pirrotina. Pirrotina, muy escasa en Cerro del Avión, donde sólo aparece como inclusiones, en Valdehornillos se presenta en cristales, masiva o en inclusiones dentro de la esfalerita, arsenopirita y pirita. Los cristales están alterados presentando la típica textura en ojo de pájaro. Calcopirita, aparece en granos o como inclusiones en pirita y esfalerita algunos granos están alterados por los bodes a covellina. Esfalerita, forma masas irregulares con abundantes inclusiones o exoluciones que en orden decreciente de abundancia son: calcopirita a veces orientadas según planos cristalográficos, pirrotina, pirita y galena, pueden aparecer individuales o mixtas, estando éstas compuestas por calcopirita-pirrotina, calcopirita-pirrotina-pirita y galena y calcopirita-pirrotina-galena-bismuto. Estannina está asociada a la calcopirita o va con cuarzo rellenando huecos. Galena aparece sólo dentro de la esfalerita, bien sola o junto con inclusiones de matildita y sulfosales complejas que pueden aparecer también en huecos o fracturas tardías y cualitativamente están constituidas por S, Ag, Bi y Pb; S, Ag y Pb. Finalmente han sido identificados bismuto y bismutina.

El estudio de los isótopos estables del S procedente de arsenopiritas, tanto de los filones como de los cristales del granito de Valdehornillos, piritas y esfaleritas dan valores $\delta^{34}\text{S}$ comprendidos entre (-1,59 y -0,95‰) para las arsenopiritas, siendo -0,47‰ el valor $\delta^{34}\text{S}$ de la arsenopirita del granito, (-1,90 y +0,98‰) los de la piritas y (-2,80 y -1,62‰) los de las esfaleritas, que indican un origen claramente ígneo del azufre, de acuerdo con Ohmoto y Rye (1979). Por último, del estudio de la paragénesis mineral, se deducen al menos tres etapas en la formación de estos depósitos.

Agradecimientos:

Este trabajo se ha financiado con el proyecto SA 76/96 de la Junta de Castilla y León.

Referencias:

- Arribas, A. (1979). Stud. Geol. XVI, 223-260
- Carnicero (1980). Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca
- Diaz Balda, M.A.; Vegas, R.; González Lodeiro, F. (1990). In Pre -Mesozoic Geology of Iberia. Dallmeyer & Martinez (eds) Springer- Verlag. Berlín,
- García-Garzón y Locutura (1981) Bol. Geol. Min España. XCII, 68-72.
- Gonzalo and López Plaza (1983) Stvd. Geol. Salm. XVIII, 159-170.
- Julivert, M.; Fantbote, J.M.; Ribeiro, A. y Conde, L. (1974). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Escala 1/1000.000 IGME. Madrid.
- López Plaza, M. Carnicero A. & Rodríguez Alonso M.D., (1984). I Congre. Españ. Geol. T. II 177-192
- Ohmoto and Ray (1979). In Barnes (ed). Geochemistry of Hidrothermal Ore Deposits. 2ª Ed. Wiley. New-York.

MINERALOGÍA DE LOS FILONES DE CUARZO CON W-Au DE MINA SATURNO. VALDERRODRIGO, SALAMANCA. (ESPAÑA).

R. M^a Reguilón, I. Rodríguez y E. Jiménez .

Dpto de Geología. Área de Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Salamanca, 37008 Salamanca.

En este trabajo, se exponen los resultados obtenidos en el estudio mineralógico de Mina Saturno, depósito filoniano incluido dentro de la investigación que se está llevando a cabo sobre mineralizaciones de W, sulfuros y Au asociadas a la cizalla dúctil Masueco-Valderrodrigo.

Mina Saturno está situada al noreste del pueblo de Valderrodrigo, ha sido explotada para el beneficio de W hasta 1980 por la Compañía Ibérica de Minas S.A. (CIMSA), mediante explotación a cielo abierto, conservándose en la actualidad un socavón que tiene unas dimensiones aproximadas de 350x50x15 m. Fue en la investigación llevada a cabo por St Joe Minera en 1983, al realizar análisis geoquímico en muestras de suelos y filones, cuando se detectó el oro en el yacimiento.

Geológicamente, Mina Saturno está localizada en la zona Centro Ibérica de Julivert et al (1974) y dentro de esta zona en el Dominio de los Pliegues Verticales (Díaz Balda et al. (1990).

La mineralización está constituida por filones de cuarzo de dirección NO-SE, subverticales; su potencia varia entre 1 cm y 2m., tienen carácter lenticular y presentan estructuras tectónicas compresivas (boudines). Dichos filones, encajan en materiales del Complejo Esquisto Grauváquico, en los que producen fenómenos de alteración hidrotermal, fundamentalmente silicificación, moscovitización, cloritización y oxidación y cortan a un granitoide más o menos foliado, según las zonas. Se corresponden, según la clasificación de Gonzalo y López Plaza (1983) con “filones asociados a zonas de cizalla dúctil” y a la asociación “Cuarzo, Scheelita, Wolframita” descrita por Arribas, A. (1979).

El estudio llevado a cabo mediante microscopía óptica y microsonda electrónica, este último en un equipo CAMEBAX SX-50 de la Universidad de Oviedo, en un total de 70 muestras pertenecientes a filones de distintas zonas de la corta, y a sondeos realizados por St. Joe Minera y cedidos por la Junta de Castilla y León, ha permitido identificar las siguientes especies mineralógicas.

Minerales de la ganga: fundamentalmente la ganga está compuesta por: cuarzo blanco de aspecto lechoso, a veces de tono verdoso por la alteración de la arsenopirita a escorodita, o rojizo por los oxidos de Fe. Va acompañado este cuarzo en algunas zonas por moscovitas y turmalinas.

Minerales metálicos: Los minerales identificados como constituyentes de la mena son:

Minerales de W: se han identificado wolframita y scheelita. La Wolframita: ha sido identificada únicamente en tres muestras, una perteneciente a un sondeo y dos a las muestras de la corta. Aparece en los filones formando masas constituidas por pequeños cristales tabulares, y no presenta alteración. Su composición química indica que se trata de la variedad Ferberita. La scheelita es más abundante que la wolframita, tiene un color amarillo naranja y aparece también formando masas en el cuarzo.

Sulfuros: han sido identificados arsenopirita, pirita, calcopirita, pirrotina, marcasita, covellina, calcosina, bismutina y muy poca esfalerita. La arsenopirita y la pirita son los más abundantes, si bien su abundancia depende de las zonas. La pirita es más abundante en la zona norte y noreste. La calcopirita es poco abundante y aparece en granos de tamaño variado dentro de la pirita, arsenopirita y cuarzo, está parcial o casi totalmente alterada a covellina y a veces a calcosina, asociada a ella se ha identificado algo de esfalerita. Pirrotina y marcasita son muy escasas y aparecen la primera, como inclusiones en la pirita y arsenopirita y la segunda, asociada a pirita. Finalmente la bismutina aparece en relación con pequeñas grietas o en huecos, dentro de la pirita, de la arsenopirita y del cuarzo. Va asociada con frecuencia a bismuto nativo y oro.

Elementos nativos: han sido identificados oro y bismuto. El oro ha sido identificado en casi todas las muestras estudiadas tanto de los sondeos como de los filones de la corta. Se presenta, en granos independientes dentro de fracturas, incluido en cuarzo, asociado a bismuto y bismutina y dentro de la arsenopirita. La mayoría de los granos analizados en la microsonda dan una composición correspondiente a oro nativo ya que el contenido en Ag oscila entre un 6 y un 14 %, y lleva algo de Se, si bien algunos granos, pero muy pocos tienen una composición de "electrum" con un 21- 22% de Ag.

Además ha sido identificada joseita y otros minerales con composición de sulfosales complejas no determinadas aún.

Agradecimientos:

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación nº SA20/98 de la Junta de Castilla y León.

Referencias:

- Arribas, A. (1979). Stud. Geol. XVI, 223-260
- Díaz Balda, M.A.; Vegas, R.; González Lodeiro, F. (1990). In Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Dallmeyer & Martínez (eds) Springer- Verlag. Berlín, 172-188.
- Gonzalo y López Plaza (1983). Stud. Geol. Salm. XVIII, 159-170.
- Julivert, M.; Fantbote, J.M.; Ribeiro, A. y Conde, L. (1974). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Escala 1/1000.000 IGME. Madrid.

CARACTERES GEOQUÍMICOS Y FÍSICO-QUÍMICOS DEL FILÓN EL COBRE, DISTRITO DE LINARES-LA CAROLINA (JAEN), ESPAÑA.

M.A.Rodríguez Sastre (1), J.Palero Fernandez (2) & A. Martin Izard (1)

(1) Área de Cristalografía y Mineralogía. Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

(2) Minas de Almadén y Arrayanes S.A.

Se resumen en este trabajo las principales características geoquímicas y fisicoquímicas del Filón El Cobre, situado en el distrito filoniano de Linares-La Carolina, Jaén (SE de España). Se aportan nuevos datos referentes a la composición química y parámetros físico químicos de las distintas fases minerales que cristalizan en este filón, y se realizan comparaciones con otros filones del distrito: Ojovecino, Melocotón, Centenillo y Arrayanes.

El filón El Cobre arma en el granito de Linares principalmente, aunque su extremo SO lo hace en materiales sedimentarios de edad carbonífera. Presenta rumbo NE-SO según la tendencia filoniana general de la zona.

La paragénesis está integrada por tres etapas de mineralización. La primera etapa está formada por cuarzo y arsenopirita que son englobados por la galena y ankerita que forman la base mineralógica de estos filones. La segunda etapa está integrada por cuarzo, esfalerita, calcopirita y pirita. La tercera está representada por la asociación barita-pirita y sobre la que cristalizan los minerales más tardíos que son calcita, clorita y caolinitización en su último estadio. Cada una de estas etapas se han originado como consecuencia de la precipitación de fluidos en espacios abiertos y están separadas por rejuegos de la estructura que se manifiestan por procesos de brechificación.

Las temperaturas de formación deducidas para la primera etapa de cristalización se sitúan entre los 350 y 450°C que reflejan las inclusiones en cuarzos precoces, y los 190-208°C para las ankeritas. En el filón El Melocotón las temperaturas de la primera etapa están comprendidas entre 300 y 350°C. Los valores isotópicos obtenidos a partir del $\delta^{34}\text{S}$ medido en galenas indican que el azufre ha derivado directamente de los magmas o indirectamente de la disolución o desulfuración de los sulfuros primarios formados a partir de fuentes magmáticas con influencia de mezcla con fluidos de origen sedimentario.

Las condiciones fisico-químicas calculadas a partir de la composición isotópica de las galenas para esta primera etapa de mineralización serían de evolución de pH ácido en el filón El Cobre a pH ligeramente básico en los filones más distantes al granito de Linares y las condiciones de fugacidad de oxígeno serían inferiores a 10^{-36} bar.

La segunda etapa está formada por calcopirita, cuarzo hialino y trazas de esfalerita. La composición isotópica de los fluidos en esta etapa se caracteriza por presentar valores $\delta^{34}\text{S}$ del orden de 0‰, que corresponden a salmueras equivalentes a los procedentes de fluidos ígneos,

transportando azufre de éste origen y metales. La fugacidad del oxígeno calculada está comprendida entre 10^{-36} y 10^{-38} bar, y un pH ligeramente ácido en torno a 6 para el filón El Cobre y valores ligeramente básicos para los filones situados en el área de La Carolina.

La tercera etapa de la mineralización tiene barita, pirita, calcita y filosilicatos. La temperatura de formación para esta etapa, basándose en inclusiones fluidas medidas en calcitas, es de 180°C y aplicando los geotermómetros isotópicos barita-pirita las temperaturas medias son de 188°C . Aplicando el geotermómetro de la clorita por el método de Cathelineau (1988) las temperaturas de formación para esta etapa son del orden de 186 a 221°C . Los valores isotópicos del $\delta^{34}\text{S}$ medido en baritas indican que el origen del azufre es biogénico. En esta última etapa de mineralización los contenidos isotópicos en calcitas del filón El Cobre indican una procedencia de fluidos ígneos y en los filones del área de la Sierra de La Carolina el contenido isotópico indica un origen ígneo pero con cierta influencia biogénica, por parcial extracción de las rocas sedimentarias por las que atraviesa el fluido. Las condiciones físico-químicas de esta tercera etapa son de 10^{-47} bar para la fugacidad de oxígeno y pH de 5,5.

Desde el punto de vista genético tanto los análisis geoquímicos como con los datos isotópicos y los de inclusiones fluidas, indican que el filón El Cobre se ha originado a partir de fluidos de origen endógeno que han sido influenciados por el quimismo de las rocas sedimentarias de la zona. Este estudio revela la influencia del encajante metamórfico en la mineralización del distrito.

