

# Boletín de

la Sociedad Española de

# Mineralogía

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

Directora: P. Fenoll Hach-Alf



Volumen 13-1, 1990

Resúmenes de Comunicaciones  
X Reunión de la S.E.M.  
Oviedo, 4-6 Julio 1990

# SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGÍA

**Junta Directiva bienio 1990-1991**

Presidenta: Purificación Fenoll Hach-Alí  
Vicepresidente: Francisco Velasco Roldán  
Secretario: Jesús Soriano Carrillo  
Vicesecretario: Javier García Guinea  
Tesorero: José Miguel Herrero Rubio

## Vocales

José María Amigó Descarrega (Universidad de Valencia)  
Rafael Arana Castillo (Universidad de Murcia)  
Antonio Caballero López-Lendínez (Universidad de Cádiz)  
Benjamín Calvo Pérez (Fundación Gómez Pardo, Madrid)  
Esteban Cardellach López (Universidad Autónoma, Barcelona)  
Manuel Caramés Lorite (Universidad Complutense, Madrid)  
Emilio Galán Huertos (Universidad de Sevilla)  
Manuel González López (Universidad de Zaragoza)  
Pablo Guerrero Pacheco (Madrid)  
Francisco López Aguayo (Universidad de Zaragoza)  
Agustín Martín Izard (Universidad de Oviedo)  
José María Martín Pozas (Universidad de Salamanca)  
Jesús Martínez Frías (C.S.I.C., Granada)  
Jesús Miñana Saiz (Fundación Gómez Pardo, Madrid)  
Dámaso B. Moreiras Blanco (Universidad de Oviedo)  
Candelas Moro Benito (Universidad de Salamanca)  
Miguel Ortega Huertas (Universidad de Granada)  
Fernando Rull Pérez (Universidad de Valladolid)  
Gabriel Ruíz de Almodovar y Sel (Universidad de Sevilla)  
Fernando Villegas Herrero (Hullera Vasco Leonesa, León)

Los resúmenes que se publican en éste número han sido presentados en la X Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía que se celebró en Oviedo durante los días 4 al 6 de Julio de 1990

*Para otra información dirigirse a:  
Sociedad Española de Mineralogía, C/ Alenza, 1 (D-201), 28003 Madrid  
(Horario de Secretaría: L-X-V de 17 a 20 horas)*

**Boletín de la  
Sociedad Española de Mineralogía**

---

Vol. 13-1

Periodicidad anual

ISSN 0210-6558

---

**X REUNION DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGIA**

**Oviedo, 4-6 Julio, 1990**

**Volumen 13-1. 1990**

(Resúmenes de Comunicaciones)

Publicado por la Sociedad Española de Mineralogía,  
con la colaboración de la Universidad de Oviedo y  
la Secretaría de Estado para Universidades e Investigación

---

Sociedad Española de Mineralogía  
Alenza,1 - 28003 MADRID

# X REUNION DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGIA

## **Comité Organizador**

Departamento de Geología / Universidad de Oviedo  
(Area de Cristalografía y Mineralogía)  
(Area de Petrología y Geoquímica)  
(Area de Geodinámica)

Dámaso B. Moreiras Blanco  
Agustín Martín Izard  
Celia Marcos Pascual  
Carlos José Fernández Fernández  
Andrés Paniagua Condado  
Luis Guillermo Corretgé Castañón  
Enrique Martínez García  
Jesús García Iglesias  
Ignacio Bravo Fernández

**Oviedo 4 6 de Julio, 1990**

# BOLETIN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGIA

Volumen 13,1 1990

## INDICE

RODRIGUEZ GALLEGO, M.- Sulfatos de la Península Ibérica: Aspectos cristaloquímicos ..	1
MOREIRAS, D.; MARCOS, C.; GARCIA GRANDA, S.; MARTIN-IZARD, A.; VELASCO ROLDAN, F.; ARRIBAS MORENO, A. Y MERCHAN, J.C.- La stolzita de La Tala (Salamanca), resolución estructural y espectro de reflectancia .....	2
ALIA, J.M.; RULL, F.; ALVAREZ, J.L.; GARCIA, A.R. Y PRIETO, A.C.-Estudio del proceso de rehidratación de la basanita mediante espectroscopía IR y Raman .....	3
SOBRON, F.; F.; RULL, F.; ALVAREZ, J.L.; GARCIA, A.R. Y ALIA, J.M.- Análisis de la cinética de rehidratación de la basanita .....	4
RULL, F.; MEDINA, J.; PRIETO, A.C.; DEL VALLE, A.; ALIA, J.M. Y ACOSTA, A.- Espectroscopía IR y Micro-Raman de Filosilicatos: I. Talcos .....	5
GARCIA VEIGAS, J. ; PUEYO, J.J. Y AYORA, C.- Las inclusiones fluidas en cristales de sal .....	6
DE LAS CUEVAS, C. Y PUEYO, J.J.- El contenido en agua en las formaciones salinas ...	8
MIRAS, A.; HERNANDEZ, M.J.; FORTEZA, M. Y ALVAREZ, M.A.- Estudio térmico de allanitas naturales .....	10
PRIETO, A.C.; MARTIN, F.; LOBON, J.M. Y RULL, F.- Estudio térmico de cloritas trioctaédricas naturales .....	11
ARRIBAS, J.G.; BENEITEZ, P. Y CALDERON, T.- Aplicaciones de la datación absoluta por termoluminiscencia .....	12
MILLAN CHAGOYEN, A.; GARCIA GUINEA, J. Y CALDERON, T.- Termoluminiscencia de piromorfitas .....	13
LIFANTE, G. Y CALDERON, T.- Luminiscencia fotoestimulada del Mn <sup>2+</sup> en apatito .....	14
ESPAÑA, E.; SOLER, V.; CALDERON, T. Y BENEITEZ, P.- Análisis de potasio en muestras naturales por conteo de radiación beta .....	15
QUERALT, I. Y BATLLE, A.- Caracterización mineralógica de partículas atmosféricas ..	17
AROSTEGUI, J.; ZULUAGA, M.C. Y VELASCO ROLDAN, F.- Estimación semicuantitativa de interestratificados I/S del tipo IS e ISII, en mezclas con illita discreta .....	19
ABAD ORTEGA, M.M. Y MARTIN RAMOS, J.D.- Caracterización por DRX de feldespatos potásicos en pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba) .....	21
GIL CRESPO, P.P.; PESQUERA PEREZ, A. Y VELASCO ROLDAN, F.- Caracterización de sideritas y ankeritas de los yacimientos de hierro de Bilbao por DRX, FTIR Mössbauer .....	23
HUERTAS, F.J.; HUERTAS, F. Y LINARES, J.- Evaluación de las fases no cristalinas en cerámicas arqueológicas por DRX .....	25
GALLART MARTI, M.D.; MATA, M.P. Y LOPEZ-AGUAYO, F.- La DRX y el análisis de imagen en el estudio de cerámicas arqueológicas: aplicación a las cerámicas neolíticas de Alonso Norte (Alcañiz, Teruel) .....	27
PRENDES RUBIERA, N.; SORIANO CARRILLO, J. Y GARCIA CALLEJA, M.A.- Aplicación del análisis digital de imagen al estudio de la reactividad potencial de áridos silicatados .....	29
ALVAREZ, A.; PLANA, F. Y PUIG, A.- Estudio automatizado de la textura de rocas mediante tratamiento de imagen y sus aplicaciones .....	31
ORTEGA, E.- Teledetección, proceso de imágenes e integración gráfica: Nuevas herramientas para la exploración minera .....	32
SORIANO CARRILLO, J.; GARCIA CALLEJA, M.A. Y PRENDES RUBIERA, N.- Caracterización de suelos residuales para su utilización en la obra pública .....	34
REDONDO, R.; CUEVAS, J.; MORENO, A.; POZO, M. Y LEGUEY, S.- Propiedades superficiales de las arcillas magnésicas de la cuenca de Madrid: aplicación y evaluación del metodo del azul de metileno .....	36
CORNEJO, J.; RAMIREZ OTERINO, A. Y HERMOSIN, M.C.- Efecto de la molienda en la disolución de sepiolita .....	38
CORNEJO, J.; HERMOSIN, M.C.- Estudio comparativo de diversos mecanismos de disolución ácida de sepiolita .....	40
HUERTAS, F.J.; HUERTAS, F. Y LINARES, J.- Cinética de la síntesis hidrotermal de caolinita .....	41
NUNEZ, R.; CAPEL, J. Y REYES, E.- Hidrólisis de materiales cerámicos. Estudio preliminar .....	43
VICENTE MINGARRO, I.; CALLEJAS GOMEZ, P. Y RINCON LOPEZ, J.M.- Microestructura y microanálisis de piroxenos cristalizados en vidrios obtenidos a partir de rocas basálticas canarias .....	45
MONTEERRUBIO, S.; LUNAR, R.- Mineralogía y química de los sulfuros de Ni-Fe-Cu asociados a las rocas ultramáficas del Macizo de Herbeira (complejo de Cabo Ortega), La Coruña) .....	47

MARTINEZ-GARCIA, E.; LUQUE, C.; BURKHARDT, R.- Hozarco: Un claro ejemplo de mineralización de Pb-Zn-Hg de edad pérmica (Cordillera Cantábrica, NW de España)	49
BRAVO FERNANDEZ, J.I.- Variaciones de elementos traza (Pb, Zn, Sr, Mn y Fe) en rocas carbonatadas próximas a las mineralizaciones de esfalerita en la zona centro de Cantabria (España)	50
LUQUE, C.; MARTINEZ GARCIA, E.; GARCIA IGLESIAS, J.; GUTIERREZ CLAVEROL, M.- Mineralizaciones de Hg-As-Sb en el borde occidental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias y su relación con la tectónica	52
VELASCO ROLDAN, F.; FERNANDEZ MARTINEZ, J.M.; HERRERO RUBIO, J.M. Y FANO ANDARAZ, H.- Mineralogía y texturas del yacimiento de sulfuros de Mutiloa: Mina Troya, Guipuzcoa	53
ALVAREZ DIEGUEZ, L.; VELASCO ROLDAN, F. Y ORTIZ HINGELMO, B.- Primeras evidencias sobre una mezcla de salmueras mineralizadoras en el entorno de los yacimientos de siderita de Bilbao	55
IRABIEN GULIAS, M.J. Y VELASCO ROLDAN, F.- Aspectos geoquímicos de los sedimentos actuales del río Nervión	56
PEREZ INGELMO, J.A.; BLANCO SANCHEZ, J.A.- Mineralizaciones de Pb-Zn asociadas a procesos de karstificación en medio reductor en la base del Weald	57
MORALES RUANO, S. Y FENOLL HACH-ALI, P.- Mineralizaciones de Pb-Zn-(Ag) asociadas a rocas volcánicas del distrito de Mazarrón (Murcia). Geoquímica y metalogénia	58
CONCHA, A.; OYARZUN, R.; LUNAR, R.; SIERRA, J.; LILLO, J.- Fenómenos epitermales asociados al vulcanismo pérmico de Atienza, Sistema Central Español	59
BORRERO, J. Y HIGUERAS, P.- Geología, petrología y geoquímica de las mineralizaciones de mercurio del sector de Corchuelo (Almadén, Ciudad Real)	61
FLORES, E.; SAEZ, R. Y RUIZ DE ALMOODOVAR, G.- Las mineralizaciones de fluorita de Castillo de las Guardas: control estructural	63
SUBIAS PEREZ, I.; FERNANDEZ-NIETO, C.- Mineralogía y geoquímica del filón de fluorita Ana Mary (Lanuzá, Huesca)	64
MIRAS, A. Y RODRIGUEZ, J.- Geología y depósitos de barita del Cerro del Hierro (Sevilla)	66
MIRAS, A. Y GALAN HUERTOS, E.- Geoquímica de mineralizaciones de barita en el SW del Macizo Ibérico	68
OSACAR SORIANO, M.C.; BESTEIRO RAFALES, J.; GONZALEZ MARTINEZ, J.- Estudio geoquímico de la mineralización de baritina de Aladren (Zaragoza)	70
PEREZ DEL VILLAR, L.; MORO BENITO, M.C. Y CEMBRANOS PEREZ, M.L.- Presencia de alofana en la zona de alteración supergénica de las minas de barita de Vide de Alba y San Blas (provincia de Zamora)	72
JIMENEZ MILLAN, J. Y VELILLA, N.- Paragénesis con silicatos de manganeso del dominio de Sierra Aracena (SW España): evidencias de actividad metasomática	74
FERNANDEZ CALIANI, J.C. Y GALAN HUERTOS, E.- Las mineralizaciones de tremolita de Valverde del Camino	76
QUILEZ, E.; VINDEL CATENA, E.; SIERRA, J. Y RULL, F.- Estudio de inclusiones fluidas en la mineralización de wolframio-molibdeno de Cabeza Lijar (Sistema Central Español)	77
ORTEGA MENOR, L.; VINDEL CATENA, E. Y GALLEGO GARRIDO, M.- Estudio de las inclusiones fluidas de la mineralización de Sb en el Juncalón (Anchuras de los Montes, Ciudad Real)	79
LOPEZ CIRIANO, A.; FERNANDEZ-NIETO, C.- El yacimiento de antimonio de Lanzuela (Cadena Ibérica Oriental)	80
FKIHECH, A. Y FENOLL HACH-ALI, P.- Mineralizaciones de antimonio asociadas a calizas Devónicas del Rif en las regiones de Ceuta y Tetuan (Marruecos). Datos preliminares	82
QUERALT, I. Y PLANA, F.- Los fosfatos lacustres del mioceno de la Cerdanya	84
FERNANDEZ TURIEL, J.L.; GIMENO, D.; PLANA, F.; BLASCO, A.; EDO, M. Y VILLALBA GORDO, J.- Estudio de las mineralizaciones fosfáticas del complejo minero neolítico de Can Tintorer (Gava, Barcelona) y comparación con las cuentas procedentes de ajuares arqueológicos	86
BOTH, R.A. & NGUYEN THI PHUNG.- Mineralogical and geochemical studies of the White Devil Gold-bismuth-copper deposit, Tennant Creek, Northern Territory, Australia	88
GARCIA RODRIGUEZ, D.; GARCIA IGLESIAS, J.; LOREDO PEREZ, J.- Estudio de mineralizaciones auríferas en la cuenca alta del río Suaron (zona occidental de Asturias)	90
GARCIA, D.; LUNAR, R.; SIERRA, J.- Geología y metalogénia de la mineralización aurífera de Albores (La Coruña)	92
PANIAGUA, A.- El oro en la Zona Cantábrica: Formas de expresión y relación con metalogénia regional	94
CASTROVIEJO, R.; NODAL, T.; PODWYSOCKI, M.H.; INSUA, M.- Mineralizaciones subvolcánicas (Au-Sn-Ag-sulfuros polimetálicos) y hallazgo de afloramientos microtonalíticos neógenos en la Sierra de Lomo de Bas (Murcia)	96
CASTROVIEJO, R.- Paragénesis argentíferas de Guadalcanal (Sevilla)	98
CONCHA, A.; SIERRA, J.; LUNAR, R. Y OYARZUN, R.- Estudio de inclusiones fluidas de las mineralizaciones argentíferas de Hiendelaencina (Sistema Central Español)	100

LEAL ECHEVARRIA, G.; CASTROVIEJO, R.- Las mineralizaciones auroantimoníferas de Almuradiel (Ciudad Real) .....	102
MATA, M.P.; PRIETO, A.C.; RULL, F. Y LOPEZ-AGUAYO.- Cloritas dioctaédricas asociadas a piritas en metapelitas de la Sierra de los Cameros .....	104
FANLO GONZALEZ, I.; GONZALEZ LOPEZ, J.M. Y FERNANDEZ- NIETO, C.- Cloritas dioctaédricas asociadas a las fluoritas del Portalet .....	106
BERNABEU, P.; RODAS GONZALEZ, M. Y MAS, R.- Las mineralizaciones de caolín de Puebla de Montalbán (Toledo) .....	108
GONZALEZ LOPEZ, J.M.; FERNANDEZ-NIETO, C.; PEREZ, A.; VILLENA, J. Y LOPEZ-AGUAYO, F.- Utilidad de la mineralogía en el análisis de cuencas: aplicación al sector centro meridional de la Depresión del Ebro .....	110
ARAUZO PEREZ, M.; GONZALEZ LOPEZ, J.M. Y LOPEZ-AGUAYO, F.- Caracterización mineralógica, química y evolución geoquímica de los materiales terciarios del área del río Perejiles (Cuenca de Calatayud) .....	112
VEHIALE, F.; SETTI, M. & GRANATA, P.- Diagenetic processes in "varicoloured" from Italian Pennines .....	114
LERMA, I.; DE ANDRES, A.; MUÑOZ, I. Y VICENTE, R.- Primera aportación al estudio mineralógico de las arcillas del sector oriental del Campo Arañuelo (Toledo) ..	115
MARTINEZ RUIZ, F.; ORTEGA HUERTAS, M. Y PALOMO DELGADO, I.- Mineralogía y geoquímica del tránsito Cretácico-Terciario en la secuencia de Agost (Provincia de Alicante, España) .....	116
SANCHEZ BELLON, A.; ORTEGA HUERTAS, M.; SEBASTIAN PARDO, E. Y BARRAGAN BAZAN, G.- Mineralogía del tránsito Mioceno-Plioceno en el sector NW de la cuenca de Vera (SE España). Implicaciones paleoambientales .....	118
LOPEZ GALINDO, A. Y LOPEZ GARRIDO, A.C.- Las margas "tegluninas" del Prebético de Alicante. Precisiones aportadas por su composición mineralógica .....	120
DE ANDRES, A.; MUÑOZ, I. Y GARCIA-RAMOS, G.- Estudio de las arcillas procedentes de Motril-Salobreña y su relación con muestras cerámicas de yacimientos arqueológicos de dicha zona .....	122
GONZALEZ DEL TANAGO, J. Y PEINADO, M.- Las pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba, España). Aspectos genéticos y clasificación .....	123
GONZALEZ DEL TANAGO, J.- Estudio mineralógico y geoquímico de los granates de Sierra Albarrana (Córdoba, España) .....	125
CORBELLA, M. Y MELGAREJO, J.C.- Evolución geoquímica de los minerales de Nb-Ta del campo pegmatítico del Cap de Greus .....	127
VILLASECA, C.; BRANDLE, J.L.; CASILLAS, R. Y PEREZ-SOBA, C.- Potencial geoquímico cualitativo de los granitos ricos en sílice de la Sierra de Guadarrama en la génesis de mineralizaciones de metales raros .....	129
GALLEGO GARRIDO, M.; MARTIN-IZARD, A.; GUMIEL, P. Y GARCIA IGLESIAS, J.- Clasificación tipológica de los yacimientos de litio del Macizo Hespérico Español .....	131
TOSELLI, A.; SCHALAMUCK, A.; ROSSI, J. Y SAAVEDRA, J.- Rasgos comparativos de granitos paleozoicos estériles y mineralizados (Sn, W, Be, Li y otros) entre plutones centro-occidentales ibéricos y del basamento andino meridional .....	133
LOPEZ BENITO, A.; CALVO PEREZ, B. Y ORTIZ FIGUEROA, G.- Consideraciones sobre la distribución geoquímica del litio en algunos granitoides del NO de España ...	135
CORRETGE, L.G.; RAMBAUD, F.; GONZALEZ-MONTERO, P.; VILLA, L. Y SUAREZ, O.- Petrología y geoquímica de los ortoneises alcalinos del Monte Galiñeiro (Provincia de Pontevedra) .....	136
SUAREZ, O.; ARIAS, D.; CUESTA, A. Y CORRETGE, L.G.- Enclaves espinela-corindón de granitoides calcoalcalinos postectónicos .....	137
CUESTA, A.; CORRETGE, L.G. Y SUAREZ, O.- Procesos de moscovitización en granitos postectónicos .....	138
GALLASTEGUI, G.; SUAREZ, O.; CUESTA, A. Y CORRETGE, L.G.- Nuevas aportaciones sobre la petrología y geoquímica del plutón de Peña Prieta (Zona Cantábrica, N. de España) 139	139
FERNANDEZ-CATUXO, J.; CORRETGE, L.G. Y SUAREZ, O.- Características geoquímicas de los polimorfos de Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub> en rocas graníticas .....	140
CORRETGE, L.G.; SUAREZ, O. Y FERNANDEZ SUAREZ, J.- Tipología de circón en los granitoides del domo térmico Boal-Los Ancares. Zona Astur Occidental Leonesa ..	141
REGUILON BRAGADO, R. Y ARRIBAS MORENO, A.- Contenido y distribución del U y el Th en el granito de Alburquerque, Cáceres .....	142
REGUILON BRAGADO, R.; ARRIBAS MORENO, A.; MARTIN-IZARD, A.- Sobre la presencia de uraninita como mineral primario de uranio en el granito de Trujillo (Cáceres, y su relación con las mineralizaciones de este elemento en dicho plutón ....	143
LALLENA, P.P.; SANZ, H.G.; PEREZ DEL VILLAR, L. Y QUEJIDO, A.J.- Datación absoluta de granitoides de la Sierra de Gredos, por el método Rb-Sr .....	144
CASILLAS, R.; BRANDLE, J.L.; FUSTER, J.M.; HUERTAS, M.J.; PEINADO, M.; PEREZ-SOBA, C. Y VILLASECA, C.- Contenidos y variación de las tierras raras en los granitoides tardihercínicos de la Sierra de Guadarrama. (S.C.E.) .....	146
CABALLERO, J.M.; CASQUET, C.; PELLICER, J.M. Y TORNOS, F.- Las episienitas de la Sierra del Guadarrama, propuesta de clasificación petrográfica .....	148
CABALLERO, J.M.; CASQUET, C.; PELLICER, M.J.; TORNOS, F.- Geoquímica de elementos traza significativos (tierras raras, Y y Nb) en las episienitas de la Sierra de Guadarrama. (S.C.E.) .....	150

LAGO, M.; TORRES, J.A.; AUQUE, L.F.; MANDADO, J.; VAQUER, R.- Emplacement and compositional features of granitic and metamorphic xenoliths in stephanian-permian calc-alkaline andesites (Rama Aragonesa, Iberian Chain) .....	152
LAGO, M.; POCOVI, A.; BASTIDA, J.; VAQUER, R.; ZACHMANN, D. Y TORRES, J.A.- Petrología y geoquímica del magmatismo alcalino, Trias-Lias, en el borde sur de las Cadenas Costero-Catalanas (Tarragona) .....	154
SOLER, A.; CARDELLACH, E. Y AYORA, C.- Isótopos estables de C y O en los carbonatos de los skarns de la Cerdanya (Pirineo Central): Resultados e interpretación ...	156
SOLER, A. Y DELGADO, J.- Los skarns con estaño de L'alt Urgell (Pirineos Centrales) .	158
MORATA CESPEDES, D.- Estructuras fluidales de las "ofitas" de la zona Subbética .....	160
SEBASTIAN PARDO, E.; SORIANO CARRILLO, J.; RODRIGUEZ NAVARRO, C. Y ALVAREZ DE BUERGO, M.- Formas, causas y mecanismos de alteración de los materiales pétreos de la torre de la catedral de Granada .....	161
Instrucciones a los Autores para la presentación de manuscritos.....	163

# INDICE DE AUTORES

ABAD ORTEGA.....	21
ACOSTA, A. ....	5
ALIA, J.M. ....	3,4,5
ALVAREZ, A. ....	31
ALVAREZ, M.A. ....	10
ALVAREZ, J.L. ....	3,4
ALVAREZ DE BURRGO, M. ....	161
ALVAREZ DIEGUEZ, L. ....	55
ARAUZO PEREZ, M. ....	112
ARIAS, D. ....	137
AROSTEGUI, J. ....	19
ARRIBAS, J.G. ....	12
ARRIBAS MORENO, A. ....	2,142,143
AUQUE, L.F. ....	152
AYORA, C. ....	6,156
BASTIDA, J. ....	154
BATLLE, A. ....	17
BARRABAN BAZAN, G. ....	118
BENEITEZ, P. ....	12,15
BERNABEU, P. ....	108
BESTEIRO RAPALES, J. ....	70
BLANCO SANCHEZ, J.A. ....	57
BLASCO, A. ....	86
BORRERO, J. ....	61
BOTH, R.A. ....	88
BRÄNDLE, J.L. ....	129,146
BRAVO FERNANDEZ, J.I. ....	50
BURKHARDT, R. ....	49
CABALLERO, J.M. ....	148,150
CALDERON, I. ....	12,13,14,15
CALVO PEREZ, B. ....	135
CALLEJAS GOMEZ, P. ....	45
CAPEL, J. ....	43
CARDELLACH, E. ....	156
CASILLAS, R. ....	129,146
CASQUET, C. ....	148,150
CASTROVIEJO, R. ....	96,98,102
CEMBRANOS PEREZ, M.L. ....	72
CONCHA, A. ....	59,100
CORBELLA, M. ....	127
CORNEJO, J. ....	38,40
CORRETEGE, L.G. ....	136,137,138, 139,140,141
CUESTA, A. ....	137,138,139
CUEVAS, J. ....	36
DE ANDRES, A. ....	115,122
DE LAS CUEVAS, C. ....	8
DELGADO, J. ....	158
DEL VALLE, A. ....	5
EDO, M. ....	86
ESPAÑA, E. ....	15
FANO ARDANAZ, H. ....	53
FANLO GONZALEZ, I. ....	106
FENOLL HACH-ALI, P. ....	58,82
FERNANDEZ-CATUXO, J. ....	140
FERNANDEZ CALIANI, J.L. ....	76
FERNANDEZ MARTINEZ, J.M. ....	53
FERNANDEZ-NIETO, C. ....	64,80,106, 110
FERNANDEZ SUAREZ, J. ....	141
FERNANDEZ TURIEL, J.L. ....	86
FRIHECH, A. ....	82
FLORES, E. ....	63
FORTEZA, M. ....	10
FUSTER, J.M. ....	146
GALAN HUERTOS, E. ....	68,76
GALLART MARTI, M.D. ....	27
GALLASTEGUI, G. ....	139
GALLEGO GARRIDO, M. ....	79,131
GARCIA, D. ....	92
GARCIA, A.R. ....	3,4
GARCIA CALLEJA, M.A. ....	29,34
GARCIA GRANDA, S. ....	2
GARCIA GUINRA, J. ....	13
GARCIA IGLESIAS, J. ....	52,90,131
GARCIA-RAMOS, G. ....	122
GARCIA RODRIGUEZ, O. ....	90
GARCIA VEIGAS, J. ....	6
GIMENO, D. ....	86
GIL CRESPO, P.P. ....	23
GONZALEZ DEL TANAGO, J. ....	123,125
GONZALEZ LOPEZ, J.M. ....	106,110,112
GONZALEZ MARTINEZ, J. ....	70
GONZALEZ-MONTERO, P. ....	136
GRANATA, P. ....	114
GUMIEL, P. ....	131
GUTIRREZ CLAVEROL, M. ....	52
HERMOSIN, M.C. ....	38,40
HERNANDEZ, M.J. ....	10
HERRERO RUBIO, J.M. ....	53
HIGUERAS, P. ....	61
HUERTAS, F.J. ....	25,41
HUERTAS, F. ....	25,41
HURTAS, M.J. ....	146
INSUA, M. ....	96
IRABIEN CULIAS, M.J. ....	56
JIMENEZ MILLAN, J. ....	74
LAGO, M. ....	152,154
LALLENA, P.P. ....	144
LEAL ECHEVARRIA, G. ....	102
LEGUEY, S. ....	36
LERMA, I. ....	115
LIFANTE, G. ....	14
LILLO, J. ....	59
LINARES, J. ....	25,41
LOBON, J.M. ....	11
LOPEZ-AGUAYO, F. ....	27,104,110, 112
LOPEZ BENITO, A. ....	135
LOPEZ CIRIANO, A. ....	80
LOPEZ GALINDO, A. ....	120
LOPEZ GARRIDO, A.C. ....	120
LOREDO PEREZ, J. ....	90
LUNAR, R. ....	47,59,92, 100
LUQUE, C. ....	49,52
MANDADO, J. ....	152
MARCOS, C. ....	2
MARTIN, F. ....	11
MARTIN-IZARD, A. ....	2,131,143
MARTIN RAMOS, J.D. ....	21
MARTINEZ GARCIA, E. ....	49,52
MARTINEZ RUIZ, F. ....	116
MAS, R. ....	108
MATA, M.P. ....	27,104
MEDINA, J. ....	5
MELGAREJO, J.C. ....	127
MERCHAN, J.C. ....	2
MILLAN CHAGOYEN, A. ....	13
MIRAS, A. ....	10,66,68
MONTERRUBIO, S. ....	47
MORALES RUANO, S. ....	58
MORATA CESPEDES, D. ....	160
MOREIRAS, D. ....	2
MORENO, A. ....	36
MORO BENITO, M.C. ....	72
MUÑOZ, I. ....	115,122
NGUYEN THI PHUNG. ....	88
NODAL, T. ....	96
NUNEZ, R. ....	43
ORTEGA, E. ....	32
ORTEGA HUERTAS, M. ....	116,118
ORTEGA MENOR, L. ....	79
ORTIZ FIGUEROA, G. ....	135