El modelo propuesto para la formación de este filón, y por extrapolación para el resto del campo filoniano, implica el establecimiento de corrientes convectivas activadas por el calor residual de los cuerpos intrusivos de la zona suroriental de Sierra Morena. Los fluidos mineralizantes dircurrirían por la importante fracturación asociada a una intensa actividad tectónica en la zona durante el Varisco como consecuencia del juego de grandes bandas de cizalla frágiles-dúctiles que afectan a la región.

Referencias.

Cathelineau M. (1988).- Clay Minerals vol.23, pp 471-485.

TIPOLOGÍA DE BIOTITAS DEL GRANITO HIPERALUMINOSO DE CAPILLITAS, CATAMARCA, ARGENTINA

J.N. Rossi(1), A.J.Toselli(1), E. Pellitero(2), J. Saavedra(3) y A.N.Sial(4)

(1) Facultad de Cs.Naturales e Instituto Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán, Argentina

(2) Facultad de Ciencias, Departamento Geología, 37008, Salamanca

(3) Instituto de Recursos Naturales, CSIC; 37008, Salamanca.

(4) NEG-LABISSE, Dpto.de Geología, Univ.Fed.de Pernambuco, C.P.7852, 50,732-970, Recife, Brasil

El batolito de Capillitas en las Sierras Pampeanas de Catamarca, en el noroeste y centro de Argentina (Fig.1) forma parte de los granitos hiperaluminosos, con $ASI > 1,2$, asignados al grupo post-D₂ de granitoides famatinianos del Ordovícico (Rapela et al., 1992).

Consiste esencialmente en monzogranitos porfiroides de dos micas, con megacrystales de feldespato potásico idiomorfo, en una matriz de grano medio a grueso, de composición granodiorítica a monzogranítica, aunque también hay variaciones equigranulares de la misma composición. Como cuerpos menores intruídos en los porfiroides, se encuentran granitos leucocráticos ricos en muscovita. Todas las variedades de granitos contienen cordierita, andalusita y cantidades menores de sillimanita (Toselli et al., 1996). Contienen muy pocos minerales opacos, cuyo grano es muy pequeño, contándose entre ellos en orden de abundancia piritita, calcopiritita, rutilo, magnetita e ilmenita, que constituyen menos del 0,01 % de la roca.

En las biotitas, las relaciones $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ y Al_1 muestran una tendencia hacia los extremos anita-siderofilita (Fig.2).

Por otra parte, los contenidos en aluminio, titanio y hierro concuerdan con los de granitos peraluminosos tipo S conocidos a nivel mundial (Nachit et al., 1985, Lalonde y Bernard, 1993, Villaseca y Barbero, 1994).

También las relaciones de Al_1 y Mg corresponden a los granitos alúmino-potásicos propuestos por Nachit et al., (1985).

El contenido en Fe^{3+} fue estimado por balance de cargas y la relación promedio $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ de 0.03 correspondería estimativamente con condiciones de fugacidad de oxígeno por debajo del tamponante QFM de Wones y Eugster (1965), Fig. 3.

Siguiendo a Burkhard (1993), estas condiciones podrían haber equilibrado a las biotitas del granito de Capillitas a muy baja fugacidad de oxígeno, en un ambiente geotectónico de características colisionales, al contrario de las biotitas de granitoides calcoalcalinos en ambientes de subducción, cuyas condiciones de cristalización se producirían en ambientes más oxidantes.

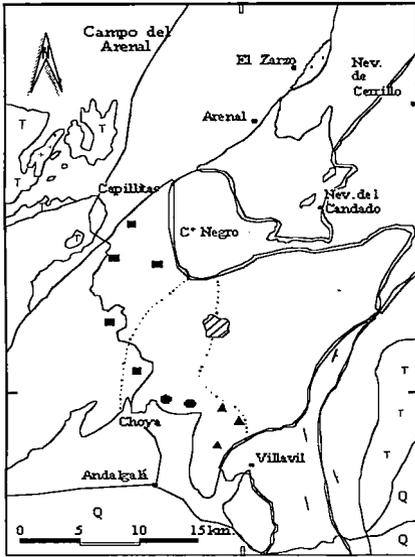


Fig.1. Mapa geológico del área del batolito de Capillitas
 Leyenda: 1:Filitas y esquistos de la Formación La Cébila;
 2: Migmatitas; 3:rocas graníticas. Símbolos: triángulos:
 moztoganitos de dos micas c/fibrolita, cordierita, andalusita;
 cuadrados:granitos muscovíticos concordierita y fibrolita;
 círculos: moztoganitos de dos micas con andalusita.
 T: sedimentos y volcanitas terciarias; Q: sedimentos cuaternarios.

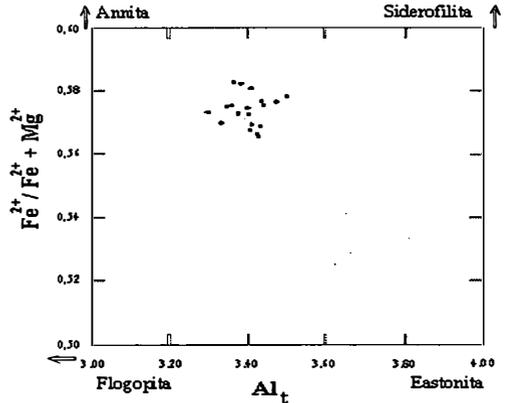


Fig.2. Composición de las biotitas.

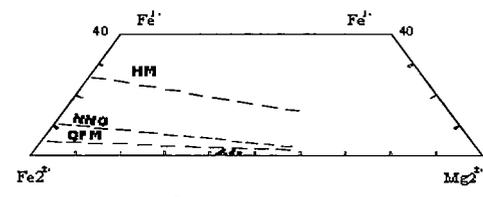


Fig.3. Diagrama $Fe^{2+} - Fe^{3+} - Mg$ de Wones y Eugster (1965)
 Las biotitas se proyectan por debajo del tamponante QFM

Referencias

Burkhard, D.J.M., (1993). Geol. Mijnb. 71, 337-349.
 Lalonde, A.E. y Bernard, P., (1993). Can.Mineral., 31, 203-217.
 Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. y Carron, J.P, (1985).
 Comp.Rend.Hebdom.Acad.Sci., 301(11), 813-818.
 Rapela, C.W., Coira, B., Toselli, A.J. y Saavedra, J., (1992). In: J.C.Gutierrez Marco,
 J.Saavedra e I. Rábano Eds. Paleoz.Inf.de Ibero-América, Mérida, 21-68.
 Toselli, A.J., Sial, A.N., Saavedra, J., Rossi de Toselli, J.N. y Pinto Ferreira, V., (1996). Int.
 Geol. Rev., 38, 1040-1053.
 Villaseca, C. Y Barbero, L., 1994 Eur. Jour,Mineral., 6, 691-710.
 Wones, D.R. y Eugster, H.P., (1965), Am. Mineral., 50, 1228-1272.

ANÁLISIS DE PROCEDENCIA DE MATERIAS PRIMAS EN ARQUEOMETALURGIA DE Cu MEDIANTE ISÓTOPOS DE Pb. EL CASO DE CABEZO JURÉ, ALOSNO, HUELVA.

R. Sáez (1) ; J.A. Linares (2); M. Chiaradia (3) y F. Nocete (2)

(1) Depto. de Geología, 21819 La Rábida, Huelva

(2) Depto. de Historia de la Antigüedad. Campus del Carmen. Av. Fuerzas Armadas S/N, Huelva

(3) Dép. de Minéralogie. Univ. de Genève. Rue des Maraîchers, 13. CH-1211 Genève, Suiza

El estudio de la procedencia de las materias primas utilizadas es una de las claves para el conocimiento del uso del territorio y su explotación por las sociedades prehistóricas. La signatura isotópica de Pb ha sido usada con frecuencia como una herramienta eficaz en la determinación de las fuentes de aprovisionamiento, sobre todo en relación con comunidades metalúrgicas (Stos-Gale, 1993). El tercer milenio a.n.e. representa en la Faja Pirítica Ibérica una etapa de gran florecimiento de la actividad minera en relación con el inicio en la región de la metalurgia del cobre. Existen numerosas evidencias de este tipo de actividades en puntos muy diversos de la región, pero están bien documentadas en relación con los grandes yacimientos, incluyendo entre otros distritos tan emblemáticos como Riotinto y Tharsis. En estos casos, se explotó de manera selectiva la zona de enriquecimiento supergénico de los yacimientos, que se caracteriza por menas muy ricas en cobre (carbonatos, óxidos y sulfuros de alta ley en Cu) y pobres en plomo.

Las excavaciones recientes realizadas en Cabezo Juré en Alosno, Huelva (Nocete et al., 1998) han puesto en evidencia la existencia de una comunidad altamente especializada en la metalurgia del Cu. La situación geográfica del asentamiento reconocido hasta ahora, en un otero desde el que se dominan visualmente varios yacimientos del Flanco Sur de la antiforma de Tharsis, y a poca distancia (1-5Km) de estos, así como el tipo menas utilizadas, indican que, muy probablemente, estos eran la fuente de aprovisionamiento principal de minerales de cobre. Sin embargo, un intento inicial de correlación mediante isótopos de Pb entre los datos publicados de los yacimientos de Tharsis (Marcoux et al., 1992; Marcoux y Leistel, 1998) y los obtenidos por nosotros en lingotes de Cu procedentes de las excavaciones de Cerro Juré, muestra diferencias en la signatura de Pb suficientemente importantes como para poner en duda tal relación. El análisis de muestras representativas del perfil de alteración de los yacimientos y de productos relacionados con la actividad metalúrgica: minerales, escorias y cobre de fundición, ha puesto de manifiesto que las diferencias detectadas en principio pueden explicarse en relación con la modificación de la signatura que se produce durante la alteración supergénica. Las

muestras correspondientes al yacimiento primario y las tomadas en diversos puntos del perfil de alteración presentan una variación sistemática con aumento de la selectividad del contenido en plomo radiogénico. Sin embargo, las muestras de la zona de enriquecimiento supergénico, de minerales transportados a la zona metalúrgica, de lingotes de cobre y escorias muestran valores prácticamente idénticos. Este hecho pone en evidencia la explotación selectiva de las menas de alta ley localizadas en la base del gossan y la ausencia de contaminación significativa durante el proceso metalúrgico. Los datos indican además que, aunque la fuente de aprovisionamiento mayoritaria fue el distrito de Tharsis, eventualmente se incorporaron al proceso industrial menas procedentes de otros lugares. También queda de manifiesto la existencia de objetos de cobre con una signatura totalmente diferente cuya procedencia no podemos, por el momento, determinar.

Referencias:

Marcoux, E. (1998). *Mineral. Deposita*, 33, 45-58

Marcoux, E.; Leistel, J.M.; Sobol, F.; Milesi, J.P.; Lescuyer, J.L.; Leca, X. (1992). *C.R.Acad. Sci. Paris, Ser. II*, 314, 1469-1476.

Nocete, F.; Escalera, P.; Linares, J.A.; Lizcano, R.; Orihuela, A.; Otero, R.; Romero, J.C.; Sáez, R. (1998) *Arqu.Andalucía 1995*, vol II, 86-90

Stos-Gale, S. (1993). En R. Francovich (ed.): *Arqueologia delle attivita estrattive e metallurgiche. All' isegna del Giglio*, Firenze, 593-627.

A FLUID INCLUSION STUDY ON SOME VHMS DEPOSITS FROM THE NORTHERN IBERIAN PYRITE BELT (SW SPAIN)

J. Sánchez España y F. Velasco

Dpto. Mineralogía y Petrología. Universidad del País Vasco. Apdo. 644. E-40080 Bilbao, España.

A fluid inclusion study has been performed on several volcanic-hosted massive sulphide (VHMS) deposits from the northernmost region of the Iberian Pyrite Belt (IPB). Specifically, about 450 primary two-phase liquid-rich fluid inclusions have been studied on 20 samples of stockwork vein quartz from the Aguas Teñidas Este (ATE), San Miguel and San Telmo deposits. The stockwork veins show a paragenesis mainly composed of quartz+pyrite+chlorite, with minor chalcopyrite, sericite and some other trace sulphides. Stockwork vein quartz (which contains all the fluid inclusions measured in this study) is clear to turbid, and usually forms polycrystalline aggregates of anhedral to subhedral crystals. It also occurs as intergranular quartz within piritic zones, or as radiating face-controlled quartz fibres surrounding pyrite grains. Some crystals show strain pressure and undulatory extinction due to Hercynian deformation.

Fluid inclusions range from 2 to 18 μm in size, being polygonal to tabular in shape. They are usually isolated and commonly lie within the growth planes of the quartz crystals, in which a clear growth zoning is frequently recognized. Most fluid inclusions have yielded homogenization temperatures (T_h) ranging between 130 and 280 $^{\circ}\text{C}$, and salinities of 6 to 14 wt.% NaCl eq. (Fig. 1). Exceptionally, a few fluid inclusions found in milky vein quartz from the ATE stockwork have yielded lower temperatures (82–110 $^{\circ}\text{C}$) and higher salinities (16 to 24 wt.% NaCl eq.). These unusually saline fluid inclusions are scarce, and could have resulted from local boiling of the mineralizing fluid. Also, the measured fluid inclusions are clearly different in composition from those of metamorphic origin and found in quartz samples collected from Late Hercynian veins of the San Miguel, Soloviejo and Riotinto areas. These fluid inclusions have similar T_h range (120 to 270 $^{\circ}\text{C}$), but notably lower salinities (averaging 4 wt.% NaCl eq.) than those corresponding to the hydrothermal inclusions. In addition to the primary inclusions, many simple two-phase (L+V), equant- to elliptical-shaped, small-sized (1–3 μm) secondary fluid inclusions also occur as trails associated with healed fracture planes and grain boundaries.

These results agree with previous fluid inclusion studies on other IPB deposits, which include those of Toscano et al. (1997) and Nehlig et al. (1998), centered on Aznalcollar and Riotinto, respectively. These studies have revealed homogenization temperatures ranging from 130 to 380 $^{\circ}\text{C}$, and salinities of 1 to 12 wt.% NaCl eq., with both parameters increasing in Aznalcollar from the periphery to the stockwork and massive sulphide zones (Toscano et al., 1997). Also, Diagona et al. (1999) have recently obtained salinities of 4 ± 2 wt.% eq. NaCl and $T_h=180\text{--}320$ $^{\circ}\text{C}$ for fluid inclusions of metamorphic origin (retrograde late Hercynian fluids) at the La Zarza and Tharsis deposits. On the other hand, very few data exist for the deposits situated at the northern IPB, and only Bobrowicz (1995) reported compositions of 4–6 wt% NaCl eq. ($n=10$), and T_h values of 120 to 270 $^{\circ}\text{C}$ ($n=47$) for fluid inclusions in the ATE stockwork.

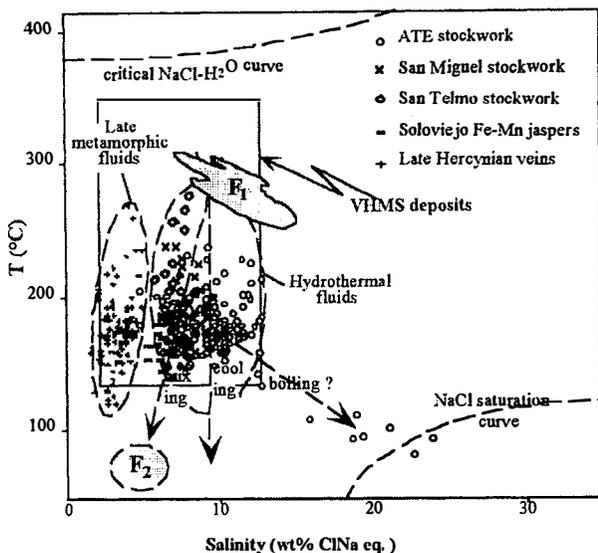


Fig. 1. T_h vs. salinity plot for the measured fluid inclusions from the studied deposits.

The obtained salinities for the ore-related fluid inclusions found at the northern IPB deposits are considerably higher than that of contemporaneous seawater (= 3.5 wt.% NaCl eq.), and even to those reported for most Kuroko-type deposits (= 3.5–7 wt.% NaCl eq.; Pisutha–Arnold and Ohmoto, 1983) and many present-day hydrothermal systems (= 4 wt.% NaCl eq.). In fact, the above cited data point to a highly evolved seawater as the most probable source for the hydrothermal ore-forming fluid, also suggesting an intense interaction of seawater with the underlying volcanic and sedimentary rocks. In short, the observed variation in the salinity of the studied fluid inclusions, could be explained by a mixing of two different fluids (Fig. 1). In this context, an ascending, hot, reduced, metal-rich and highly modified seawater (F₁) would have been interacted with other consisting in an initially cold, alkaline and metal-deficient contemporaneous seawater (F₂). This process would have implied a significant temperature decrease of the F₁ fluid, thus causing the subsequent precipitation of ore sulphides. Other processes such as cooling and/or boiling of the hydrothermal fluid (F₁) could be also responsible for the local variation of the fluid inclusion composition observed within a single deposit.

Acknowledgements:

This work has been possible thanks to the Gobierno Vasco (which financially supports J. Sánchez with a PhD grant) and the Universidad del País Vasco (project UPV 130.310-EB037/9). Finally, Navan Resources (Huelva) S.A. is also thanked for permission to property access and collection of samples.

References:

- Diagana B. . (1999). Proceedings of the EUG Biennial Meeting, Strasbourg, France.
 Nehlig P., Cassard D. and Marcoux E. (1998). *Miner. Dep.* 33, 137–149.
 Pisutha–Arnold V. and Ohmoto H. (1983). *Econ. Geol. Monog.* 5, 523–558.
 Toscano M., Saez R. y Almodovar G.R. (1997). *Geogaceta* 21, 211–214.

CONSTRAINTS ON THE HERCYNIAN METAMORPHISM IN THE NORTHERN IPB: ORE TEXTURES AND PHYLLOSILICATE CRYSTALLINITY.

J. Sánchez-España and F. Velasco

Dpto. Mineralogía y Petrología. Universidad del País Vasco. Apdo. 644. E-40080 Bilbao, España

A low-grade regional metamorphism (ranging from zeolite to greenschist facies) took place in the Iberian Pyrite Belt (IPB) during Hercynian times. This event was usually accompanied by intense deformation which affected both wall rocks and ores, and has been traditionally considered to increase in intensity from SW to NE (Schermerhorn, 1971; Routhier et al. 1980, Munha 1983). However, recent illite crystallinity studies (Fernández-Caliani and Galán, 1991, 1992) have pointed to an E-W trend for the metamorphic increase at the Southern IPB and suggested a tectonic control on the illite crystallinity.

In order to evaluate the effects of Hercynian metamorphism in the northern Iberian Pyrite Belt, a petrographic study of the different textures displayed by ore sulphides of several ore deposits (e.g., San Telmo, Cueva de la Mora, San Miguel, Aguas Teñidas Este, Concepción), as well as a diffractometric investigation of phyllosilicates (with measurements of illite crystallinity (IC), chlorite crystallinity (ChC) and illite b_0 value) contained within metapelites in the area, have been carried out.

The studied ores (pyrite, sphalerite, chalcopyrite and galena, with minor tetrahedrite-tennantite, pyrrhotite, magnetite and arsenopyrite) display various textures that give valuable information about their deformation and/or recrystallization history. With respect to the textural study of pyrite, there is a dominance of metamorphic and deformation textures, including microfractures and brecciation, pressure shadows, granoblastic and porphyroblastic textures, "blow-apart" structures, serrated and elongated crystals, indentated grains, or "impingement" type structures. Locally, massive pyrite exhibits pervasive fragmentation (cataclastic flow) characterized by inter- and intra-granular microfracturing of pyrite crystals that appear rotated into a matrix consisting of silicates and other sulphides. Elongate pyrite grains have been observed near shear planes (Concepción, Cueva de la Mora).

The rest of the common sulphides (sphalerite, galena and chalcopyrite) have behaved plastically, and usually infill veins in brecciated pyrite. These sulphides show abundant deformation and growth-annealing twins (locally kinked or distorted e.g., Aguas Teñidas Este), as well as granoblastic-polygonal ("foam") textures raised below 350°C. The observed ore fabric indicate low-grade metamorphic conditions below the brittle-ductile transition boundary for pyrite (Fig. 1).

The studied metapelites (mainly shales and phylites from PQ, CVS and Culm exposures) are composed of quartz (45%), illite (41%), chlorite (8%) and albite (5%). Other accessory minerals such as K-feldspar, kaolinite, hematite, calcite, pyrophyllite, pyrite, chloritoid and

organic matter, may be also present. The mineral assemblage quartz+illite+chlorite+albite is characteristic of the greenschist facies. However, the measured IC and ChC values (0.18–0.44,

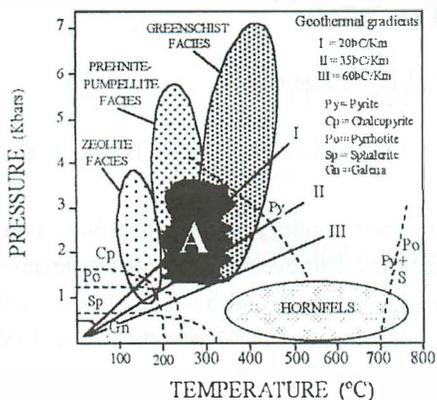


Fig. 1. Estimated metamorphic conditions for the studied ores (Field "A") deduced from the observed deformation and recrystallization features (after Marshall and Gilligan 1987). Dashed lines are brittle-ductile transition boundaries for each sulphide phase.

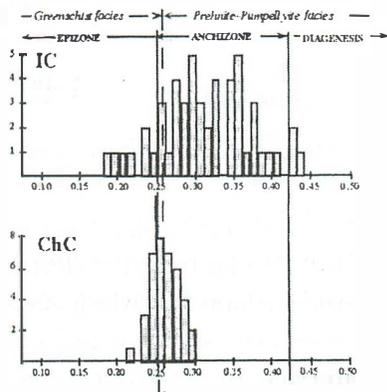


Fig. 2. Frequency histograms for the obtained illite (IC) and chlorite (ChC) crystallinity ranges from the analyzed IPB metapelites.

and 0.21–0.30, respectively) indicate an anchizonal metamorphism, mainly in the prehnite-pumpellyite facies, with only a few samples showing values characteristic of the epizone (Fig. 2). IC and ChC are fairly well correlated ($r=0.75$), although ChC displays a much narrower range (commonly shifted to lower values and higher crystallinities) than that of the IC. Culm metapelites usually show higher IC values than VSC and PQ sediments. However, IC and ChC values suggest that there is no regional metamorphic gradient.

Chlorite geothermometry has yielded apparent temperatures in the range 200–350°C, with a mean of 280°C. Although chlorite has a dubious viability for geothermobarometric purposes in metamorphic terranes, the cited values agree with the mineralogy of the clay fraction in the shales, which indicate a temperature range similar to that obtained by chlorite geothermometry.

The illite b_0 parameter ($b_0=6 \times d_{060}$, $d_{060}=d$ -spacing of the illite 060 reflexion in), has been also used as geobarometer. The measured illite b_0 values range between 8.97 and 9.03, with a tight mean of 9.00 (± 0.01), being characteristic of low to intermediate pressures. Specifically, a maximum pressure of about 3.5 ± 2 Kb is obtained for peak metamorphism, if a temperature of 350°C (from chlorite geothermometry and the observed mineral assemblage) is assumed.

In short, both the ore petrography and the diffractometric study of phyllosilicates point to a sub-greenschist anchizonal metamorphism for the studied area, with no regional metamorphic gradient having been observed in the area.

References

- Fernández-Caliani, J.C. and Galán, E. (1991). *Estud. Geol.*, 47: 295–303.
- Fernández-Caliani, J.C. and Galán, E. (1992). *Clay Miner.*, 27: 385–387.
- Marshall B. and Gilligan, L.B. (1987). *Ore Geol. Rev.*, 2: 87–131.
- Munha J. (1983). *Com. Serv. Geol. Port.*, 69: 3–35.
- Routhier, P.; Aye, F.; Buyer, C.; Lécolle, M.; Molière, P.; Picot, P. y Roger, G. (1980). *Mem. du BRGM*, 94; 265 pp.
- Schermerhorn L.J.G. (1971). *Bol. Geol. Min.* 82, 239–268.

CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DEL PARTICULADO ATMOSFÉRICO SEDIMENTABLE DE LA PROVINCIA DE CASTELLÓN

T. Sanfeliu (1) ; M.M. Jordán (2) ; E.T. Gómez (1) & C. Álvarez (1)

(1) Departamento de Ciencias Experimentales. Unidad de Mineralogía Aplicada y Ambiental. Universidad Jaume I. Castellón.

(2) Departamento de Agroquímica y Medio Ambiente. División de Cristalografía y Mineralogía. Universidad Miguel Hernández. Elche (Alicante).