ORTIZ HINGELMO, D. ....	55
OSACAR SORIANO, M.C. ....	70
OYARZUN, R. ....	59,100
PALOMO DELGADO, I. ....	116
PANIAGUA, A. ....	94
PEINADO, M. ....	123,146
PELLICER, M.J. ....	148,150
PEREZ, A. ....	110
PEREZ DEL VILLAR, L. ....	72,144
PEREZ INGELMO, J.A. ....	57
PEREZ-SOBA, C. ....	129,146
PESQUERA PEREZ, A. ....	23
PLANA, F. ....	31,84,86
POCOVI, A. ....	154
PODWYSOCKI, M.H. ....	96
POZO, P. ....	36
PRENDES RUBIERA, N. ....	29,34
PRIETO, A.C. ....	3,5,11,104
PUEYO, J.J. ....	6,8
PUIG, A. ....	31
QUEJIDO, A.J. ....	144
QUERALT, I. ....	17,84
QUILEZ, E. ....	77
RAMBAUD, F. ....	136
RAMIREZ OTERINO, A. ....	38
REDONDO, R. ....	36
REGUILON BRAGADO, R. ....	142,143
REYES, E. ....	43
RINCON LOPEZ, J.M. ....	45
RODAS GONZALEZ, M. ....	108
RODRIGUEZ, J. ....	66
RODRIGUEZ GALLEGO, M. ....	1
RODRIGUEZ NAVARRO, C. ....	161
ROSSI, J. ....	133
RUIZ DE ALMODOVAR, G. ....	63
RULL, F. ....	3,4,5,11, 77,104
SAAVEDRA, J. ....	133
SAEZ, R. ....	63
SANCHEZ BELLON, A. ....	118
SANZ, H.G. ....	144
SCHALAMUCK, A. ....	133
SEBASTIAN PARDO, E. ....	118,161
SETTI, M. ....	114
SIERRA, J. ....	59,77,92, 100
SOBRON, F. ....	4
SOLER, A. ....	156,158
SOLER, V. ....	15
SORIANO CARRILLO, J. ....	29,34,161
SUBIAS PEREZ, I. ....	64
SUAREZ, O. ....	136,137,138, 139,140,141
TORNOS, F. ....	148,150
TORRES, J.A. ....	152,154
TOSELLI, A. ....	133
VAQUER, R. ....	152,154
VELASCO ROLDAN, F. ....	2,19,23,53, 55,56
VELILLA, N. ....	74
VENIALE, F. ....	114
VICENTE, R. ....	115
VICENTE MINGARRO, I. ....	45
VILLA, L. ....	136
VILLALBA GORDO, J. ....	86
VILLASECA, C. ....	129,146
VILLENA, J. ....	110
VINDEL CATENA, E. ....	77,79
ZACHMANN, D. ....	154
ZULUAGA, M.C. ....	19

## SULFATOS DE LA PENINSULA IBERICA: ASPECTOS CRISTALOQUIMICOS

RODRIGUEZ GALLEGO, M.

Dpto. de Mineralogía y Petrología. Univ. de Granada.

Tras una breve exposicion sobre el estudio de los sulfatos en la Peninsula Ibérica, famosa por su abundancia en estos materiales y una revisión de las principales especies que conforman su inventario, se describen una serie de especies nuevas para España: Calcoaluminita, Cianotriquita y Espangolita de Albuñol (Granada), Pickeringita de Sierra Nevada (Granada) y Carbonatocianotriquita de Beninar (Almería). Este último es el tercer hallazgo a nivel mundial.

Se proporcionan datos cristalográficos, químicos, ópticos, rayos X (polvo), análisis termoponderal y ambiente geológico.

En una segunda parte se presentan los resultados del refinamiento de la estructura de diferentes especies autóctonas:

1) Sulfatos anhidros: Anhidrita de Cardona, Celestina de Jaén, Thenardita y Glauberita de Villarrubia.

2) Hidroxisulfatos: Jarosita de Rodalquilar.

3) Sulfatos hidratados: Yeso de Fuentes del Ebro.

En una tercera parte se discuten aspectos cristaloquímicos de los Sulfatos minerales y los problemas relacionados con su Clasificación, de acuerdo con los distintos criterios más recientemente propuestos por Povarennykh (1972), Lima de Faria (1983), Hawthorne (1985), Sabelli and Trosti-Ferroni (1985) y Hyde and Andersson (1989).

**LA STOLZITA DE LA TALA (SALAMANCA): RESOLUCION ESTRUCTURAL Y ESPECTRO DE REFLECTANCIA**

MOREIRAS, D. (1); MARCOS, C. (1); GARCIA GRANDA, S. (2); MARTIN-IZARD, A. (1); VELASCO ROLDAN, F. (3); ARRIBAS MORENO, A. (4) Y MERCHAN, J.C. (5)

(1) Dpto. de Geología. Univ. de Oviedo. (2) Dpto. de Química Física y Analítica. Univ. de Oviedo. (3) Dpto. de Mineralogía y Petrología. Univ. del País Vasco. (4) Comisión de las Comunidades Europeas. División XII. Bruselas. (5) Dpto. de Geología. Univ. de Salamanca.

El yacimiento de stolzita de La Tala está situado al este de Guijuelo (provincia de Salamanca) y encaja en los metasedimentos del Complejo Esquisto Grauváquico, y en particular, en la Formación Monterrubio que en esta zona presenta, además de la deformación hercínica, una importante fracturación tardihercínica. En esta región se localizan diversos yacimientos de plomo, tungsteno y plomo-tungsteno (Merchán et al. 1987). En el caso del Pb, el origen es hidrotermal y está en relación con la fracturación tardihercínica. El W, sin embargo, tiene un origen sedimentario metamórfico y está relacionado con la presencia de skarnoides en el área. En el yacimiento de La Tala confluyen ambos tipos de mineralizaciones, encontrándose niveles calcosilicatados con scheelita cortados por fracturas con galena. En la zona de cementación de este yacimiento, donde se encuentran las dos mineralizaciones, es donde aparece la stolzita (WO<sub>4</sub>Pb, tetragonal) por removilización conjunta durante la alteración supergénica de las menas de W y de Pb. El análisis por microsonda de diferentes cristales ha puesto de manifiesto que se trata de un mineral muy puro, en el que sólo de forma local se localizan trazas de Mo.

Se conocen datos de difracción de polvo de muestras de otros yacimientos, pero hasta hoy no hay constancia de que se trabajase en su estructura sobre difracción por monocristal. Se le suponía, y lo hemos confirmado, una estructura tipo scheelita, grupo espacial I4<sub>1</sub>/a, con a=5,454 c=12.039Å; la toma de datos e efectuó con un difractómetro Enraf-Nonius CAD4 y se resolvió la estructura por métodos estándar, refinándose anisotrópicamente con los programas SHELX86 (Sheldrick, 1985) y SHELX76 (Sheldrick, 1976). Dado que el cristal presenta una absorción intensa ( $\mu_{\text{Mo K}\alpha}$ =800cm<sup>-1</sup>) se realizaron dos correcciones de absorción. El factor de acuerdo final resultó R=0.06 basado en 161 reflexiones independientes de intensidad I>3σ(I) y refinando 14 parámetros. Los factores térmicos, así como los aspectos geométricos de la estructura están en buen acuerdo con los datos de la estructura de la scheelita (Kay et al. 1964).

También se han determinado las curvas de dispersión de la reflectancia, para 16 longitudes de onda del espectro visible, medidas sobre secciones elongadas paralelas a [001]. Los valores obtenidos, próximos pero algo inferiores a los de la wolframita y mucho más elevados que los de la scheelita, dibujan espectros bastante planos, manifestando una débil birreflectancia (menor del 1%), con la máxima reflectividad paralela a los prismas. Con estas medidas se han calculado las constantes ópticas, obteniéndose una dispersión poco importante para el índice de refracción (n=2.3 a 2.5) y valores del coeficiente de absorción muy bajos (k<0.3), propios de minerales semitransparentes.

Kay, M.J., Frazer, B.C. Almodóvar, I. (1964). *J. Chem. Phys.*, 40, 504.  
 Merchán, J.C., Martín-Izard, A. Arribas, A. (1987). *Studia Geologica Salm.*, 24, 177.  
 Sheldrick, G.M. (1976). SHELX, A program for crystal structure determination, University Chemical Laboratory, Cambridge, England.  
 Sheldrick, G.M. (1985). SHELX86, "Crystallographic Computing 3" 175-189 Sheldrick, G.M., Kruger, C. and Goddard, R. Eds, Clarendon Press, Oxford.

	Pb	W	O
x/a	0.0000	0.0000	0.1415(44)
y/b	0.2500	0.2500	0.0168(45)
z/c	0.6250	0.1250	0.0438(18)
U11	0.0192(10)	0.0143(9)	0.0190(114)
U22	0.0192(10)	0.0143(9)	0.0222(126)
U33	0.0135(14)	0.0130(14)	0.0111(89)
U23			0.0035(104)
U13			-0.0162(97)
U12			-0.0095(100)

**ESTUDIO DEL PROCESO DE REHIDRATACION DE LA BASANITA MEDIANTE ESPECTROSCOPIA IR Y RAMAN**

ALIA, J.M. (1); RULL, F. (2); ALVAREZ, J.L. (2); GARCIA, A.R. (2)  
Y PRIETO, A.C. (2)

- (1) Lab. de Edafología y Mineralogía. Univ. de Castilla la Mancha. Ciudad Real.  
(2) Dpto. de Física de la Materia Condensada, Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Valladolid.

Debido a la ausencia (al menos en nuestro conocimiento) de un modelo microscópico preciso sobre el proceso reversible de deshidratación parcial del yeso, se ha emprendido una serie de trabajos, usando como técnica la espectroscopía Raman e IR, que comprenden:

- a) Estudio del papel dinámico vibracional de las moléculas de agua de hidratación en el yeso y la basanita (Alía, 1989; Rull y Alía, 1990).  
b) Estudio del proceso de deshidratación parcial del yeso (Rull et.al., 1989) y  
c) Estudio del proceso de rehidratación de la basanita.

El presente trabajo se consagra a este último aspecto donde los resultados obtenidos permiten verificar la reversibilidad del proceso deshidratación-rehidratación desde el punto de vista vibracional.

La espectroscopía permite además profundizar en el mecanismo microscópico del proceso, al poder seguir con detalle la evolución de los modos internos de las moléculas de agua y su interacción con los grupos sulfato.

Finalmente, los resultados nos han permitido confirmar algunas de las ideas previamente expresadas (Rull y Alía, 1990), sobre el papel que el agua de hidratación juega en la estructura dinámico-vibracional de estos importantes sulfatos minerales.

**REFERENCIAS**

ALIA J.M. (1989), "Estudio espectroscópico vibracional de ciertas propiedades de la familia mineral Yeso/Basanita/Anhidrita". Tesis Doctoral. Universidad de Valladolid.

RULL F. , ALIA J.M., ACOSTA A. (1989), "Estudio de la deshidratación del Yeso mediante Espectroscopía Infrarroja." Bo. Soc. Esp. Min. 12, pp. 161-168.