Introducción

La contaminación de aire por partículas merece una especial atención. Siendo mucho menos representativa que otros contaminantes atmosféricos gaseosos, la materia particulada puede mostrar un riesgo potencial mucho mayor. El comportamiento sinérgico mostrado por algunos tipos de partículas puede aumentar los efectos tóxicos propios de otros contaminantes, incrementar las reacciones químicas acaecidas en la atmósfera, reducir la visibilidad y la radiación solar propiciando cambios en la temperatura ambiental y en las tasas biológicas de crecimiento de las plantas, contaminar los suelos, etc.

Diversos autores, han realizado estudios de caracterización química de partículas atmosféricas, utilizando distintas metodologías de separación de las diversas fracciones granulométricas. Tras la consulta bibliográfica se ha creído conveniente proponer un método alternativo de sedimentación fraccionada, capaz de permitir la separación de las distintas fracciones granulométricas y abordar su caracterización desde una vertiente mineralógica, aplicando las técnicas de DRX y SEM (PROYECTO GV97-RN-14-10).

Metodología

Tras la obtención de la muestra se llevó a cabo la separación del material sólido de la fase líquida usando como medio filtrante una membrana permeable constituida por ésteres mezclados de nitrato y acetato de celulosa de 47 mm de diámetro y 0.8 micras de tamaño de poro. Las muestras así obtenidas fueron identificadas como fracción total. Posteriormente, dicha fracción fue sometida a diferentes tratamientos con ultrasonidos, así como distintos tiempos de sedimentación obteniendo tres fracciones granulométricas: fracción enriquecida en gruesos, fracción enriquecida en medios y fracción enriquecida en finos. Estas fracciones más la fracción total de la muestra fueron analizadas por difracción de rayos X. Los espectros se tomaron con

radiación de Cu a 40 Kv y 20 mA para las fracciones total, gruesa y media y 30 mA para la fracción fina.

También se utilizó la microscopía electrónica de barrido (SEM/EDX), a fin de identificar y caracterizar la presencia de fases de naturaleza no cristalina.

Resultados y discusión

El análisis mineralógico ha permitido identificar las fases minerales presentes en el material particulado sedimentable, hallando como componentes mayoritarios cuarzo, calcita, dolomita y feldespatos (plagioclasas y feldespatos potásicos). También se detectaron indicios de filosilicatos, siendo componentes principales la illita, clorita, y caolinita en las fracciones enriquecidas en medios y finos. Asimismo, se puso de manifiesto la preferencia de determinadas fases de cobijarse en determinadas fracciones granulométricas y la tendencia del material amorfo a concentrarse, principalmente, en la fracción enriquecida en finos.

Tanto el cuarzo como los filosilicatos tienen su origen, presumiblemente, en la puesta en suspensión de partículas de origen edáfico, pudiéndoles atribuir por este motivo, una procedencia natural avalada por los estudios cartográficos y edafológicos del área de estudio. Sin embargo, la abundancia de fases minerales como la illita o la caolinita, puede deberse también a un origen antropogénico puesto de manifiesto por la presencia en el área de estudio de un importante número de empresas dedicadas a la molturación y atomización de arcillas que abastecen a la industria cerámica.

La calcita y la dolomita tienen su origen en el substrato geológico de las montañas calcáreo-dolomíticas que circundan la plana de Castellón, existiendo canteras en activo de estos materiales en la zona de estudio.

Los difractogramas muestran indicios de fases de alta temperatura originadas en los hornos de cocción de pavimentos y revestimientos cerámicos, así como una relación pico-fondo característica de los materiales de baja cristalinidad. Se trata de partículas de naturaleza vítrea enriquecidas en Zr, Zn, Si, Mg, Fe, Ca, Cu,...

La aplicación de métodos de análisis mineralógicos semicuantitativos ha supuesto una aportación a los estudios comparativos del particulado sedimentable atmosférico en distintas poblaciones, áreas geográficas o subambientes dentro de una misma población (zona centro y áreas periféricas).

Referencias

- Alvarez, C. (1997). Tesis de Licenciatura. Universitat Jaume I. Castellón.
Boix, A. (1997). Tesis Doctoral. Universitat Jaume I. Castellón
Lee, D.S.; Garland, J.A. and Fox; A.A. (1994). Atmospheric Environment, 28, p. 2691-2713.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE MINERALES MEDIANTE DIFRACCIÓN DE ELECTRONES OBLÍCUA

C. de Santiago Buey

Dpto. Cristalografía y Mineralogía, Fac. Ciencias geológicas, U.C.M.

Tradicionalmente, la identificación y caracterización cristalográfica de los minerales ha sido realizada mediante difracción de rayos-X. Sin embargo esta técnica presenta una serie de limitaciones debido a su poder de resolución cuando se trata del estudio de minerales de tamaño de cristal muy pequeño, con una baja cristalinidad (como es el caso de algunos minerales de la arcilla) o de resolver problemas cristalográficos de detalle como distorsiones estructurales o relaciones entre politipos. Los electrones, debido que su longitud de onda es mucho menor que la de los rayos-X presentan un poder de resolución que permite abordar problemas cristalográficos no accesibles a las posibilidades de los rayos-X.

De entre las diferentes técnicas basadas en la difracción de electrones, se expondrán en este trabajo los conceptos básicos, fundamentos físicos y posibilidades de la técnica denominada "difracción oblicua de electrones" (Oblique Texture Electron Diffraction Patterns). Elaborada en los años 30 en Rusia por un grupo de cristalógrafos encabezados por Z.G. Pinsker (Pinsker, (1949)), esta teoría ha sido defendida y desarrollada durante seis décadas por el cristalógrafo B.B. Zvyagin (Zvyagin, (1962a, 1962b, 1963, 1993, 1994), Zvyagin y Drits, (1996)) quien ha demostrado en numerosas ocasiones su utilidad en el estudio de minerales, compuestos químicos orgánicos e inorgánicos.

Especialmente indicada en el estudio y caracterización estructural de sustancias de estructura laminar (de Santiago Buey y Nicolopoulos (1996)), la difracción de electrones oblicua presenta una característica que la hace especialmente interesante: es posible obtener información estructural de las tres dimensiones de un cristal en un único diagrama de difracción.

El análisis estructural de minerales laminares mediante difracción de electrones oblicua consiste en dos pasos:

1. Asignación de índices y estudio de la distribución geométrica de las reflexiones dentro del diagrama. De esta forma es posible determinar los parámetros de celdilla (a , b , c , α , β y γ), identificar el politipo (o mezcla de politipos), y detectar la presencia de sub- y/o superestructuras.

2. El estudio de la distribución de intensidades relativas de las reflexiones del diagrama ofrece una valiosa información sobre la presencia de un tipo u otro de cationes dentro de la estructura, posiciones vacantes y orden en el apilamiento de las láminas que definen la estructura.

Finalmente, a partir de la distribución geométrica de reflexiones y sus intensidades relativas y mediante mapas de Fourier, es posible determinar las coordenadas de los diferentes átomos que definen la estructura, incluyendo átomos ligeros como el hidrógeno. Son numerosos los trabajos publicados sobre análisis estructural *ab initio* de minerales como la caolinita, celadonita, nacrita y pirofilita, así como análisis del fenómeno del polimorfismo en diferentes especies minerales.

Bibliografía

- C. de Santiago Buey y S. Nicolopoulos (1996): *Advances in Clay Minerals, Proceedings of the Spanish-Italian Meeting on Clay Minerals (Granada)* 76-78.
- Pinsker, Z.G. (1949): "Electron Diffraction", Moscow: Akad. Nauk SSSR (En ruso).
- Zvyagin, B.B. (1962): *Soviet Physics – Crystallography* Vol. 6, 571-581.
- Zvyagin, B.B. (1962): *Soviet Physics – Crystallography* Vol. 7, 38-51.
- Zvyagin, B.B. (1963): *Soviet Physics – Crystallography* Vol. 8, 23-27.
- Zvyagin, B.B. (1993): *MSA Bulletin*, Vol. 23, 66-79.
- Zvyagin, B.B. (1994): *Crystallography reports*, Vol. 39, 239-245.
- Zvyagin, B.B. y Drits, V.A. (1996): *Soviet Physics – Crystallography* Vol. 6, 571-581.

VARIACIÓN DE LA MICROFÁBRICA DE UN SEDIMENTO ARCILLOSO: FENÓMENOS DE COMPACTACIÓN E HINCHAMIENTO

C. de Santiago Buey (1), M. Suárez Barrios (2), E. García Romero (1) y
M. Doval Montoya (1)

(1) Departamento de Cristalografía y Mineralogía, Fac. CC. Geológicas, U.C.M.

(2) Área de Cristalografía y Mineralogía, Departamento de Geología, Universidad de Salamanca.

Las propiedades mecánicas de un material arcilloso dependen fundamentalmente de su composición mineralógica, sus propiedades físicoquímicas (capacidad de intercambio catiónico, superficie específica, etc.) y su microestructura. Esta última abarca dos conceptos: **la fábrica** (distribución y orientación de las partículas arcillosas y los poros asociados, su tamaño, morfología y unidades texturales mayores formadas por aglomeración de partículas individuales) y **las fuerzas existentes** entre las unidades que forman la fábrica (fuerzas de van der Waals, electrostáticas, de hidratación, adsorción, etc.).

A su vez, los cambios de volumen producidos en el sedimento arcilloso ya sea por consolidación-compactación o por hinchamiento, son de vital importancia ya que provocan variaciones en la microfábrica original del material y, consecuentemente, en todas las propiedades que dependen de ésta.

El objetivo principal de este trabajo ha sido estudiar los mecanismos de variación de la microfábrica original de un sedimento arcilloso puramente esmectítico cuando es sometido a una compactación o hinchamiento libre. Así mismo, se han analizado los diferentes factores que influyen en estos procesos como son la energía de compactación, la humedad inicial del material y la presencia, en mayor o menor grado, de unidades texturales de mayor tamaño (agregados arcillosos).

Material y métodos utilizados

Los materiales arcillosos utilizados en este estudio han sido las arcillas rosas pertenecientes a la Unidad de Arcillas Verdes de la Cuenca del Tajo. Estos materiales, compuestos exclusivamente por filosilicatos magnésicos de carácter esmectítico, han sido caracterizados como estevensitas a partir de los resultados obtenidos mediante difracción de rayos-X, espectroscopía de infrarojos, espectroscopía de dispersión de energía de rayos-X y espectroscopía atómica (de Santiago Buey et al., en prensa). Además se han determinado sus propiedades físicoquímicas: (capacidad de intercambio catiónico, superficie específica y distribución de poros) y se ha observado y descrito su fábrica original.

Posteriormente, se han llevado a cabo ensayos de compactación con dos energías de compactación diferentes, denominadas respectivamente “Proctor normal” (0.583 J/cm^3) y “Proctor modificado” (2.632 J/cm^3), según las normas UNE 103-500/94 y UNE 103 501/94. Los ensayos de hinchamiento se realizaron según la norma UNE 103-601/96.

Finalmente, se ha llevado a cabo una observación sistemática de la microfábrica del material arcilloso en su estado natural y tras ser sometido a cada uno de los ensayos de compactación e hinchamiento. Para poder realizar dicha observación, ha sido necesario elaborar y desarrollar una metodología de preparación de muestras que ha permitido mantener la microfábrica resultante de los ensayos, evitando su colapso textural y estructural, y permitiendo, por primera vez, la observación mediante microscopía electrónica de barrido de muestras arcillosas hinchadas.

Resultados y discusión

Las arcillas rosas presentan, como todas las arcillas en general y especialmente las esmectitas, una fuerte tendencia a aglomerarse formando unidades texturales de mayor tamaño. Esta peculiar propiedad es, sin lugar a dudas, el factor más importante que determina la variación de la microestructura con la compactación. El aumento de la densidad (disminución de la porosidad) que se produce durante el proceso, está condicionado por el acercamiento, deformación y fusión de los agregados arcillosos. Las partículas arcillosas individuales no funcionan como unidades texturales y no sufren una reorientación paulatina hasta disponerse paralelas como consecuencia de la compactación (como propone la teoría de la orientación de partículas propuesta por Lambe en 1958).

Sin embargo, en el fenómeno del hinchamiento libre, sí tiene lugar una fuerte modificación de la fábrica original a escala de partículas individuales. Esta variación de la microfábrica no sólo puede ser observada mediante microscopía electrónica de barrido, sino cuantificada mediante isotermas de adsorción de N_2 . A medida que el agua se infiltra y entra en contacto con éstas, las partículas esmectíticas, de naturaleza hinchable, aumentan su espaciado interlaminar y se separan unas de otras, aumentando la relación entre la superficie externa de las partículas y superficie interna o interlaminar.

Referencias:

- De Santiago Buey, C.; Suárez Barrios, M.; García Romero, E. & Doval Montoya, M. (En Prensa): Clays and Clay minerals.
- Lambe, T.W. (1958): J. Of Sol Mechanics and Foundations Division, ASCE, Vol 34, N° SM2, paper 1654.

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA Y RESPUESTA ESPECTRAL (VISIBLE- INFRARROJO CERCANO) DE UNIDADES MORFOSEDIMENTARIAS CUATERNARIAS.

M. Suárez Barrios(1), E. García-Melendez(2) y J.M. Sánchez Santos(3)

(1) Área de Cristalografía y Mineralogía. Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. (msuarez@gugu.usal.es)

(2) Área de Geodinámica. Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. (egm@gugu.usal.es)

(3) Área de Estadística e I.O. Depto de Estadística. Universidad de Salamanca. (jose@gugu.usal.es)

Los estudios de interpretación de imágenes de satélite realizados en Geología se centran, fundamentalmente, en la cartografía de litologías con imágenes tomadas en la zona del espectro electromagnético que va del visible al infrarrojo cercano. Es entonces especialmente importante conocer la respuesta de los distintos materiales ante una radiación incidente de estas características para una correcta interpretación en términos de composición mineralógica de la imagen de satélite. Existen bibliotecas espectrales de un gran número de minerales y rocas, así como distintos estudios sobre la influencia de otros factores como el tamaño de grano, la porosidad etc... sobre las medidas de reflectancia. La mayor parte de los estudios realizados se han centrado en rocas ígneas y metamórficas siendo muy escasos los realizados sobre mezclas de minerales en rocas sedimentarias o suelos. En este trabajo se estudia la respuesta espectral (en laboratorio) de más de un centenar de muestras correspondientes a la superficie de depósitos cuaternarios, principalmente de origen aluvial, en una zona de la provincia de Almería (cuenca de Huerca-Overa), comparando los resultados obtenidos con la composición mineralógica.

El estudio mineralógico se ha efectuado por DRX sobre muestras de roca total y, en algunos casos, estudio de la fracción menor de 2 μm . Los resultados globales obtenidos son tratados estadísticamente mediante Análisis de la Varianza (ANOVA) para estudiar el efecto de las variables cualitativas sobre las cuantitativas y el estudio de la matriz de correlaciones para determinar el efecto de las variables cuantitativas entre sí.

En cuanto a los datos mineralógicos se han utilizado los porcentajes de los distintos minerales identificados que son, fundamentalmente: cuarzo, y filosilicatos (illita + clorita), en la mayor parte de las muestras calcita y, en contenidos menores, feldspatos. Ocasionalmente aparecen pequeñas cantidades de dolomita, yeso, hematíes y cristobalita. También se han utilizado, como variables “agrupaciones de minerales”, definiendo la suma de “cuarzo + feldspatos = tectosilicatos”, “cuarzo+feldspatos+filosilicatos = detríticos” y “calcita+dolomita+yeso = secundarios” (descartando las muestras correspondientes a margas). Las variables obtenidas de los espectros son las siguientes: Reflectancia global (medida en el punto correspondiente a 1.6 mm), intensidades de las bandas en 1.4 μm , 1.9 μm , 2.2 μm y 2.5

μm (la intensidad la definimos restando a la reflectancia global la profundidad del rasgo de absorción). La última variable, de tipo cualitativo, que se tiene en cuenta es el tipo de espectro en el intervalo de longitudes de onda entre $1.6 \mu\text{m}$ y $2.6 \mu\text{m}$ clasificado de I a IV atendiendo a la forma de las curvas espectrales.

El estudio de la matriz de correlación y el de las significaciones muestrales de los coeficientes de correlación de las variables cuantitativas definidas, pone de manifiesto relaciones evidentes, como la relación inversa entre minerales detríticos y secundarios, y otras que tienen que ver con la gran influencia del contenido en calcita de la muestra con el tipo de espectro en la zona IR-cercano; así cuanto mayor es el contenido de calcita mayor es la reflectancia global ($r = 0.828$ y $p = 0.000$). Otros datos interesantes son las relaciones entre las intensidades de los distintos rasgos de absorción que presentan buenas correlaciones cuando los espectros están “marcados” por la presencia de calcita. Cuanto mayor es la proporción de calcita mayor intensidad presentan los rasgos de absorción de $2.3 \mu\text{m}$ y $2.5 \mu\text{m}$. En contra de lo que cabría esperar los filosilicatos no están directamente relacionados con la reflectancia global debido, probablemente, a que estos no aparecen en la fracción menor de $2 \mu\text{m}$, sino que lo hacen como micas y cloritas “verdaderas”.

El Análisis de la Varianza (ANOVA) del “tipo de espectro” frente a las distintas variables cuantitativas nos permite destacar, en primer lugar, la validez de la clasificación de dichos espectros realizada en el tramo IR ya que, tanto la reflectancia global como las intensidades de las distintas bandas muestran una dependencia muy alta con la variable cualitativa “tipo de espectro”. Este estudio también nos permite, de una forma objetiva, resaltar los problemas de interpretación de los rasgos de absorción de 2.2 y $2.3 \mu\text{m}$ debido a la mezcla de efectos ocasionados por distintos minerales (filosilicatos y calcita).

En cuanto a la relación entre la composición mineralógica y el “tipo de espectro” este análisis pone de manifiesto la clara relación existente entre el contenido de cuarzo y de calcita con el espectro, así como la influencia de estos minerales sobre los demás. El tipo de espectro no depende, sin embargo, del porcentaje de filosilicatos ya que existen efectos debidos a estos minerales que son comunes a otros minerales y entre sí (es decir entre los distintos filosilicatos) además de que pueden influir parámetros que no han sido tenidos en cuenta como orientación y tamaño de partícula. A pesar de la influencia “negativa” de los filosilicatos, que son muy abundantes en las muestras estudiadas (10-57%), la variable “detríticos” si está relacionada con el tipo de espectro.

LA MONACITA DEL MACIZO ALCALINO DE CATALÃO I (GOIÁS, BRASIL)

M.C.M.de Toledo(1), F.Fontan(2), S.M.B. de Oliveira(1), P. de Parseval(2) &
C.C. Ribeiro(3)

1 Instituto de Geociências y Nupegel, USP, S. Paulo, Brasil (mcristol@usp.br y soniaoli@usp.br)

2 Université Paul Sabatier, Toulouse, França (fontan@cict.fr y deparseval@insa_toulouse.fr)

3 Ultrafértil, GO, Brasil

La monacita del Macizo Alcalino de Catalão I, aparece esencialmente diseminada en las carbonatitas y como impregnaciones en rocas extremadamente silicificadas (Ribeiro, 1998, Oliveira & Imbernon, 1998 & de Toledo, 1999).

La monacita de las carbonatitas es amarillo verdosa y se presenta finamente cristalizada en agregados porosos (mm a sub- μm). Las morfologías más frecuentes de los agregados son asociaciones irregulares de glóbulos concéntricos y, menos frecuentemente, de cristales laminares o fibrosos. La monacita está asociada a los carbonatos en la roca fresca y aparece impregnada por hidróxidos de hierro en la roca alterada. En las carbonatitas afectadas por la alteración meteórica, la monacita es resistente, pero puede aparecer localmente alterada a gorceixita o a óxidos de Tierras Raras enriquecidos en Ce.

En las silexitas, la monacita también está finamente cristalizada, apareciendo como agregados porosos de color verde característico, en forma de abanicos (mm a cm), asociados íntimamente con cuarzo. Puede presentarse también, en aglomerados milimétricos irregulares y discontinuos de color gris azulado. En los dos casos, la monacita parece haberse formado después de la silicificación.

Los valores de las constantes de la celda unidad, calculados a partir de los datos de DRX para la monacita amarilla verdosa de la silexita ($a=6,80499\text{\AA}$, $b=7,00178\text{\AA}$, $c=6,48322\text{\AA}$ y $\beta=103,75419\text{\AA}^3$) y para la monacita del carbonatito ($a=6,80374\text{\AA}$, $b=7,01344\text{\AA}$, $c=6,50031\text{\AA}$ y $\beta=103,86843\text{\AA}^3$) son muy semejantes a los de monacitas con Ce y La, naturales y sintéticas (Montel *et al.*, 1989, JCPDS 32-199 y Ni *et al.*, 1995). Los valores para la monacita gris azulada de la silexita son un poco más pequeños ($a=6,7313\text{\AA}$, $b=6,97454\text{\AA}$, $c=6,38604\text{\AA}$ y $\beta=102,69024\text{\AA}^3$), lo que podría indicar una composición más rica en Tierras Raras Pesadas, lo que no es constatado por los análisis químicos.

Las fórmulas estructurales (Tabla 1), calculadas a partir de los análisis de microsonda electrónica, indican muy poca sustitución en la posición B. En la posición A se encuentran cantidades importantes de elementos alcalinoterreos substituyendo a las Tierras Raras Ligeras, que son dominantes en esa posición. Esos dos conjuntos de elementos son complementarios en la ocupación de la posición A, con fuerte correlación negativa entre ellos. Las TRL se presentan generalmente en el siguiente orden de abundancia: Ce>La>Nd>Pr>Sm. En monacitas asociadas a carbonatitas, el Nd puede ser ligeramente más abundante que el La. El orden de abundancia de los elementos alcalinoterreos es: Ca>Sr>Ba. Las cantidades de Th son nulas, excepto en dos análisis; se investigaron también Y y U, pero no se detectaron.

La presencia de Ca y Sr no es rara en las monacitas descritas con anterioridad en la literatura, lo

que no ocurre con respecto al Ba. En Catalão I, el Ba desempeña un papel importante en la formación de varias fases supergénicas y endógenas, demostrando su disponibilidad durante los diversos procesos de la evolución del macizo (Toledo, 1999). El radio iónico del Ba es mayor que el de los demás lantánidos y que el de los iones que substituyen a estos más comunmente; a pesar de eso, la monacita de Catalão, que contiene Ba, no presenta distorsiones de las constantes de la celda unidad. El sumatorio de los iones en la posición B es siempre inferior al de la fórmula teórica. Esa deficiencia puede ser atribuida a la existencia de otros aniones no determinados por la microsonda, como OH⁻ y CO₃²⁻. Los análisis termo-gravimétricos, la espectroscopía de infrarrojos y la microespectrometría Raman aparentemente confirman esa hipótesis.

Las monacitas asociadas a las silexitas son más pobres en TR que las asociadas a la carbonatita: La relación Ce/La es más alta en las últimas, mientras que la relación La/Nd, es bastante superior en las primeras. El origen de los dos tipos de monacitas existentes en Catalão parece estar relacionado con el intenso hidrotermalismo que afectó al macizo. A pesar de estar asociadas a diferentes episodios de ese proceso, las dos variedades descritas presentan una composición semejante, caracterizada por la abundancia de Ce y por la presencia de Sr y Ba, lo que debe de reflejar una cierta constancia en la disponibilidad de esos elementos en su ambiente de formación.

Tabla 1. Fórmulas estructurales para las monacitas de Catalão I (átomos por fórmula unitária en la basis Σ cationes = 1 (1: Monacita verde / silexito, n=15; 2: Monacita cinza azulada / silexito, n=14; 3: Monacita / carbonatito, n=19)

	Si	P	Al	Ca	Fe ²⁺	Sr	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy
1	0.009	0.803	0.031	0.097	0.001	0.080	0.037	0.317	0.360	0.016	0.056	0.002	0.000	0.001	0.000
2	0.007	0.830	0.001	0.111	0.008	0.077	0.026	0.277	0.390	0.026	0.076	0.004	0.001	0.001	0.001
3	0.007	0.803	0.000	0.075	0.001	0.076	0.018	0.207	0.419	0.040	0.146	0.010	0.006	0.002	0.000

	aniones	cationes	ETR	Ca+Sr+Ba	Ce/La	La/Nd
1	0.812	1.000	0.752	0.214	1.136	5.661
2	0.837	1.000	0.776	0.214	1.408	3.645
3	0.810	1.000	0.830	0.169	2.024	1.418

Referencias

- Montel, J.M, Lhote, Ff. & Claude, J.M. (1989): Min. Mag., 53: 120-123.
 Ni, Y., Hughes, J.M. & Mariano, A.N. (1995): Am. Miner. 80: 21-26.
 Oliveira, S.M.B. de & Imbernon, R.A.L. (1998): J. South Amer. Earth Sci., 11(4):379-388.
 Ribeiro, C.C.. (1998): Relatório interno, Ultrafértil, Goiás, Brasil.
 Toledo, M.C.M. de, (1999): Tese de Livre-Docência. IG-USP, São Paulo, Brasil.