RULL F. ,ALIA J.M. (1990), "Papel dinámico estructural de las moléculas de agua de hidratación en Yeso (CaSO .2H O)". Bo. Soc. Esp. Min. (Aceptada).

## ANÁLISIS DE LA CINÉTICA DE REHIDRATACION DE LA BASANITA

SOBRON, F. (1); RULL, F. (2); ALVAREZ, J.L. (2); GARCIA, A.R. (2)  
Y ALIA, J.M. (3)

- (1) Dpto. de Ingeniería Química. Univ. de Valladolid.
- (2) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Valladolid.
- (3) Dpto. de Edafología y Mineralogía. Univ. de Castilla la Mancha. Ciudad Real.

En la hidratación de la basanita para obtener yeso se libera el suficiente calor para producir variaciones notables en la temperatura del medio.

Este hecho hace posible el seguimiento cinético de la hidratación a través del cambio térmico observado y, por consiguiente, deducir los posibles mecanismos macroscópicos involucrados en el proceso.

La metodología experimental seguida consiste esencialmente en un vaso tipo Dewar, suficientemente calorifugado, en cuyo interior existe un sensor térmico (termistor) conectado a un ordenador.

Inicialmente se introduce la cantidad apropiada de agua a la temperatura de inicio del proceso y, seguidamente, la cantidad requerida de basanita y yeso, en proporciones determinadas, a la misma temperatura.

El proceso avanza en el tiempo, detectándose un primer período, llamado de inducción, en el cual la temperatura prácticamente no varía, siguiendo una segunda etapa caracterizada por una variación de la temperatura de tipo sigmoide. En el ordenador se almacenan los datos tiempo-temperatura.

Se han realizado diversas experiencias, variando tanto la temperatura inicial como la relación basanita-yeso, observando que la hidratación de basanita no sigue un modelo convencional cinético, por cuanto una elevación de la temperatura inicial no acelera la cinética, sino todo lo contrario, produciéndose además variaciones en el salto total térmico.

A tenor de los resultados obtenidos se ha podido postular el posible mecanismo cinético que es discutido en relación con los estudios cinéticos microscópicos realizados utilizando técnicas espectroscópicas.

## ESPECTROSCOPIA IR Y MICRO-RAMAN DE FILOSILICATOS: I. TALCÓS

RULL, F. (1); MEDINA, J. (1); PRIETO, A.C. (1); DEL VALLE, A. (1); ALIA, J.M. (2) Y ACOSTA, A. (2)

(1) Dpto. de Física de la Materia Condensada, Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Valladolid.

(2) Lab. de Edafología y Mineralogía. Univ. de Castilla la Mancha. Ciudad Real.

El objetivo general de este trabajo es el intentar establecer pautas de aplicación de la espectroscopía IR y Raman (particularmente Micro-Raman) a la caracterización analítica y estructural de filosilicatos en contraste con otras técnicas como la DRX y el análisis químico.

Se aborda en este caso el estudio de una serie de talcos procedentes de yacimientos españoles y de diversos países desde un punto de vista químico, estructural y vibracional.

El análisis detallado de la dinámica vibracional de las diversas unidades constitutivas de la estructura y susceptibles de producir modos de vibración "internos" (grupos OH, grupos silicatos y grupos octaédricos) permite obtener información semi-cuantitativa de las sustituciones catiónicas.

Información sobre la presencia de cloritas y de carbonatos asociados al talco ha sido obtenida mediante el estudio del perfil de banda de los modos de tensión Si-O por medio de un método de auto-resolución espectral por transformada de Fourier.

Los resultados cuantitativos obtenidos se correlacionan con los obtenidos mediante DRX y análisis químico discutiéndose finalmente los límites de aplicabilidad y las ventajas e inconvenientes de las técnicas espectroscópicas frente a los métodos clásicos citados.

## LAS INCLUSIONES FLUIDAS EN CRISTALES DE SAL

GARCIA VEIGAS, J. (1); PUEYO, J.J. (2) Y AYORA, C. (3)

- (1) Lab. de Investigación en Formaciones Salinas.
- (2) Dpto. de Geoquímica, Petrología y Prosp. Geológica.
- (3) Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Depósitos Min. Univ. de Barcelona.

Una de las características petrográficas más importantes de la halita precipitada en medios evaporíticos es la gran abundancia de inclusiones fluidas que presenta. Dichas inclusiones deben entenderse como el resultado de la generación de defectos durante el crecimiento de los cristales, que se producen por la existencia de una diferencia en la velocidad de crecimiento entre las aristas del cristal respecto a las caras del mismo. Este fenómeno provoca la formación de cristales de sal de tipo "tolva" o "hopper crystals" (Dellwing, 1955) característicos de medios hipersalinos, tanto continentales como marinos. La alta tasa de evaporación, junto a otros parámetros, da lugar a la nucleación de cristales que crecen, bien en la interfase aire-agua o, dentro de la salmuera. En medios someros, tales como las salinas de evaporación, los núcleos cristalinos caen a la interfase agua-sedimento. Si existe una sobresaturación sin ulterior nucleación, se producirá un crecimiento preferente según los ejes ternarios orientados hacia la superficie. De esta manera tiene lugar el desarrollo de texturas de tipo "chevron" (Arthurton 1973).

Tanto para la halita tipo "hopper" como "chevron" la tasa de evaporación es muy elevada, y por tanto, la velocidad de crecimiento cristalino alta. Las aristas del cubo se desarrollan a mayor velocidad que la zona central de las caras (100), lo que provoca la generación de numerosas inclusiones de salmuera. Este fenómeno se traduce en una disposición de bandas ricas en inclusiones, siempre paralelas a las caras del cristal ("cloudy crystals"). La fina alternancia de bandas ricas y bandas sin inclusiones se considera como el resultado de variaciones en la velocidad de crecimiento cristalino provocadas por fluctuaciones diarias en la tasa de evaporación. Durante el día la evaporación así como la velocidad de crecimiento son más altas, y por tanto, hay un mayor desarrollo de defectos cristalinos e inclusiones. Por la noche los cristales crecen más lentamente generando pocos defectos.

En el momento de la cristalización las inclusiones consisten en cavidades alargadas, irregulares, paralelas a las caras del cubo. Durante la diagénesis temprana tiene lugar un proceso de microdisolución-reprecipitación que provoca el estrangulamiento ("necking down") de las mismas y la formación de cavidades menores con tendencia a adquirir formas de equilibrio, que en el caso de la halita corresponden a cubos ("negative crystals")

En las formaciones salinas que han sufrido halocinesis la movilización de fluidos diagenéticos puede haber provocado la recristalización de la sal a ritmo relativamente lento. En dicho caso las inclusiones se presentarán asociadas a planos de exfoliación, microfracturas o bordes de grano. En las unidades salinas que no han sido completamente recristalizadas se pueden

encontrar tanto inclusiones primarias, que contendrán parte de las salmueras originales de la cuenca sedimentaria, como inclusiones secundarias que representarán fluidos diagenéticos movilizadas.

Las inclusiones primarias suelen mantener hábitos cúbicos, presentando o no fase vapor, es frecuente que contengan fases sólidas en el interior como cristales atrapados durante la formación del cristal (anhidrita, arcillas, cuarzo, celestina, etc.) o cristales precipitados a partir de la salmuera incluida (yeso, silvita, carnalita, bischofita, etc.)

Las inclusiones secundarias muestran una mayor complejidad pudiendo ser líquidas o gaseosas. Las morfologías son irregulares y, normalmente, no llegan a adquirir formas de equilibrio. Las fases sólidas pueden ser tanto minerales hijos como cristales atrapados durante la recristalización. Estos fluidos pueden dar lugar a nuevas paragénesis minerales por interacción de las fases primarias con los fluidos tardíos.

El análisis de inclusiones fluidas permite por tanto: a/ conocer la composición y naturaleza de las salmueras originales retenidas en las inclusiones primarias, y la evolución de dichas salmueras a lo largo de una serie estratigráfica, y b/ conocer la composición y naturaleza de los fluidos que han intervenido en la diagénesis, así como el mecanismo de interacción de estos fluidos con las fases minerales primarias para dar lugar a nuevas paragénesis.

Actualmente se están aplicando diferentes técnicas analíticas (microtermometría, microsonda, microsonda Raman, microscopía de infrarrojos, microscopía electrónica con estativo criogénico, análisis isotópico, etc.) con objeto de conocer mejor las características geoquímicas de los fluidos atrapados en la sal y conseguir una mayor información sobre su historia y comportamiento futuro.

#### BIBLIOGRAFIA

- ARTHURTON, R.S. (1973). Experimentally produced halite compared with Triassic layered halite-rock from Cheshire, England. Sedimentology 20: 145-160
- DELLWING, L. (1955): Origin of the saline Salt of Michigan. Jour. Sed. Petrol. 25: 83-110
- ROEDDER, E. (1984): The fluids in salt. American Mineral. 69: 413-439.

## EL CONTENIDO EN AGUA EN LAS FORMACIONES SALINAS

DE LAS CUEVAS, C. (1) Y PUEYO, J.J. (2)

- (1) Lab. de Investigaciones en Formaciones Salinas LIFS.  
(2) Dpto. de Geoquímica. Univ. de Barcelona.

Debido a su génesis y a su composición mineralógica las formaciones salinas contienen un pequeño porcentaje de agua. La cantidad de agua presente en la sal de mina es muy variable pudiendo llegar a ser muy baja en sales diapíricas (30 ppm) o llegar a tener cantidades superiores al 1 % en formaciones salinas estratiformes (Roedder 1984). En el caso de las salinas actuales la sal puede presentar contenidos superiores al 2 %. Según el mencionado autor el hecho de que las sales diapíricas tengan menos cantidad de agua se debe a que esta se expulsa en fenómenos de recristalización durante el diapirismo.

El agua se halla (Jockwer, 1981; Roedder y Basset, 1981) en tres formas diferentes: inclusiones fluidas intragranulares, agua de composición en minerales hidratados y agua intergranular ligada por adsorción a los bordes de grano.

Uno de los métodos más adecuados para determinar el contenido en agua de las rocas salinas es la termogravimetría. Problemas surgidos en la medida de tan pequeñas cantidades (contaminación por humedad durante la manipulación y, sobre todo, destrucción de las inclusiones fluidas en la molturación) han tenido que ser subsanados utilizando una granulometría entre 2 y 3 mm y una cantidad de muestra de 1 g. Ello ha provocado decrepitación que hemos obviado en la mayor parte de los casos utilizando un crisol especial.

Los termogramas han sido realizados en el intervalo de temperatura entre 20 y 450 ° C, velocidad de calentamiento de 5 ° C/min y atmósfera de argón. En ellos se ha podido diferenciar, en la mayor parte de los casos, si el agua está en forma de inclusiones fluidas intragranulares, formando parte de minerales hidratados o bien como agua intergranular. Se ha podido cuantificar la cantidad de minerales hidratados por debajo del 1 % en peso (hasta un 0,2 % para la polihalita y un 0,1 % para el yeso), por debajo del límite de detección mediante difracción de rayos X.

Los análisis termogravimétricos deben complementarse, en el tema que nos ocupa, con estudios microscópicos sobre lámina delgada para asegurar la determinación mineralógica precisa de las fases hidratadas y controlar la existencia y naturaleza de las inclusiones fluidas.

En la figura 1 se muestran 3 termogramas. El termograma A corresponde a halita que tiene agua en forma intergranular (0.08 % en peso). El termograma B corresponde a halita con agua intergranular (0.26 % en peso) e inclusiones fluidas intragranulares (0.23 % en peso). Finalmente, el termograma C corresponde a halita con yeso (0.28 % en peso en forma de agua), polihalita (0.52 % en peso en forma de agua) e inclusiones fluidas intragranulares (0.24 % en peso).

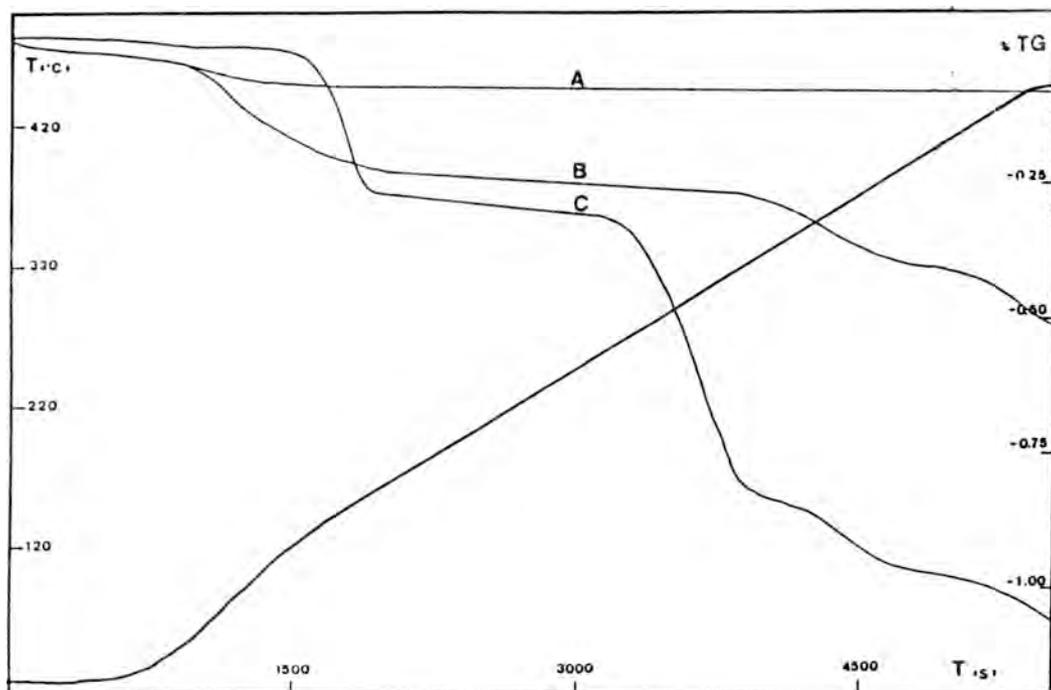


Figura 1: Perdidas de peso en tres muestras salinas. En la muestra A se observa una sola perdida debida a agua intergranular. En la muestra B se observan dos perdidas de peso: la primera debida a agua intergranular y la segunda a las inclusiones fluidas intragranulares. Finalmente en la C se observan 3 perdidas de peso: la primera y la segunda debidas respectivamente, al agua de composición de yeso y polihalita, y la tercera a las inclusiones fluidas intragranulares.