LAS MINERALIZACIONES DE TALCO DE PUEBLA DE LILLO (LEON): GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Y MODELO GENÉTICO

F. Tornos (1) y B. Spiro (2)

(1) Instituto Tecnológico Geominero de España. c/Azafranal 48 37002 Salamanca

(2) NERC Isotope Geoscience Laboratory. Keyworth, Nottingham NG12 5GG, Reino Unido

Los depósitos de talco de Puebla de Lillo (León) se localizan en el contacto entre calizas dolomitizadas de edad Carbonífera y cuarcitas del Ordovícico Inferior dentro la Zona Cantábrica (Hardy, 1980; Casquet y Tornos, 1982; Rodas y Luque, 1992). La mineralización aparece preferentemente como remplazamientos de dolomías hidrotermales cerca de fallas. Se distinguen cuatro eventos hidrotermales superpuestos. Los dos primeros (I y II) formaron dolomías (\pm cuarzo) de color gris y marrón, respectivamente. El talco está asociado a una dolomita III, de grano grueso y blanca. Finalmente, hay una paragénesis tardía IV, con cuarzo, dolomita y calcita.

Los fluidos hidrotermales eran acuosos, con muy variable salinidad (0-23 % peso NaCl eq.) y pobres en CO_2 . Las inclusiones fluidas y la geotermometría isotópica del par dolomita-talco sugieren que las dolomías I y II se formaron a temperaturas entre 100 y 280°C, el evento III tuvo lugar a temperaturas entre 330 y 390°C y la paragénesis tardía IV entre 80 y 180°C, siempre a presiones muy bajas (<500 b) y sin haber evidencias de ebullición hidrotermal.

La composición isotópica del oxígeno en los carbonatos refleja la interacción de un fluido isotópicamente ligero con los carbonatos encajantes y que se traduce en un descenso de la $\delta^{18}\text{O}$ en las sucesivas generaciones de carbonatos. Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\delta^{18}\text{O}$ indican una evolución compleja con presencia -al menos- de dos fluidos hidrotermales. Inicialmente, el sistema estaba dominado por fluidos profundos equilibrados con rocas detríticas infrayacentes ($\delta^{18}\text{O}>6-7\text{‰}$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\geq 0.7090$), que progresivamente se mezclaron con fluidos meteóricos con un equilibrio incompleto con el basamento ($\delta^{18}\text{O}<0\text{‰}$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\approx 0.7086$). El fluido hidrotermal durante la formación del talco tenía una composición aproximada de $\delta^{18}\text{O}=6-7\text{‰}$ y $\delta\text{D}\approx -70\text{‰}$. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de todos los carbonatos (-2 a 4.9‰) indican que el carbono estaba tamponado por las rocas encajantes. La composición isotópica del azufre en la piritita (-3.8 a 10.2‰) sugiere que éste también es mezcla de un azufre derivado de las rocas encajantes por reducción abiogénica de sulfato marino y de otro profundo, de origen bacteriogénica y lavado de las rocas detríticas.

Rocas similares a las dolomías I y II son el encajante de múltiples mineralizaciones metálicas en zonas cercanas (Luque et al., 1990; Paniagua et al., 1996). Sin embargo, la dolomitización es un fenómeno regional, siendo la mayor parte de las dolomías estériles.

Los depósitos de talco de Puebla de Lillo se formaron por una actividad hidrotermal

episódica relacionada con una tectónica de desgarres tardivariscica, en relación con el ascenso de fluidos hidrotermales enriquecidos en Mg y SiO₂ y que reaccionaron con los carbonatos. El factor crítico en la génesis de estas mineralizaciones en lugar de las dolomías regionales o con sulfuros diseminados (con cuarzo estable) fue un incremento local de la temperatura, sugiriendo la existencia de una intrusión ígnea en profundidad. El papel de las cuarcitas ligadas a la mineralización es problemático, pero probablemente produjeron una saturación local en sílice.

Las dolomías regionales estériles parecen estar formadas en relación con fluidos más fríos y una componente más meteórica. Las mineralizaciones epitermales con sulfuros parece que también se formaron a temperaturas menores de 250°C, pero a partir de fluidos con una mayor componente profunda. Esto indica que sólo los sistemas que se han enriquecido en metales en profundidad y a bajas temperaturas son capaces de formar mineralizaciones metálicas. La alteración hidrotermal y las mineralizaciones existentes sugieren una probable secuencia vertical con skarns en las zonas más profundas, talco en las intermedias, depósitos epitermales en las altas y mineralizaciones de tipo Mississippi Valley (fluorita y Zn-Pb) en o cerca el contacto basamento-cobertera.

Agradecimientos:

Trabajo financiado por las Acciones Integradas Hispano Británicas 61B (1994-1995) y 33B (1996-1997) entre el ITGE y el NIGL. Agradecemos a T.J.Shepherd su ayuda en la obtención de datos de inclusiones fluidas, a Antonio Delgado los de deuterio y a SET S.A. (L.C.Pérez y M.Rodríguez) la ayuda prestada para la realización del trabajo.

Referencias:

- Casquet, C., Tornos, F. (1984), en II Curso de Rocas Industriales: Fundación Universidad Empresa, Madrid, SICUE, p.348-376.
- Hardy, M., (1980), Thesis. Université Orleans, 230 p.
- Luque, C., Martínez García, E., Ruiz, F., (1990), en Dallmeyer, R.D., Martínez García, E., eds., Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer Verlag, p.80-90.
- Paniagua, A., Rodríguez Pevida, L., Loredó, J., Fontboté, L., Fenoll, P., (1996), Geogaceta, v.20-7, p.1605-1608.
- Rodas, M., Luque, F.J., (1992), en Recursos Minerales de España, Textos Universitarios, 15, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, p.1387-1402.
- Spiro, B., Tornos, F., Shepherd, T.J., (1995), en Pasava, J., Kribek, B., Zak, K., eds., Mineral Deposits: >From their origin to environmental impacts, (eds.), Balkema, Rotterdam, p.75-78.

COMPOSICIÓN Y AMBIENTE GEOQUÍMICO DE LAS ALEACIONES Au-Ag-Hg EN LOS SULFUROS MASIVOS DE LA FAJA PIRÍTICA IBÉRICA

F. Velasco (1), A. Yanguas (1), J. Sánchez-España (1), I. Yusta (1) y F. Tornos (2)

(1) Departamento de Mineralogía y Petrología. Universidad del País Vasco. E-48080 Bilbao.

(2) Instituto Tecnológico y GeoMinero Salamanca, 48 E-503701 Salamanca.

En los yacimientos de la Faja Pirítica Ibérica (FPI), como en la mayoría de sulfuros masivos, es relativamente frecuente la aparición de oro asociado a calcopirita y otros sulfuros de metales base. El estudio de las asociaciones ricas en metales preciosos y la revisión de las características de estos yacimientos permite diferenciar tres modos de aparición del oro: (1) oro "invisible", en el interior de la pirita primaria y arsenopirita; (2) electrum y aleaciones de composición muy variable, depositado en las últimas etapas de removilización hidrotermal; y (3) oro supergénico en las zonas de gossan. Desde un punto de vista genético, el primer aporte de oro estaría ligado en la estructura de los sulfuros o como finas inclusiones submicroscópicas (pirita framboidal y coliforme?) no detectables por vía óptica. Por el contrario, la removilización del oro primario durante las etapas post-depósito, dió lugar a la formación de los granos de oro discretos (principalmente electrum).

La composición del electrum varía considerablemente de un yacimiento a otro, e incluso dentro de un mismo depósito, dependiendo del tipo de facies minerales y de su localización. Leistel et al. (1998) han distinguido dos tipos de asociaciones hidrotermales (Bi-Co y Zn-Ag-As) ricas en oro, sugiriendo un comportamiento antitético de los fluidos durante el depósito, entre un dominio norte (Riotinto- Aznalcollar-La Zarza) y otro sur (Tharsis-Sotiel-Migollas). Sin embargo, la escasez de estudios sobre la naturaleza, distribución y condiciones de depósito del oro en la FPI, cuestionan el modelo de génesis propuesto.

Las características de las fases auríferas (Migollas, Tharsis, Aguas Teñidas), muestran que mayoritariamente son aleaciones Au-Ag-Hg (Hg entre 0.2 y 24%; Tabla 1). Estos minerales con frecuencia se presentan asociados a calcopirita, rellenando microfisuras dentro de la pirita primaria recristalizada. Suelen aparecer con hábitos subautomorfos y tamaños normalmente inferiores a 20µm. La asociación incluye frecuentemente esfalerita, galena, tetraedrita, así como otras sulfosales que ocasionalmente muestran intercrecimientos simplectícticos o de tipo "ghost" como resultado de reacciones de reemplazamiento (Yanguas y Velasco, este volumen).

Los análisis de microsonda señalan cambios composicionales continuos (Fig. 1, Tabla 1), incluso dentro de un mismo yacimiento, mostrando la existencia de una relación inversa entre los contenidos atómicos de Au y Hg, que probablemente implica la sustitución acoplada del Au por Hg (Shikazono y Shimizu, 1988). Los estudios mineralógicos y geoquímicos, indican que el depósito de las fases auríferas (electrum y aleaciones) tuvo lugar en etapas tardías de reemplazamiento hidrotermal (zona de *refining*), y estuvo controlada por procesos complejos de removilización de otras mineralizaciones más tempranas. Prueba de ello es la presencia de oro en zonas de fuerte reemplazamiento de sulfosales±esfalerita, las cuales podrían haber proporcionado a los fluidos buena parte de la Ag y el Hg.

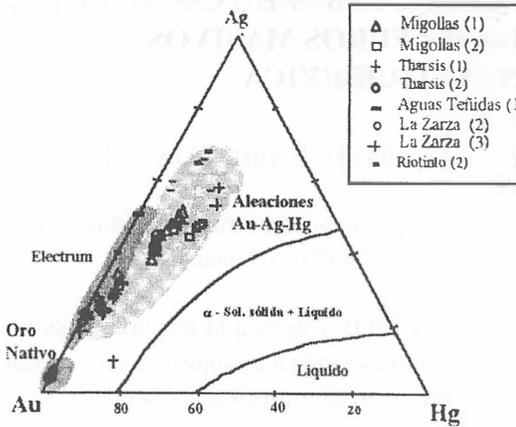


Fig. 1. Composición química de las fases auríferas de la Faja Pirítica en el diagrama triangular de Basu et al. (1981) para 450°C. Las tramas muestran la distribución del oro (Tharsis, Neves-Corvo), electrum y aleaciones (resto de yacimientos). (1) este estudio, (2) Leistel et al. 1998; (3) Ruiz y Samper, 1995; (4) Ferreira et al. 1997.

	Au%	Ag%	Hg%	g/t Au	Fuente:
Tharsis (n=22)	78.60 (72-84)	15.24 (12-19)	4.83 (0.9-6)	0.9	este estudio
Migollas (n=18)	49.43 (28-61)	24.25 (9-34)	9.79 (4-14)	-	este estudio
Aguas Termales (n=2)	63.13 (62-63)	33.99 (33-34)	0.01 (0-0.3)	0.5	este estudio
Tharsis (n=14)	91.19 (76-97)	5.77 (2-14)	3.18 (1-5)	0.7	Leistel et al. (1998)
Migollas (n=5)	46.87 (43-50)	30.45 (28-32)	19.79 (13-22)	-	Leistel et al. (1998)
Rio Tinto (n=8)	41.07 (33-52)	46.60 (39-51)	10.51 (4-19)	0.4 a 0.5	Leistel et al. (1998)
La Zarza (n=5)	57.72 (34-86)	25.12 (5-42)	16.00 (1-24)	0.3	Ruiz y Samper (1995)
La Zarza (n=3)	60.12 (59-61)	28.14 (28-29)	10.41 (9-10)	1.6	Leistel et al. (1998)
Neves-Corvo (n=3)	80.67 (75-87)	16.27 (11-21)	2.00 (0.5-4)	>10	Ferreira et al. (1997)

Tabla 1.- Composición media (mínimo y máximo) del electrum de algunos yacimientos de la Faja Pirítica (análisis con microsonda)

Teniendo en cuenta las modelizaciones termodinámicas y los ensayos experimentales realizados por diversos autores, además de las características petrográficas de los yacimientos, el oro mayoritariamente tuvo que ser lixiviado de la pirita de grano fino y transportado como $Au(HS)_2^-$ a temperaturas intermedias (300-250°C). Por otro lado, la presencia de ganga carbonatada (ankerita±siderita), la aparición ocasional de magnetita, así como la desestabilización de la pirrotita, apuntan hacia un fuerte control del pH y de la fO_2 durante los procesos de reemplazamiento hidrotermal y subsecuente depósito.

A pesar de que son insuficientes los datos sobre las condiciones de removilización y redeposición de los metales preciosos y mercurio en el ambiente hidrotermal de los yacimientos de la FPI, parece que el enfriamiento de los fluidos desde temperaturas moderadas (300°C), unido a un ligero aumento de la fO_2 y un descenso del pH, podrían haber condicionado la pérdida de solubilidad del oro y del resto de metales. En estas condiciones la Ag sería transportada de manera más eficiente como $AgCl_2^-$, mientras que el Hg (líquido/vapor?) se liberaría de la esfalerita y tetraedrita para dar lugar a las citadas aleaciones Au-Ag-Hg de baja *fineness*.

Referencias:

- Basu H, Bortnykov N, Mookherjee A, Mozgova N, Tsepina AI (1981): Neues Jb. Miner. Abh., 141: 217-223
- Ferreira JA, Bowles JFW, Gaspar OC (1997): Abstract. SEG Neves Corvo Field Conference, Lisbon, Portugal, May 11-14, p.103
- Leistel JM, Marcoux E, Deschamps Y, Joubert M (1998): Mineralium deposita, 33:1-2, 82-97
- Ruiz C, Samper J (1995): Geogaceta, 18: 184-186
- Shikazono I, Shimizu M (1988): Mineralium Deposita, 22:309-314

INTERCRECIMIENTOS SIMPLECTÍTICOS DE JASKOLSKIITA-BOURNONITA-GALENA EN LOS SULFUROS MASIVOS DEL YACIMIENTO DE MIGOLLAS (FAJA PIRÍTICA IBÉRICA)

A. Yanguas y F. Velasco

Departamento de Mineralogía y Petrología. Universidad del País Vasco. Apdo. 644 E-48080 Bilbao.

Los perfiles del yacimiento de Migollas definen una masa estratiforme principal con una extensión de 1 km y potencias medias de 45 m, en la que se distinguen varios niveles de diferente composición e interés económico. Básicamente, en el cuerpo inferior se diferencian: un muro (facies de “complejo”) rico en esfalerita y galena, con leyes de 5% Zn y 4% Pb; seguido por facies brechoides (“brechico rico en oro”), formadas por fragmentos de pirita de formas irregulares y tamaño variable, cementados por una asociación de carbonatos, cuarzo, sulfuros y magnetita; este nivel presenta las leyes más elevadas en Au y Ag del yacimiento (3 y 40 ppm, respectivamente), con medias en Cu de 2%. El techo de la masa (facies “cobrizo”) es muy rico en calcopirita, con una media en Cu próxima al 8%.

Asociadas a estas mineralizaciones es frecuente la aparición de finos intercrecimientos entre sulfuros y sulfosales, cuya presencia se encuentra limitada principalmente a la facies de “complejo” y a ciertas zonas con abundancia de calcopirita tardía. Se han identificado mediante microscopía, microsonda e imágenes de rayos-x: tetraedrita, jaskolskiita, bournonita y meneghinita, normalmente asociadas a galena, esfalerita (casi siempre exhibiendo la típica “enfermedad de la calcopirita”), calcopirita, ankerita, siderita y cuarzo. Ocasionalmente también aparece bismuto nativo, aleaciones de Au-Ag-Hg y otras sulfosales complejas de Cu, Sb, Pb, y Bi, aún sin caracterizar.

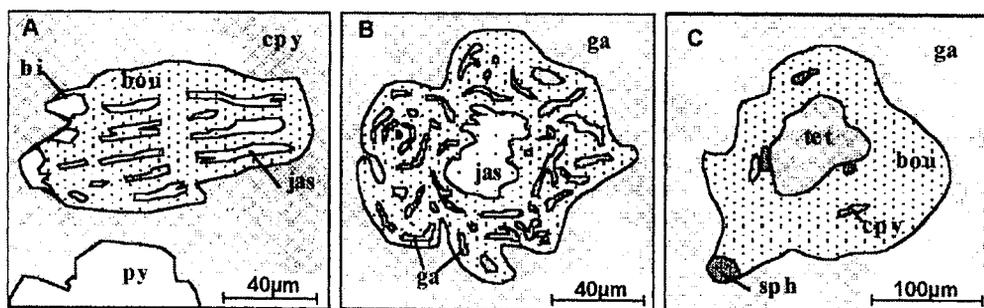


Fig.1. Asociaciones de sulfosales: (A) relictos de jaskolskiita (jas) lamelar, reemplazada parcialmente por bournonita (bou), con secreciones de bismuto nativo (bi) en calcopirita (cpy); (B) intercrecimientos simplectíticos de bournonita+galena (ga) con un relicto central de jaskolskiita, como inclusión en un agregado de galena; (C) tetraedrita reemplazada en los márgenes por bournonita y galena; el borde reaccional suele presentar relictos de esfalerita y calcopirita.

Las asociaciones de sulfosales y galena, describen con frecuencia intercrecimientos simplectícticos, con formas variadas (Fig. 1), tales como gradaciones entre gotas o cuentas, bastoncillos, lamelas, emulsiones vermiculares, entrelazados y relictos. Teniendo en cuenta el carácter zonado de estos intercrecimientos y su abundancia relativa, los tipos de asociaciones más frecuentes son: (a) jaskolskiita (núcleo) + bournonita + bismuto nativo + galena; (b) meneghinita (núcleo) + bournonita + galena; (c) tetraedrita (núcleo)+ bournonita + galena; (d) meneghinita (núcleo)+ tetraedrita + galena ± bournonita.

Las relaciones texturales entre los citados intercrecimientos y los sulfuros encajantes, indican inequívocamente que se han originado por reemplazamiento de sulfosales previas ricas en Bi, a veces conservadas como relictos (principalmente jaskolskiita), con aporte hidrotermal de algunos metales. Descartamos por tanto un origen ligado a la exsolución a partir de fases ricas en Pb-Bi-Cu-Sb de intermedia-alta temperatura (Kostov y Stefanova, 1982). Los procesos que permiten interpretar estos cambios son:

I. Depósito precoz de sulfosales del sistema $\text{Cu}_2\text{S-PbS-Sb}_2\text{S}_3$ (jaskolskiita, y menos frecuente meneghinita), acompañadas de esfalerita, tetraedrita y galena; encajando en fisuras y huecos de la pirita primaria recristalizada.

II. Desestabilización hidrotermal de las sulfosales primarias y corrosión de los sulfuros acompañantes. Como resultado se desarrollan fenómenos de reemplazamiento reactivo, con formación de intercrecimientos simplectícticos y secreciones de bismuto nativo.

III. Precipitación de galena y calcopirita. En las facies de “brechico rico en oro” y fuera del “complejo”, esta etapa va ocasionalmente acompañada de precipitación de electrum o aleaciones de Au-Ag-Hg (Velasco et al. 1999).

La formación de los citados intercrecimientos, estaría condicionada por la relativa inmovilidad, a escala de grano, del S y Sb y la elevada inestabilidad de las sulfosales a los cambios en el ambiente de depósito. Admitiendo que el Bi, Cu y Pb se han comportado como elementos móviles, su difusión se habría realizado predominantemente en estado sólido y por límite de grano (Wagner y Cook, 1997). De manera simplificada, las reacciones observadas indican la existencia de tres estadios de reemplazamiento que marcan la creciente actividad del Cu, Pb y Fe: Bi-Pb (1ª etapa) => Cu-Pb (2ª etapa) => Pb-Cu-Fe (3ª etapa).

En resumen, el estudio detallado de los cambios mineralógicos durante la alteración hidrotermal subsecuente al depósito, permite reconstruir algunos aspectos de la evolución geoquímica de los fluidos mineralizadores. Esta información es relevante si se pretende construir un modelo genético para tratar de explicar la presencia de bismuto (*pathfinder*) en las facies ricas en oro.

Referencias:

- Kostov I, Minceva-Stefanova I (1982): Sulphide Minerals. Scheiweizerbart'sche. Verlag. Stuttgart, 211p.
- Velasco F, Yanguas A, Sánchez-España J, Yusta I, Herrero JM, Santos A, Prada JM (1999): Extended Abstract, 5th Biennial Meeting SEG-IAGOD, London, August 22-25.
- Wagner T, Cook NJ (1997): Mineralogical Magazine 61: 573-590.

INDICE DE AUTORES

ACOSTA, A.	69	71				
AGUIAR, A.	91					
ALONSO-AZCÁRATE, J.	7					
ALONSO-ZARZA, A.	9	11				
ALVAREZ, C.	105					
APARICIO, A.	51					
ASENSIO, B.	13					
ASTILLEROS, J.M.	15					
AYORA, C.	3					
BALDO, E.G.	17					
BANKS, D.	1					
BARRENECHEA, J.F.	7					
BECKER, U.	85					
BODINIER, J-L.	55					
BOMATI, O.	19					
BUSTILLO, M.	23					
BUSTILLO, M ^a .A.	21	23				
CALOGERO, S.	45					
CARRILLO ROSÚA, F.J.	25					
CASANOVA, J.M.	27					
CASQUET, C.	17	29	53	57	63	67
CASTRO, A.	37					
CASTROVIEJO, R.	31					
CONTRERAS LÓPEZ, E.	25					
CUEVAS, J.	87					
CHIARIDIA, M.	99					
DAHLQUIST, J.A.	33					
DE SANTIAGO BUEY, C.	107	109				
DE LA FUENTE, C.	59	77				
DEL VALLE, A.	89					
DOMÈNECH, C	3					
DONAIRE, T.	35					
DOVAL MONTOYA, M.	109					
EL HEMIDI, H.	37					
EL BIAD, M.	37					
ESCUDER VIRUETE, J.	39	41				
FENOLL HACH-ALI, P.	25	55				
FERNÁNDEZ DÍAZ, L.	15	81				
FERNÁNDEZ-CALIANI, J.C.	45					
FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ, A.	43	85				
FERREIRA, A.	47					
FONTAN, F.	113					
FREY, M.	5					
FUENTE CHACÓN de la, F	25					

GALÁN, E.	45	79		
GALINDO, C.	17	29		
GARCÍA PALOMERO, F	19			
GARCÍA GARCÍA, F.J.	81			
GARCÍA, E.	49			
GARCÍA PÉREZ, Mª.V.	21			
GARCÍA ROMERO, E.	109			
GARCÍA, R.	21	51		
GARCÍA-MELENDEZ, E.	111			
GARRIDO, C.J.	55			
GERVILLA, F.	55			
GÓMEZ, E.T.	105			
GONZÁLEZ LAGUNA, R.	53			
GONZÁLEZ-OLIVER, J.R.	63	69	71	
GOZALO, R.	27			
GUERRERO, M.A.	79			
GUTIÉRREZ-NARBONA, R.	55			
HERNÁIZ HUERTA, P.P.	39			
JERMOUNI, A.A.	57			
JIMÉNEZ, E.	91	93		
JORDÁN, M.M.	59	105		
LEGUEY, S.	87			
LEOTTA, G.	45			
LINARES, J.A.	99			
LÓPEZ GARCÍA, J.A.	49	73		
LÓPEZ ANDRÉS, S.	61			
LOZANO, R.P.	53	61	63	65
LUIS, R.	89			
LUNAR, R.	19			
LLORENTE, L.	89			
MANTILLA FIGUEROA, L.C.	67			
MARINO, V.	69	71		
MARTÍN CRESPO, T.	73			
MARTÍN IZARD, A.	95			
MARTÍN MARTÍN, J.D.	59	77		
MARTÍN ROMERA, C.	75			
MAS, R.	7	67		
MORALES RUANO, S.	25			
MORENO, T.	19			
MUÑOZ, M.	41			
MURRA, J.	17			
NOCETE, F.	99			
OCHANDO, L.E.	27			
OLIVEIRA, S.M.B. DE	113			
ORTEGA, L.	19			
ORTIZ, P.	79			
OTERO DÍAZ, C.	81			
PAGÉS, J.L.	13			
PALERO FERNÁNDEZ, J.	95			

PARADAS HERRERO, A.	83			
PARSEVAL, P. DE	113			
PASCUAL, E.	35			
PELLITERO, E.	97			
PINA, C.M.	15			
PINTO, M.S.	47			
PRIETO, M.	43	85		
PUTNIS, A.	15	85		
RÁBANO, I.	65			
RAMÍREZ, S.	87			
REDONDO, J.L.	89			
REGUILÓN, R.Mª.	91	93		
RIBEIRO, C.C.	113			
RINCÓN, J.Mª.	69	71		
ROCHA, F.	47			
RODAS, M.	7			
RODRIGO, A.	65			
RODRIGUEZ, I.	91	93		
RODRÍGUEZ SASTRE, M.A.	95			
ROMERO, M.	69	71		
ROSSI, J.N.	97			
SAAVEDRA, J.	17	97		
SÁEZ, R.	35	99		
SÁNCHEZ SANTOS, J.M.	111			
SÁNCHEZ-ESPAÑA, J.	101	103	117	
SÁNCHEZ-MOYA, Y.	11			
SANFELIU, T.	59	77	105	
SHIMANI, M.	41			
SIAL, A.N.	97			
SIERRA, J.	13	19		
SILVA BARROSO, P.G.	9			
SOPEÑA, A.	11			
SPIRO, B.	115			
STIVANO, L.	45			
SUAREZ BARRIOS, M.	109	111		
TOLEDO, M.C.M. DE	113			
TORNOS, F.	29	115	117	
TOSELLI, A.	97			
VÁZQUEZ, M.A.	79			
VELASCO, F.	29	101	103	117 119
VILLASECA, C.	75			
VINDEL, E.	49	73		
YANGUAS, A.	117	119		
YUSTA, I.	117			

Boletín Sociedad Española de Mineralogía

Comité de Redacción:

Directora: P. Fenoll Hach-Alí (Universidad de Granada)
Comité Editorial: E. Cardellach López (Univ. Autónoma Barcelona),
C. Casquet Martín (Univ. Complutense Madrid),
E. Galán Huertos (Univ. Sevilla),
J.M. González López (Univ. Zaragoza),
J. M. Herrero Rubio (Univ. País Vasco)
A. López Galindo (Univ. Granada)

Instrucciones a los Autores para la publicación de manuscritos

El Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía publica trabajos originales, revisión de artículos y notas cortas relacionadas con mineralogía, Petrología, geoquímica, cristalografía, yacimientos minerales y mineralogía aplicada.