#### BIBLIOGRAFIA

- Jockwer, N. (1981): Untersuchungen zu Art und Menge des im Steinsalz des Zechsteins enthaltenen Wassers sowie dessen Freisetzung und Migration im Temperaturfeld endgelagerter radioaktiver Abfälle. Bericht GSF-T.119, 134 pp
- Roedder, E (1984): The fluids in salt. Am. Mineralogist. Vol 69, 413-439
- Roedder, E y Basset, R.L. (1981): Problems in determination of the water content of rock salt samples and its significance in nuclear waste storage siting. Geology. Vol 9, 525-530

## ESTUDIO TERMICO DE ALLANITAS NATURALES

MIRAS, A.; HERNANDEZ, M.J.; FORTEZA, M. Y ALVAREZ, M.A.

Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola. Univ. de Sevilla.

El presente trabajo tiene por objeto el estudio de las transformaciones estructurales provocadas en allanita como consecuencia de su tratamiento térmico. Para ello, se han seleccionado diferentes cristales de allanita  $(R,Ca)_2(Fe,Al)_3Si_3O_{12}(OH)$  de muestras procedentes de la Mina Nueva Vizcaya (Burguillos del Cerro, Badajoz).

Se presenta un estudio de cristales de allanita por DRX, IR y ATD-TG, así como la determinación de sus propiedades ópticas. En función de estos resultados es posible concluir un bajo grado de metamictización para las muestras en estudio. Se discuten y comparan los resultados obtenidos por DRX después del tratamiento térmico de las muestras a diferentes tiempos y temperaturas.

Finalmente, se comprueba que la deshidratación de la allanita tiene lugar en una sola etapa evidenciando una única conformación para los grupos (OH) presentes en su estructura.

## ESTUDIO TERMICO DE CLORITAS TRIOCTAEDRICAS NATURALES

PRIETO, A.C.; MARTIN, F.; LOBON, J.M. Y RULL, F.

Dpto. de Física de la Materia Condensada, Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Valladolid.

Se han estudiado ocho muestras procedentes de los Museos Nacional de Historia de Paris y de Historia Natural de Berna, cuatro de ellas son láminas cristalinas de alta calidad óptica y las cuatro restantes están como agregados microcristalinos en rocas matrices. Todas ellas son especies minerales naturales representativas de los diversos polos de las soluciones sólidas del tipo Cloritas trioctaédricas.

Sus parámetros cristaloquímicos, composición química y estructura dinámica fueron determinados mediante DRX (en polvo desorientado y agregado orientado), análisis puntual por Microsonda Electrónica y Espectroscopias FTIR y micro-Raman, encontrándose recogidos en anteriores trabajos (Prieto et al. 1989a y b).

El estudio térmico se ha efectuado mediante el análisis de los correspondientes termogramas TG y DTG, en el rango 100 - 1000 °C, completándose con una determinación de parámetros cinéticos de las diversas etapas de descomposición producidas. El seguimiento de estos procesos se ha efectuado mediante la obtención y análisis de los respectivos registros espectroscópicos micro-Raman sobre muestras tratadas térmicamente entre el rango de temperaturas citado.

Finalmente se discute y pone de manifiesto la correlación existente entre las diversas etapas de descomposición de Cloritas Trioctaédricas y su composición, a través de las relaciones de sustitución catiónica, tanto en la capa tetraédrica como en las capas octaédricas. Todo ello se avala con el seguimiento espectroscópico de las muestras en función de la temperatura, atribuyendo los diversos saltos térmicos producidos en cada mineral, a los distintos cambios estructurales, y sus intervalos de temperatura a la variada composición existente entre las Cloritas objeto de este estudio.

Prieto, A.C., Dubessy, J. y Cathelineau, M., "Spectroscopie vibrationnelle des chlorites trioctaédriques. Resultats préliminaires". Georaman 82, Toulouse (Francia), procc. J.Raman Spectros. 1989 (en prensa).

Prieto, A.C., Dubessy, M., Cathelineau, M. y Rull, F., "Estudio y caracterización de Cloritas Trioctaédricas por espectroscopia Raman e Infrarroja". IX Reunión de la S.E.M., Valladolid (España), Bol.Soc.Esp.Min. 12.1., p15 (1989).

## APLICACIONES DE LA DATACION ABSOLUTA POR TERMOLUMINISCENCIA

ARRIBAS, J.G. (1); BENEITEZ, P. (2) Y CALDERON, T. (1)

(1) Dpto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica.

(2) Dpto. de Química Física Aplicada. Fac. de Ciencias.  
Univ. Autónoma de Madrid.

La datación absoluta por termoluminiscencia (TL) es una técnica con grandes posibilidades de aplicación, tanto en el terreno arqueológico (Aitken, 1985) como en el geológico. El hecho de datar sucesos térmicos permite su uso en vulcanismo (May, 1977), siendo su límite máximo de un millón de años aproximadamente. Mediante una variación de la técnica es posible a su vez datar sedimentos (Wintle & Huntley, 1982), suelos y loess (Wintle et al., 1984). Respecto a su aplicación en arqueología está ya siendo aplicado con éxito en yacimientos españoles (Arribas et al., 1989).

En el presente trabajo se hace una exposición de las características que debe tener una muestra para ser datada mediante esta técnica, la instrumentación necesaria y, finalmente, una relación de los distintos campos en los cuales se ha aplicado hasta ahora.

Aitken, M.J. (1985) Thermoluminescence Dating Academic Press

Arribas, J.G.; Calderón, T.; Blasco, C. (1989) "Datación absoluta por termoluminiscencia : un ejemplo de aplicación arqueológica." *Trabajos de Prehistoria* 46, 231-246.

May, R.J. (1977) "Thermoluminescence dating of Hawaiian alkalic basalts." *Journal of Geophysical Research* 82, 3023-3029.

Wintle, A.G.; Huntley, D.J. (1982) "Thermoluminescence dating of sediments." *Quaternary Science Reviews* 1, 31-53.

Wintle, A.G.; Shackleton, N.J.; Lautridou, J.P. (1984) "Thermoluminescence dating of periods of loess deposition and soil formation in Normandy." *Nature* 310, 491-493.

## TERMOLUMINISCENCIA DE PIROMORFITAS

MILLAN CHAGOYEN, A. (1); GARCIA GUINEA, J. (2) Y CALDERON, T.

- (1) Dpto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Univ. Autónoma de Madrid.
- (2) Dpto. de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. Madrid.

Se han caracterizado muestras de piromorfita de cinco yacimientos españoles mediante DRX, ATD-TG, Absorción Atómica - FRX y Termoluminiscencia.

Las diferencias mas significativas encontradas se refieren al número de picos de TL, posición de los mismos y respuesta a la radiación beta.

Obviamente, todas las piromorfitas están asociadas a mineralizaciones de galena. Sin embargo, los modelos de yacimiento son muy diferentes, Reocin (Santander) Pb-Zn masivo cretácico; Santa Eufemia (Cordoba), hidrotermalismo en cuarcitas silúricas; Horcajo (Ciudad Real), mineralizaciones en metapelitas; Brechas cuarcíferas mineralizadas de Montoro (Cordoba); Filones en el granito de los Pedroches, Villanueva de Cordoba (Cordoba).

La caracterización fisicoquímica y sobre todo termoluminiscente de piromorfitas de estos yacimientos se puede utilizar para establecer algunas hipótesis sobre los procesos supergénicos.

## LUMINISCENCIA FOTOESTIMULADA DEL $Mn^{2+}$ EN APATITO

LIFANTE, G. (1) Y CALDERON, T. (2)

- (1) Dpto. de Física Aplicada. Univ. Autónoma de Madrid.  
(2) Dpto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Univ. Autónoma de Madrid.

Se estudia en este trabajo la luminiscencia, a baja temperatura (Nitrógeno Líquido), bajo excitación UV-VIS (excitación-emisión) de cristales de apatito, color verde, procedentes de la Panasqueira (Portugal), con objeto de caracterizar posibles impurezas relacionadas con el color.

La estructura de bandas detectada en excitación (225, 320, 340, 347, 359, 403, 413, 431 y 480 nm), corresponde a aquella asociada al ión  $Mn^{2+}$  en un campo de simetría cúbica, con  $Dq = 830 \text{ cm}^{-1}$ . El espectro de emisión observado consiste en una única banda centrada a 569 nm asociada a transiciones  ${}^6G(T_{1g}) \rightarrow {}^6A_1$ , con un valor de campo cristalino  $Dq = 1200 \text{ cm}^{-1}$ .

El espectro de absorción no revela la estructura de bandas del ión  $Mn^{2+}$ , debido probablemente a las fuertes reticciones impuestas por las reglas de selección para este ión.

## ANÁLISIS DE POTASIO EN MUESTRAS NATURALES POR CONTAJE DE RADIACION BETA

ESPAÑA, E. (1); SOLER, V. (2); CALDERON, T. (3) Y BENEITEZ, P. (4)

- (1) Dpto. de Química Física Aplicada. Fac. de Ciencias. Univ. Autónoma de Madrid.
- (2) Inst. Recursos Naturales y Agrobiología. Tenerife.
- (3) Dpto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Fac. de Ciencias. Univ. Autónoma de Madrid.

El elevado interés que presenta el potasio en diversos campos de la ciencia del suelo, ha obligado a una continua investigación a cerca de las distintas formas en que se presenta así como, al desarrollo de nuevas técnicas más precisas, eficaces y rápidas para su determinación.

El presente trabajo tiene por objeto la determinación del contenido de potasio en muestras naturales (suelos, cerámicas, feldespatos, halogenuros, etc.), mediante la medida de la actividad beta producida por el K-40, con un sistema de contaje del tipo Geiger-Muller. Puesto que esta técnica ya ha sido anteriormente contrastada por estos autores, con medidas realizadas para cerámicas, mediante el empleo de técnicas tales como fotometría de llama y fluorescencia de rayos-X, obteniéndose buena concordancia en los resultados, lo que se pretende ahora es hacer una ampliación del método en cuanto al número de muestras y tipo de las mismas, contrastando los resultados con los obtenidos mediante espectrometría gamma.

En un estudio llevado a cabo sobre la influencia del espesor de las muestras en la actividad, se pudo comprobar el efecto debido a fenómenos de autoabsorción que tienen lugar en la propia matriz. El número de cuentas por hora (c.p.h.) variaba linealmente con las cantidades de muestra y densidades de area manejadas, hasta alcanzar un valor, a partir del cual, para valores superiores se producían pérdidas en la señal debidas a procesos de autoabsorción. Este valor límite corresponde a 1,0 gr de muestra y, en consecuencia, este fue el peso utilizado en posteriores estudios. Para la determinación de su actividad beta, primeramente se realizó un fino triturado de la muestra y 1,0 gr de la misma se colocó en un soporte metálico que posteriormente se introdujo en el contenedor de plomo del sistema, a una distancia de la ventana del detector que proporcionaba una eficiencia óptima de contaje. El tiempo transcurrido para las lecturas de actividad fue de 4 horas.

En estas condiciones de trabajo, el contenido de potasio de la muestra bajo estudio viene determinado por el cociente entre su actividad y el factor de calibrado obtenido experimentalmente, para lo cual, fue necesario como paso previo, realizar una calibración del sistema mediante 4 patrones de  $KCl$ ,  $C_6H_5O_4K$ ,  $NO_3K$  y  $SO_4K_2$ . Hay que tener en cuenta que los suelos contienen además pequeñas cantidades de U y Th que contribuyen a la radiación beta total, cantidades que en la mayor parte de los suelos son de aprox. 3 ppm de U y 10 ppm de Th. Se ha comprobado mediante el estudio de muestras standard de pechblenda y monacita, que contenidos en U y Th de 1,5 ppm conducen a una radiación beta igual a la correspondiente a 0,31 y 0,07 % de K, respectivamente. Consecuencia de este hecho fue la necesidad de corregir los valores de % de K obtenidos con la contribución correspondiente al U y Th.