Los manuscritos deberán estar escritos en español o en inglés.

De cada manuscrito (texto y figuras) se enviarán tres copias a la dirección del Comité de Redacción. Dos copias serán revisadas por especialistas elegidos por el Comité Editorial, y solo se publicarán los manuscritos que hayan sido informados favorablemente.

Para facilitar los trabajos de impresión los autores enviarán copia electrónica en disquete del texto final revisado, en lenguaje interpretable por Wordperfect 5.1 o Microsoft Word para compatibles PC. Se estudiará la posibilidad de recibir copias «adjuntas» al correo electrónico.

Cada manuscrito deberá estar preparado según las siguientes normas. Si no se cumplen le será devuelto a los autores.

Modalidad I- Trabajos originales y revisión de artículos

1. / Planificación

Deberá adjuntarse un plan del trabajo indicando el orden de los diferentes apartados del manuscrito. No será publicado.

Si el manuscrito no está escrito en español, el título y las leyendas de tablas y figuras deberán estar también traducidas al español.

2. / Título

Deberá ser conciso, preciso y con palabras que reflejen el contenido del trabajo

3. / Título abreviado

No contendrá más de 60 caracteres, con objeto de poderlo imprimir en la parte superior de cada página impar del Boletín.

4. / Nombre(s) de autor(es)

Deberá incluirse el primer nombre completo y la inicial del segundo (si es compuesto) y los apellidos de cada autor, así como la dirección(es) completa(s) del Centro de trabajo de cada uno. Cualquier correspondencia se dirigirá al primer autor sino existen indicaciones en contra.

5. / Resumen - Abstract

Ambos deberán presentar los resultados principales del trabajo, con datos cuantitativos. Extensión máxima de 150-200 palabras.

6. / Palabras clave - Key Words

A continuación del Resumen y del Abstract se añadirán ocho palabras, como máximo, que caractericen el contenido, las técnicas y los resultados. Siempre que sea posible se elegirán de las contenidas en el Index publicado en cooperación con las Sociedades Mineralógicas Europeas o en el «Multilingual Thesaurus of Geosciences», Ed. Pergamon.

7. / Texto

Deberá ser claro y conciso, con una extensión total que no exceda de las 15 páginas mecanografiadas a doble espacio en tamaño DIN A4, incluyendo referencias, tablas y figuras, con objeto de que el total de páginas impresas no exceda de 10.

Las referencias en el texto deberán aparecer como sigue:

(Arribas, 1978; Fontbote y Amstutz, 1981) o según Arribas (1978) y Fontboté y Amstutz (1981) o, si son más de dos autores: (Velasco et al., 1988)

Si en la lista de referencias hay varias para un mismo autor con el mismo año de publicación, deberán distinguirse entre sí añadiéndole una letra tal como se indica:

(Puga 1987a; Brindley y Robinson, 1947a y b)

Los nombres de los autores de las referencias se escribirán siempre con minúsculas.

Las figuras (independientemente de que sean gráficos o fotos) y las tablas se numerarán separadamente, usando números arábigos, así: (Fig. 3) (Tabla)

Para obtener palabras impresas: en *itálica*, deberán ir así: *itálica*, en **negrita**, deberán ir así: **negrita**.

8./ Referencias

Las referencias deberán presentarse en un listado final ordenado alfabéticamente tal como sigue:

Bliss, N.W. y MacLean, W.H. (1975): *The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 973-990.

Frenzel, G., Ottemann, J., Kurtze, W. (1973): *Über Cu-haltigen Bleiglanz und Pb-haltigen Covellin von Boarezzo (Varese) und ihre Sulfidparagenese. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.* 53, 217-229.

Guinier, A. (1956): *Théorie et technique de la radiocristallographie. Dunod ea., París*, 736

McLaren, A.C. (1974): *Transmission electron microscopy of the feldspars. in «The Feldspars», W.S. MacKenzie and J. Zussman, eds. Manchester University Press*, 379-423.

Spry, P.G. (1978): *The geochemistry of garnet-rich lithologies associated with the Broken Hill Orebody, N.S.W., Australia. M.S. Thesis, Univ. Adelaide, Adelaide, Australia.*

_____ y Scott, S.D. (1986a): *The stability of zincian spinels in sulfide systems and their potencial as exploration guides for metamorphosed massive sulfide deposits. Econ. Geol.* 81, 1446-1463.

_____ y _____ (1986b): *Zincian spinel and staurolite as guides to ore in the Appalachians and Scandinavian Caledonides. Can. Mineral.* 24, 147-163

9./Tablas

Todas las tablas se reproducirán cual (o reducidas) y por tanto deberán estar escritas con especial cuidado y nitidez.

Se sugiere tamaño de números de 8p, un espaciado interlinea de uno y un numero limitado de líneas horizontales o verticales. Si hay demasiados espacios desaprovechados se devolverán a los autores para su reimpresión.

La anchura máxima de las tablas será de 13,5 cm (para reproducir a doble columna) o de 6,5 cm (para reproducir a una columna). La altura máxima de ambos tipos de tablas será de 19 cm (incluida cabecera de la tabla, y pie de tabla si lo hubiera).

10./ Figuras

El tamaño máximo de los originales será de 21 x 29,7 cm (DIN-A4). En ellos deberá figurar, escrito a lápiz en la parte posterior, el nombre del autor y el numero de orden.

Dibujos y gráficos: han de ser originales, preferiblemente delineados sobre papel blanco o vegetal, con grosor de líneas y tamaño de letras adecuados para ser legibles una vez reducidos; así, en una figura de 13,5 cm de ancho (para reducir a una columna) las letras deberán ser de 5 mm.

Fotografías b/n: **4 máximo**. Deberán tener un buen contraste y la escala irá incluida en cada una de ellas. Si las fotos están agrupadas en una lamina, se enviarán también un duplicado de las fotos separadas.

11./ Leyendas

Todas las figuras y tablas llevarán una leyenda suficientemente explicativa. Dichas leyendas se escribirán en una hoja aparte.

Modalidad - Notas cortas

El Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía podrá publicar también los resultados más importantes de un trabajo en forma condensada; la totalidad de los resultados podrán ser presentados posteriormente en un trabajo más extenso.

Dichas notas deberán presentarse como los artículos pero serán mas cortas: con un pequeño abstract, un texto de 1000 a 1500 palabras y no más de dos tablas o figuras.

La decisión para su publicación la dará la dirección del Boletín o un miembro de la Comisión Editorial.

Los manuscritos originales y las ilustraciones se destruirán dos meses después de su publicación.

NOTA IMPORTANTE: Los gastos de edición del exceso de fotos y paginas impresas, así como las fotografías en color se cargaran a los autores una vez evaluado su coste.



FICHA DE INSCRIPCION

NombreApellidos

Fecha y lugar de nacimiento

Domicilio

Código postal, población y provincia

Teléfono part..... Teléfono trabajo y extensión

Fax..... Correo electrónico

Profesión

Dirección del centro de trabajo

Código postal, población y provincia.....

Preferencia para el envío de la correspondencia y la revista: domicilio particular o; dirección del trabajo

Tipo de socio (marcar con una X): ordinario ; estudiante ; colectivo ; protector ; vitalicio .

Temas de interés: Cristalografía ; Mineralogía ; Petrología ; Geoquímica ; Yacimientos ; Restauración ;

Medio ambiente ; Inclusiones Fluidas ; Coleccionismo ; Otros

Firmas de dos socios avalistas

Fdo.:

Fdo.:

Cuotas vigentes para el año 1998

Socio ordinario	6.000 Ptas.	Socio Colectivo	12.000 Ptas.
Socio estudiante	3.000 Ptas.	(Empresas, Instituciones, etc.)	
(adjuntar documento acreditativo)		Socio vitalicio	80.000 ptas.
Socio Protector	25.000 Ptas.	Socio Honorario:	exento

La cuota del año de ingreso debe abonarse en metálico, mediante cheque, transferencia bancaria a nombre de la Sociedad Española de Mineralogía (Bilbao Bizkaia Kutxa c/c 2095-0260-80-5060051108) o autorización de cargo en tarjeta de crédito VISA. Las de años sucesivos se efectuarán por domiciliación bancaria o autorización tarjeta VISA, cumplimentando estos datos:

Sr. Tesorero de la Sociedad Española de Mineralogía

Alenza 1, Despacho 201, 28003 MADRID

Le ruego tramite el cobro de las cuotas anuales de la Sociedad Española de Mineralogía, con cargo a:

TARJETA VISA N°: (16 dígitos)

Fecha caducidad :

o a la siguiente cuenta bancaria:

BANCO/CAJA DE AHORROS

Código (4 dígitos)

Sucursal/población

Código oficina (4+2 dígitos)

N° cuenta (10 dígitos)

Firmado (Nombre y apellidos)

ENVIAR ESTA PARTE AL BANCO

Sr. Director del Banco / Caja de Ahorros

Sucursal y dirección

Le ruego atienda el cobro de la cuota anual de la Sociedad Española de Mineralogía, con cargo a la cuenta bancaria siguiente:.

N° cuenta completo (20 dígitos)

Firmado (Nombre y apellidos)

Domicilio

JUNTA DIRECTIVA DE LA SEM PARA EL CUATRIENIO 1998-2002
(elegida en la asamblea de Bilbao el 6 de octubre de 1998)

Presidente: Cesar Casquet Martín CASQUET@eucmax.sim.ucm.es
Vicepresidente: Esteve Cardellach López Esteve.Cardellach@uab.es
Secretaria: Magdalena Rodas González rodas@eucmax.sim.ucm.es
Tesorero: Carlos Sánchez Jiménez* csanchez@qifi-cr.uclm.es
* El tesorero saliente, José Miguel Herrero Rubio,
continuará en funciones hasta el 31 de diciembre de 1998. nppheruj@lg.ehu.es

Vocales:

Constanza Fernández-Nieto Fernández (Universidad de Zaragoza) constanza@posta.unizar.es
Emilio Galán Huertos (Universidad de Sevilla) egalan@cica.es
Fernando Gervilla Linares (Universidad de Granada) gervilla@goliat.ugr.es
Fernando Rull Pérez (Universidad de Valladolid) rull@siq.iq.cie.uva.es
Fernando Tornos Arroyo (I.T.G.E.) ftaitge@iponet.es
Francisco Velasco Roldán (Universidad del País Vasco) nppverof@lg.ehu.es
Gabriel Ruiz de Almodovar Sel (Universidad de Huelva) almodovar@uhu.es
Joan Carles Melgarejo (Universidad de Barcelona) joanc@natura.geo.ub.es
Manuel Prieto Rubio (Universidad de Oviedo) mprieto@asturias.geol.uniovi.es
Pablo Higuera Higuera (Universidad de Castilla La Mancha) higuera@igem-al.uclm.es
Diego Morata Céspedes (Universidad de Santiago de Chile) dmorata@tamarugo.cec.uchile.cl