La principal ventaja de este método de análisis es que se trata de un método no destructivo, es decir, permite el empleo de la misma muestra para otros estudios posteriores (espectrometría de infrarrojo y ultravioleta, difracción de rayos-X, etc.). Además las muestras bajo estudio no necesitan una preparación preliminar, como ocurre en el caso de las muestras estudiadas mediante fotometría de llama, absorción atómica, etc., que una vez trituradas hay que realizar un ataque total de las mismas con una mezcla de  $HF$ ,  $HNO_3$  y  $HClO_4$ , con lo cual, este método no solamente proporciona una gran precisión en la medida, sino que goza de una gran rapidez para la obtención de resultados. Esto, unido a su bajo coste y al desarrollo de sistemas multicontadores con varios elementos contadores integrados en la misma unidad mecánica, facilita que un gran número de muestras sean determinadas, incluso de forma simultánea. En consecuencia, se trata de un método muy adecuado para análisis rutinarios de potasio en muestras naturales del tipo de las aquí indicadas.

## CARACTERIZACION MINERALOGICA DE PARTICULAS ATMOSFERICAS

QUERALT, I. (1) Y BATLLE, A. (2)

- (1) Inst. de Investigaciones Geológicas, Jaime Almera. CSIC. Barcelona.
- (2) Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Depósitos Minerales. Univ. de Barcelona.

El conocimiento de la composición mineralógica y química de las partículas atmosféricas, tanto de origen primario como aquellas de formación secundaria es de gran importancia para determinar las fuentes productoras de tipo natural o antropogénica (Barrie, 1988), conocer las reacciones de formación y determinar qué parámetros atmosféricos influyen en el proceso para la prevención y, en su caso, adopción de medidas correctoras (Bretschneider et al., 1987).

La precisa caracterización y cuantificación del particulado presente en la atmósfera no es únicamente de interés para estudios de contaminación atmosférica sino que también puede suministrar importantes datos para una mayor eficacia de estudios de meteorización, de análisis y balance de cuencas sedimentarias actuales (Carder et al. 1986) o de áreas sometidas a procesos erosivos, así como para conocer los mecanismos de degradación superficial de materiales pétreos.

La utilización de técnicas analíticas de uso habitual en mineralogía (difracción de rayos X, microscopía electrónica con microanálisis, análisis de imagen, etc.) son habituales para la identificación de las fases presentes y su distribución métrica, lo que permite obtener información acerca del origen del material en suspensión y sus variaciones espacio-temporales (Roberts, 1988).

En el presente trabajo se estudian las principales características del material en suspensión atmosférica presente en el área urbana de Barcelona, procedente de los muestreos sistemáticos de la red municipal de control de la contaminación urbana, durante el último trimestre del año 1989. Para ello se han utilizado técnicas de difracción, microscopía electrónica y fluorescencia de rayos X siguiendo las metodologías de Biggins y Harrison (1979) y Roberts (1988).

En las muestras se presentan cuarzo, hematites, yeso, feldespatos, así como diversos filosilicatos, conjuntamente con partículas de origen antropogénico (cenizas volantes, partículas con elevado contenido metálico, ...). Las observaciones permiten concluir unas fuertes variaciones temporales, tanto en el contenido como en la tipología del material. Las oscilaciones climáticas determinan la presencia de sulfatos de neoformación característicos de los aerosoles de regiones costeras de tipo urbano.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Barrie, L. A. (1988): Aspects of atmospheric pollutant origin and deposition revealed by multielemental observations at a rural location in eastern Canada. *J. Geophysical Res.* 93, 3773-3788.
- Biggins, P. D. E., Harrison, R. M. (1979): The identification of specific chemical compounds in size fractionated atmospheric particulates collected at urban sites. *Atmos. Environm.* 13, 1213-1216.
- Bretschneider, B., Kurfurst, J. (1987): Air pollution control technology. Elsevier Pub. 296 p.
- Carder, K. L., Steward, R. G., Betzer, P. R. (1986): Dynamics and composition of particles from an eolian input event. *J. Geophysical Res.* 91, 1055-1066.
- Wang, M. X. (1988): Chemical characteristics and source of aerosols in a city. In "Atmospheric aerosols and nucleation". P. E. Wagner ed. Springer-Verlag. 729 p.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean dejar patente su agradecimiento a la Unidad Operativa de Gestión Ambiental del Ayuntamiento de Barcelona por la cesión del instrumental de muestreo necesario para la realización del trabajo, así como a los Sres. Xavier Alcobé y Ramón Fontarnau de los Servicios de Difracción de rayos X y de Microscopía electrónica de la Universidad de Barcelona por la colaboración prestada.

## ESTIMACION SEMICUANTITATIVA DE INTERESTRATIFICADOS I/S DEL TIPO IS E ISII, EN MEZCLAS CON ILLITA DISCRETA

AROSTEGUI, J. ; ZULUAGA, M. C. Y VELASCO, F.

Dpto. de Mineralogía y Petrología. Univ. del País Vasco. Bilbao.

Este método utilizado de forma rutinaria en nuestro laboratorio, permite diferenciar semicuantitativamente contenidos de hasta el 5% en series de muestras de composición homogénea. Es particularmente válido para la determinación del porcentaje de interestratificados de illita/esmectita (I/S) con baja proporción de capas hinchables (ISII) en presencia de illita discreta, como ocurre en la mayor parte de las rocas sedimentarias pelíticas de madurez diagenética elevada (Arostegui et al, 1986, 1989). El método, conlleva previamente la identificación cualitativa del tipo de orden de los interestratificados I/S. Rutinariamente se efectúa por la comparación de los perfiles de difracción de R-X de los agregados orientados, sin tratamiento y solvatados con etilenglicol (Reynolds y Hower, 1970) correspondientes a la muestra a cuantificar y a partir de la medida de los parámetros BBI y  $\Delta^{\circ}2\theta$  de Srodon (1984) en los difractogramas de etilenglicol:

$$\text{IS (15\%-50\% Sm)} \rightarrow \text{BBI} \geq 4^{\circ}2\theta; \quad \Delta^{\circ}2\theta = 7^{\circ}\text{-}8^{\circ}$$

$$\text{ISII (< 15\% Sm)} \rightarrow \text{BBI} \leq 3,5^{\circ}2\theta; \quad \Delta^{\circ}2\theta > 8^{\circ}$$

Una vez identificado el orden del interestratificado, se procede a la estimación semicuantitativa del mismo, la cual se realiza preferentemente en los difratogramas de etilenglicol. Para ello se mide el área de la reflexión  $10\text{\AA}$ - $14\text{\AA}$  y se le aplica un factor reflectante proporcional al contenido en esmectita de dicho interestratificado: 2,5 para IS y 1,75 para ISII.

La media del área de la reflexión correspondiente a IS ( $\sim 12\text{\AA}$ ) no presenta ninguna dificultad dado que aparece en una región del difractograma, relativamente "limpia" (Fig. 1a)). Sin embargo la reflexión a utilizar para ISII ( $\sim 11\text{\AA}$ ) se solapa frecuentemente con la reflexión (001) de la illita, a  $10\text{\AA}$ . Por ello lo que en general aparece en los difractogramas de muestras con illita e ISII es una ancha y normalmente asimétrica reflexión a  $\sim 10\text{\AA}$ . Parte de esta reflexión corresponde a la illita y otra parte, al interestratificado ISII.

Para asignar el área correspondiente a cada fase se parte del hecho de que la reflexión a  $10\text{\AA}$  de la illita 100% no sufre modificación con posterioridad al tratamiento con etilenglicol. Así mismo la traza correspondiente a alto ángulo  $2\theta$  de dicha reflexión no se ve normalmente afectada en los 2/3 superiores de la misma, por la presencia de interestratificados I/S coexistiendo con la illita. El área correspondiente a ISII se obtiene (Fig. 1b) procediendo de la siguiente manera:

- 1) Se determina la línea de fondo del difractograma.
- 2) Se dibuja la vertical, desde el punto mas alto de la traza de alto ángulo de la reflexión a  $10\text{\AA}$  (I+ISII).
- 3) A partir del punto medio de la vertical se dibuja, simétricamente a la traza de alto ángulo, la de bajo ángulo supuestamente perteneciente a la illita.

La región intermedia entre la traza obtenida y la de bajo ángulo del difratograma (I+ISII) es asignada a ISII y evaluada mediante planimetría.

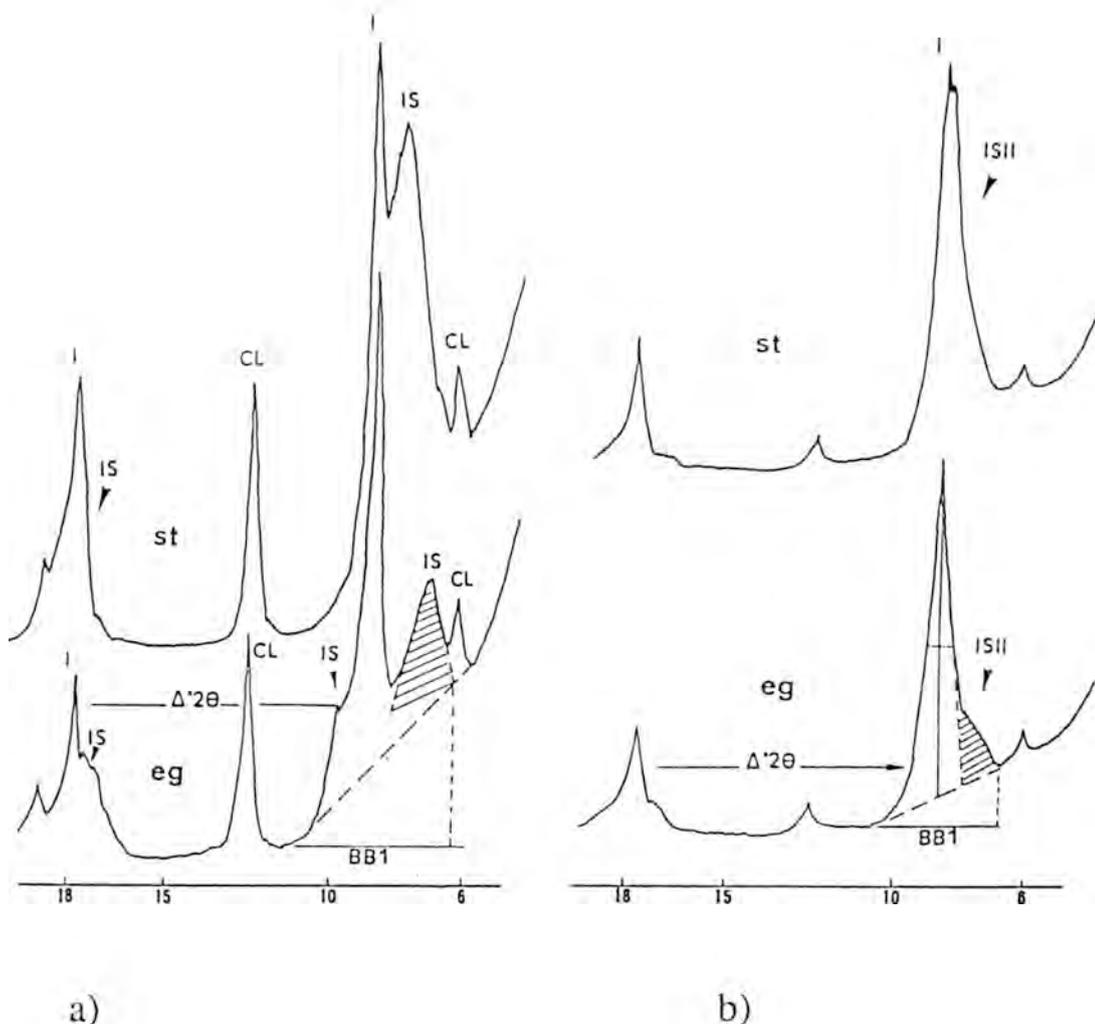


Fig. 1

AROSTEGUI, J. (1989) "La diagénesis en los materiales pelíticos de la zona central de la cuenca Vasco-Cantábrica y anticlinorio de Bilbao". Tesis Doctoral de la U.P.V.

AROSTEGUI, J., VELASCO, F., ZULUAGA, M.C. (1986) "Estudio de la diagénesis de los minerales de la arcilla, en la transversal Bermeo-Labastida (Cuenca Vasco-Cantábrica)". Sociedad de Hidrocarburos de Euskadi. EVE. Proyecto P-120

REYNOLDS, R.C. y HOWER, J. (1970) "The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonite". *Clays Clay Miner.* 18, 25-36.

SRODON, J. (1984) "X-Ray powder diffraction identification of illitic material". *Clays Clay Miner.* 32, 337-349.

Este trabajo es parte del proyecto del CSIC: PB87-0228-CO2-01 "Transformaciones mineralógicas y geoquímicas desde la diagénesis al bajo grado metamórfico".

## CARACTERIZACION POR DRX DE FELDESPATOS POTASICOS EN PEGMATITAS DE SIERRA ALBARRANA (CORDOBA)

ABAD ORTEGA, M.M. Y MARTIN RAMOS, J.D.

Dpto. Mineralogía-Petrología e Inst. Andaluz de Geología Mediterránea. Universidad, CSIC. Granada.

Se han seleccionado 18 muestras de feldespato potásico procedentes de pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana (Córdoba) correspondientes a los afloramientos de "Cerro de la Sal" (CS), "Peña Gragera" (PG), "Juan Calvillo" (JC) y "Diéresis" (D).

Dichas pegmatitas se encuentran emplazadas en rocas metamórficas de edad Precámbrico Superior, con metamorfismo de grado medio-alto (estauroлита-andalucita, sillimanita-moscovita y sillimanita-feldespato potásico) (Garrote, 1976). Su morfología corresponde a estructuras planares y masas irregulares con multitud de apófisis, y dimensiones variables desde pocos centímetros hasta decenas o miles de metros cuadrados. La mineralogía está constituida fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico perfitico, plagioclasa y moscovita. Aparecen otros minerales asociados, especialmente en la zona de borde de la pegmatita: granate, turmalina, biotita, berilo, crisoberilo, minerales de uranio, menas metálicas (calcopirita, pirita, magnetita), circón, óxidos de hierro-titanio (rutilo, microintercrecimientos de hematites-ilmenita y de magnetita-rutilo) (Ortega-Huertas et al., 1982).

El feldespato potásico posee coloraciones blancas o rosadas, y es de carácter perfitico (en forma de venillas o manchas), con un máximo de un 10% de componente albitico (Garrote et al., 1980). Presenta frecuentemente maclas de tipo albita-periclina, coexistiendo dentro del mismo cristal regiones macladas junto a otras que no lo están. Son abundantes los intercrecimientos gráficos con cuarzo y las texturas mirmequíticas cuando aparece junto a la plagioclasa.

Los parámetros cristalquímicos se han calculado mediante el análisis difractométrico de polvo (Philips PW 1710). Para ello se han utilizado técnicas de lectura de datos digital, filtrado de señal, análisis de fondo por esplin cúbico, patrones internos y refinamiento de parámetros por mínimos cuadrados.

Los resultados obtenidos muestran un alto contenido en componente ortosa ( $N_0$ ), y una cierta variación del estado estructural (ortosa, microclina intermedia, microclina baja; aunque la microclina domina sobre la ortosa).

Los indicadores estructurales (utilizando el método de Kroll y Ribbe, 1987) revelan ciertas variaciones en el grado de distribución Si/Al [ $\Delta(bc^*)$  oscila entre 0.66-1 y  $\Delta(\alpha^*F^*)$  entre 0.19-0.89, para fases triclinicas]. Así mismo, se aprecia cierta deformación en la estructura de la mayoría de los feldespatos [índice de deformación (S.l.) entre 1.35-11.50%], lo que puede deberse a contenidos altos de Na dentro de la fase potásica, de acuerdo con las hipótesis de Kroll y Ribbe (1983).

La distribución Si/Al observada en los distintos feldespatos estudiados parece seguir una tendencia intermedia entre un modelo de ordenamiento en una etapa y un modelo de ordenamiento en dos etapas (Kroll, 1973). (Véase figura 1).

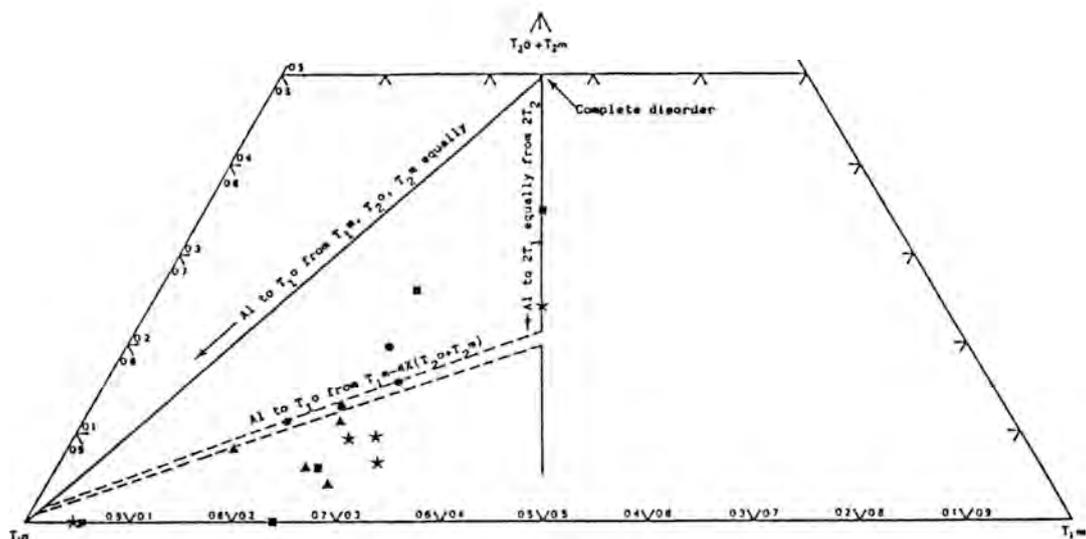


Fig. 1. Diagrama triangular de distribución de Al en las posiciones tetraédricas para feldspatos potásicos con Al=1.

El proceso de ordenamiento en feldspatos sódicos, donde el Al migra a  $T_{1a}$  desde  $T_{2o}$ ,  $T_{2m}$  se indica por la línea continua que parte del vértice  $T_{1o}$ .

Microclinas intermedias se ordenan a lo largo del modelo donde el Al se mueve a  $T_{1o}$  desde  $T_{1a}$  aproximadamente cuatro veces más rápido que de  $T_{2o}$  y  $T_{2m}$  combinados, (líneas discontinuas).

La recta donde  $T_{1o} = T_{1a}$  representa los feldspatos monoclinicos.

(Datos representados sobre el diagrama de Stewart y Wright, 1974).

Círculos: CS, cuadrados: PG, estrellas: JC, triángulos: D.

#### Referencias:

- Garrote, A. (1976). Mem. e Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 82: 17-39.
- Garrote, A.; Ortega Huertas, M. y Romero, J. (1980). Temas geológicos y mineros del IGME, 145-168.
- Kroll, H. (1973). Contrib. Mineral. Petrol., 39: 141-156
- Kroll, H. y Ribbe, P.H. (1983). Min. Soc. Am., Rev. Mineral., 2: 57-99
- Kroll, H. y Ribbe, P.H. (1987). Amer. Mineral., 72: 491-506.
- Ortega Huertas, M.; Garrote, A.; Rodríguez Gordillo, J. y Fenoll, P. (1982). Proc. 13th. General Meeting of I.M.A., 41: 641-650.
- Stewart, D.B. y Wright, T.L. (1974). Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 97: 356-377.

(Este trabajo ha sido financiado por el Grupo de Investigación nº 4028 de la Junta de Andalucía y por el Proyecto PS88-107 de la C.I.C.Y.T.).

**CARACTERIZACION DE SIDERITAS Y ANQUERITAS DE LOS YACIMIENTOS DE HIERRO DE BILBAO POR DRX, FTIR MÖSSBAUER**

GIL CRESPO, P.P.; PESQUERA PEREZ, A. Y VELASCO ROLDAN, F.

Dpto. Mineralogía y Petrología. Univ. del País Vasco. Bilbao.

Se han estudiado una serie de carbonatos ricos en Fe, procedentes en su mayoría de los yacimientos de Fe de Bilbao, aplicando diversas técnicas analíticas: difracción de rayos-X (DRX), espectroscopía de absorción infrarroja con transformada de Fourier (FTIR) y espectroscopía Mössbauer <sup>57</sup>Fe. La composición química de tales carbonatos ha sido determinada por microsonda electrónica, correspondiendo a sideritas de fórmula estructural  $Ca_{0.02}Fe_{0.58}Mg_{0.38}Mn_{0.02}(CO_3)$  a  $Fe_{0.90}Mg_{0.08}Mn_{0.02}(CO_3)$ , y miembros de la serie ankerita-dolomita cuya composición oscila entre  $Ca_{1.01}(Fe_{0.02}Mg_{0.97})(CO_3)_2$  y  $Ca_{1.01}(Fe_{0.57}Mg_{0.41}Mn_{0.02})(CO_3)_2$ .

Los datos de difracción de rayos-X, obtenidos a partir de diagramas de polvo, denotan una clara variación de los parámetros de celda con la composición (Fig.1), que concuerdan a este respecto con los datos existentes en la literatura (Howie & Broadhurst, 1958; Rosenberg, 1963a,b; Morcelli, 1966; etc.). No obstante, aquellos carbonatos próximos a la siderita pura muestran cierta dispersión debido al doble efecto, positivo y negativo, que tiene la sustitución de Fe por Ca y Mg sobre el volumen de la celda unidad.

La espectroscopía infrarroja revela pequeñas desviaciones en las bandas vibracionales 870  $cm^{-1}$  y 730  $cm^{-1}$ , con variaciones inferiores a 10  $cm^{-1}$  en general. La relación entre la composición de los carbonatos y la frecuencia de bandas es aproximadamente lineal para las sideritas (Fig.1), apareciendo una dispersión similar a la registrada en los parámetros de celda, y no lineal para las ankeritas (Fig.1) conforme a los resultados obtenidos por otros autores (Dubrawski et al., 1989a,b).

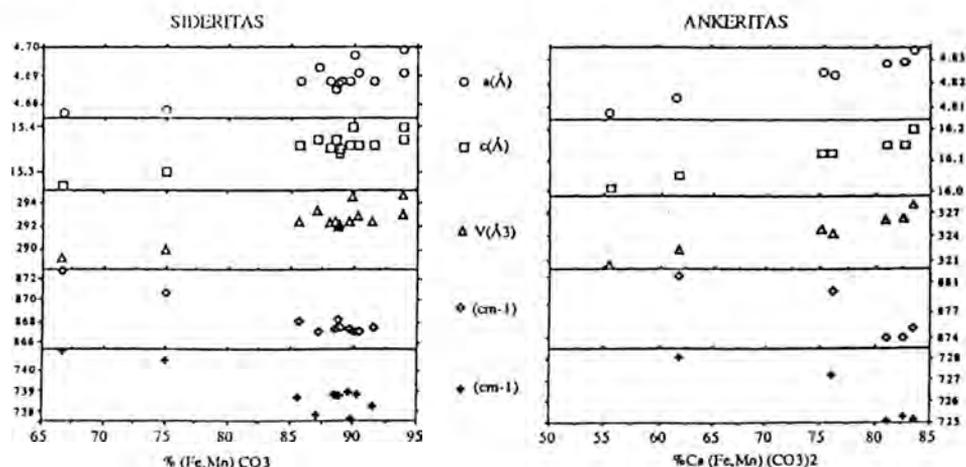


Fig. 1: Relación de los parámetros de celda y las bandas de vibración infrarrojas (870 y 730  $cm^{-1}$ ) con la composición de sideritas y ankeritas.

Los espectros Mössbauer de cinco sideritas (83.97, 87.01, 87.27, 87.36 y 88.06 mol%  $\text{FeCO}_3$ ) presentan un desdoblamiento cuadrupolar (QS) que varía entre  $1.762 \pm 0.006$  y  $1.808 \pm 0.014$  mm/s, con una desviación isomérica (IS) de  $1.196 \pm 0.001$  a  $1.232 \pm 0.003$  mm/s. El desdoblamiento cuadrupolar no parece mostrar una dependencia composicional, a diferencia de la encontrada por Reeder y Dollase (1989) en ankeritas. No obstante, se ha podido observar cierta correlación entre la cantidad de  $\text{FeCO}_3$  y el área de la banda. Por otro lado, los datos Mössbauer reflejan una posición octaédrica simple para el  $\text{Fe}^{2+}$ .

En suma, las relaciones observadas entre composiciones cercanas a la siderita pura y los parámetros de celda y bandas de vibración infrarrojas, así como la falta de correlación con los parámetros Mössbauer, responden probablemente al efecto contrario que tiene la sustitución  $\text{Fe} = (\text{Ca}, \text{Mg})$  en posiciones octaédricas sobre la configuración de los grupos estructurales.

## Bibliografía

HOWIE, R. A. y BROADHURST, F. M. (1958): X-ray data for dolomite and ankerite. *Amer. Mineral*, 47, 1210-1214.

MORELLI, J. L. (1966): Determinazione della composizione delle fasi trigonali nel sistema  $\text{MgCO}_3\text{-FeCO}_3\text{-CaCO}_3$  mediante diffrazione degli raggi. *Rend. Soc. Miner. Ital.*, 23, 315-332.

REEDER, R. J. y DOLLASE, W. A. (1989): Structural variation in the dolomite-ankerite solid-solutions series: An X-ray, Mössbauer, and TEM study. *Amer. Mineral*, 74, 1159-1167.

ROSENBERG, P. E. (1963a): Subsolvus relations in the system  $\text{CaCO}_3\text{-FeCO}_3$ . *Amer. Jour. Sci.*, 261, 683-690.

ROSENBERG, P. E. (1963b): Synthetic solid solutions in the systems  $\text{MgCO}_3\text{-FeCO}_3$  and  $\text{MnCO}_3\text{-FeCO}_3$ . *Amer. Mineral*, 48, 1396-1400.

DUBRAWSKI, J. V.; CHANNON, A. L. y WARNE, S. St. J. (1989a): The effects of substitution in the dolomite-ferroan dolomite-ankerite series as illustrated by FTIR. *N. Jb. Miner. Mh.*, 8, 337-344.

DUBRAWSKI, J. V.; CHANNON, A. L. y WARNE, S. St. J. (1989b): Examination of the siderite-magnesite mineral series by Fourier transform infrared spectroscopy. *Amer. Mineral*, 74, 187-190.

## EVALUACION DE LAS FASES NO CRISTALINAS EN CERAMICAS ARQUEOLOGICAS POR DRX

HUERTAS, F.J.; HUERTAS, F. Y LINARES, J.

Estación Experimental del Zaidín. CSIC. Granada.

El análisis mineralógico semicuantitativo de cerámicas arqueológicas por DRX es de gran utilidad para conocer el origen de los materiales arcillosos, las temperaturas y tipo de procesos de cocción, entre otras cosas.

Es un hecho muy normal la existencia de materiales amorfos o vitreos en cantidades, a veces, importantes. Si se realiza el análisis difractométrico mediante el empleo de poderes reflectantes, el material amorfo queda sin cuantizar, obteniéndose resultados erróneos.

En este trabajo se han realizado una serie de curvas de calibrado del difractómetro de R-X, con el objeto de obtener ecuaciones de regresión que permitan calcular el porcentaje de cada fase cristalina en función del área de uno de sus picos diagnósticos.

Se han utilizado una serie de minerales patrón (cuarzo, calcita, CaO y varios filosilicatos). La gehlenita se ha sintetizado por reacción en fase sólida de ilita y calcita a 950°C.

En cada caso se ha efectuado una dilución con cuarzo de las fases minerales. Cada mezcla se rodó tres veces, obteniéndose una excelente reproducibilidad.

A partir de la medida de las áreas de los picos diagnósticos en cada mezcla se ajustaron una serie de ecuaciones matemáticas, escogiéndose aquellas de máxima significación estadística y mineralógica. Se han obtenido ecuaciones para la determinación de cuarzo, filosilicatos, gehlenita y CaO. Las fases cristalinas minoritarias se asimilan a las ecuaciones de minerales de coeficiente de absorción de masas similar. Así, feldespato potásico, plagioclasa y dióxido se cuantizan a partir de la ecuación del cuarzo, y wollastonita mediante la ecuación de la gehlenita. Los carbonatos se estiman químicamente.

De esta manera, a partir de la medida de áreas de las

reflexiones de un análisis mineralógico por DRX y de una calcimetría se pueden cuantizar las fases minerales presentes en una pieza cerámica. Por diferencia hasta 100% calculamos el contenido en vidrio y amorfos.

Los resultados se han aplicado a una serie de cerámicas elaborados con sedimentos de interés arqueológico. Se muestran las diferencias entre el método propuesto y el método de los poderes reflectantes, y se analizan las divergencias entre ambas metodologías.

**LA DRX Y EL ANALISIS DE IMAGEN EN EL ESTUDIO DE CERAMICAS ARQUEOLOGICAS: APLICACION A LAS CERAMICAS NEOLITICAS DE ALONSO NORTE (ALCAÑIZ, TERUEL)**

GALLART MARTI, M.D.; MATA, M.P. Y LOPEZ-AGUAYO, F.

Dpto. Ciencias de la Tierra. Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Zaragoza.

La aplicación del análisis mineralógico al estudio de cerámicas arqueológicas es un método que se ha venido desarrollando sistemáticamente para el conocimiento de aspectos tales como :naturaleza de los materiales utilizados, temperatura de cocción , alteraciones producidas en el enterramiento ,etc. En este sentido el análisis semicuantitativo por DRX posibilita la clasificación de cerámicas en un yacimiento determinado usando técnicas estadísticas adecuadas (análisis cluster). (Gallart y López-Aguayo, 1988) toda esta información junto con el análisis del desgrasante , permite el conocimiento de su tecnología de fabricación.

El análisis del desgrasante y la textura de la cerámica, se ha venido estudiando con técnicas petrológico-sedimentarias, centrandose principalmente en medidas y distribuciones de tamaños. Actualmente el uso de técnicas de análisis de imagen (Middelton et al. 1985), permite obtener de manera rápida y fiable, gran número de parámetros (diámetros, áreas, contornos, ángulos etc), que son directamente informatizados. Esto contribuye también a la clasificación de las cerámicas en razón de la distribución de los tamaños de grano (Leese, 1982) y el análisis sistematizado de parámetros morfológicos.

Se han seleccionado 16 muestras de cerámicas procedentes del yacimiento arqueológico Alonso Norte (Alcañiz, Teruel), (Benavente y Andrés, 1985). La característica más importante del mismo es la ausencia de estratigrafía, todo el material apareció en el mismo nivel. Todo ello implica que uno de los objetivos de la investigación consista en la aportación de nuevos datos que permitan establecer una atribución cultural concreta del conjunto de materiales.

La decoración responde a impresiones combinadas con acanalados. Las superficies parecen alisadas y en ocasiones aparecen perforaciones de forma cónica. La coloración de la pasta varía de negro a gris y de pardo a pardo rojizo.

Los resultados mineralógicos, se muestran en la tabla 1 .

Tabla 1. Composición mineralógica por DRX.

M.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
C.	61	64	64	57	73	62	73	58	65	77	60	62	6	68	71	-
Q.	16	11	11	2	4	7	9	14	11	1	14	15	31	6	10	39
M.	23	25	25	19	23	31	18	27	24	21	26	23	30	26	19	30
F.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32	-	-	31
D.	-	-	-	22	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-

(C:calcita); Q(cuarzo); M(arcilla); F(feldespatos); D(dolomita).

Se han digitalizado microfotografías de fragmentos cerámicos para medir el tamaño, de grano, la distribución y la relación de desgrasante con respecto a la matriz, para reconocer el tratamiento sufrido por la pasta cerámica y el tipo de adición realizado. Los resultados obtenidos de las distribuciones de frecuencia de los tamaños de grano (en unidades  $\Phi$ ), parecen indicar la existencia de más de una población, lo que indicaría la adición artificial de desgrasante (Maggetti, 1982).

Con los resultados obtenidos y aplicando el análisis Cluster se han distinguido dos grupos cerámicos. El primero, 14 muestras, con calcita como desgrasante y caracterizado por la siguiente composición mineralógica: calcita, cuarzo, illita, interestratificados clorita-esmectita y esporádicamente dolomita; su temperatura de cocción estaría en torno a los 600°C; y el segundo, con cuarzo como desgrasante, con la composición mineralógica: cuarzo, feldespatos alcalinos, illita, interestratificados clorita-esmectita y algo de calcita, y temperatura de cocción, en torno a los 550°C.

La tecnología de fabricación es bastante elemental, pudiendo ponerse en relación con las cerámicas del nivel de cerámicas impresas no cardiales de la cueva de Chaves (Casbas, Huesca), datado por C14 en 4280-4170 a.C.

#### BIBLIOGRAFÍA

- BENAVENTE, J.A. Y ANDRES, T. (1985) Bajo Aragón, Prehistoria VI. pp.205-218.  
 GALLART, M.D. Y LOPEZ-AGUAYO, F. (1988) Bolskan pp.5-26.  
 LEESE, M.N. (1982) Proceed. 22nd Symp. on Archaeometry. pp.47-55.  
 MAGGETTI, M. (1982) Archaeological Ceramics. pp.121-133.  
 MIDDLETON, A.P.; FREESTONE, I.C. Y LEESE, M.N. (1985) Archaeometry. pp.64-74.

## APLICACION DEL ANALISIS DIGITAL DE IMAGEN AL ESTUDIO DE LA REACTIVIDAD POTENCIAL DE ARIDOS SILICATADOS

PRENDES RUBIERA, N.; SORIANO CARRILLO, J. Y GARCIA CALLEJA, M.A.

Lab. Central de Estructuras y Materiales. CEDEX-MOPU. Madrid.

Ciertos tipos de rocas susceptibles de ser utilizadas como áridos en el hormigón, se caracterizan por presentar cierta reactividad química frente al hidróxido cálcico liberado en la hidratación del cemento portland. Esta reactividad se conoce con el nombre de "reacción árido-pasta de cemento" y a esas rocas como "áridos reactivos". Como consecuencia de la citada reacción entre los áridos y los componentes de la fase intersticial del hormigón se produce la neoformación de geles y minerales muy ávidos de agua que, por acción osmótica, pueden generar importantes presiones disruptivas en el seno del hormigón (Aardt y Visser, 1977; Way y Cole, 1982; Soriano, 1987).

En trabajos anteriores (Alonso et al., 1988; Soriano y Garcia Calleja, 1989), se ha comprobado que la reactividad potencial de los áridos silicatados está ligada, entre otros factores, al grado de alteración inicial del cuarzo, de los feldespatos y de los máficos, por lo que el estudio de estos minerales mediante análisis digital de imagen permite establecer criterios de utilización de este tipo de áridos.

La alteración más inmediata consiste en la pérdida de color. Así, por ejemplo, por la acción del agua atmosférica la biotita puede perder fácilmente los elementos ferromagnesianos adquiriendo tonalidades que van desde el amarillo al gris claro. (Montoto y Esbert, 1976). La circunstancia anterior va a permitir la discriminación, mediante los niveles de gris, de zonas claras y oscuras, que se corresponden, respectivamente, con minerales "alterados" y "sanos".

Mediante un proceso de segmentación se genera una imagen binaria sobre la que puede cuantificarse el grado de alteración.

El proceso seguido en el presente trabajo ha sido el siguiente: captación y mejora de la imagen mediante una transformación del nivel de gris (normalización, linearización, etc.) y utilización de filtros (delineación, realce de contornos, etc.). La imagen resultante se somete a un proceso de segmentación que incluye el diseño de perfiles de niveles de gris a lo largo de determinadas secciones de la muestra en estudio, obteniéndose una imagen binaria.

Sobre la imagen binaria obtenida se han aplicado criterios de selección de estructuras mediante un reconocimiento general y posterior eliminación de aquellas estructuras que son ajenas al problema en estudio (procesos de criba, relleno y erosión de formas).

Concluido el proceso se comparan una serie de parámetros (área, perímetro, factor de forma, etc.), estableciéndose el grado de deterioro del mineral en estudio.

Los resultados obtenidos, se han comparado con el valor del índice de deterioración mineral (Ordaz y Esbert, 1977), existiendo una gran concordancia entre los mismos, si bien el estudio mediante análisis de imagen resulta más rápido y preciso.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Aardt, J.H.P.; Visser, S. (1977). Cem. Concr. Res., 7, 643-648.
- Alonso, J.L.; Soriano, J.; Barba, C.; Riesgo, L. (1988). Jornadas Español y Portuques Estructuras y Materiales, COLLOQUIA-88, 2, 103-127.
- Montoto, M.; Esbert, R.M. (1976). Simp. Nac. Rocas Blandas, 1-13.
- Ordaz, J.; Esbert, R.M. (1977). Bol. Geológico y Minero, 88-1, 65-71.
- Soriano, J. (1987). Proc. First Int. RILEM Cong., 1, 25-32.
- Soriano, J.; Garcia Calleja, M.A. (1989). III Cong. Geoquímica España, 1, 9-15.
- Way, S.J.; Cole, W.F. (1982). Cem. Concr. Res., 12, 611-617.

## ESTUDIO AUTOMATIZADO DE LA TEXTURA DE ROCAS MEDIANTE TRATAMIENTO DE IMAGEN Y SUS APLICACIONES

ALVAREZ, A. (1); PLANA, F. (2) Y PUIG, A. (1)

(1) Dpto. de Geología. Cristalografía. Univ. Autónoma de Barcelona.

(2) Inst. de Investigaciones Geológicas, Jaime Almera, CSIC. Barcelona.

El estudio textural de una roca comporta el conocimiento del tamaño, forma y relación geométrica entre los componentes cristalinos de la roca a escala microscópica. Tradicionalmente estos estudios se han llevado a cabo mediante el análisis petrográfico en lámina delgada. Las modernas técnicas, totalmente automatizadas, de captación y tratamiento de imagen, proporcionan un potente medio para llevar a término estos estudios.

El presente trabajo propone la viabilidad del estudio automatizado de las características texturales de las rocas, mediante tratamiento de imagen, aplicándolo a un grupo de mármoles utilizados para funciones ornamentales en época romana.

Se han analizado los parámetros texturales siguientes: superficie, circularidad, cuadratura, irregularidad, elongación y orientación del grano. La información obtenida ha sido tratada matemáticamente en orden a la clasificación y discriminación de los diversos grupos, catalogados según su origen geográfico. Los mármoles proceden de: Carrara (Italia), Mármara y Afyon (Turquía), Paros y Pentélico (Grecia).

Los métodos tradicionales de cuantificar la información textural en rocas siempre han resultado altamente laboriosos, esta nueva técnica automatizada permite simplificarlos al máximo.

**TELEDETECCION, PROCESO DE IMAGENES E INTEGRACION GRAFICA: NUEVAS HERRAMIENTAS PARA LA EXPLORACION MINERA**

ORTEGA, E.

Dpto. de Geología. Minas de Almadén y Arrayanes. Almadén. Ciudad Real.

Durante los últimos años, el incremento en el uso de las imágenes satélite y el descenso en el precio de los equipos informáticos, han favorecido la aplicación de técnicas de procesamiento digital de imágenes en la exploración minera. Los sistemas de proceso de imágenes permiten la interpretación e integración de los datos habitualmente utilizados en exploración minera (geoquímicas, geofísicas, estructurales, etc.), de una forma rápida, fiable y económica.

En colaboración con diferentes instituciones europeas y coordinado desde la CEE, se ha desarrollado por el Dptº de geología de Minas de Almadén una base de datos gráfica, de forma georeferenciada, donde se ha almacenado toda la información geológico-minera existente sobre un área de 15.000 km<sup>2</sup>.

El almacenamiento de toda esta información (en formato "raster" o vectorial dependiendo del tipo de información) en un procesador de imágenes tiene las siguientes características:

-Permite un rápido acceso a la información.

-Aumenta las posibilidades de representación gráficas, de aprovechar toda la capacidad de los sistemas de procesamiento digital de imágenes.

-Simplifica y potencia la integración de datos multivariables.

La aplicación de esta metodología en proyectos de exploración minera, presenta las siguientes ventajas respecto de la sistemática convencional:

- 1.-Rapidez, flexibilidad y economía en el tratamiento e interpretación de los datos.
- 2.-Incrementa la cantidad y calidad de la información suministrada por los datos originales.
- 3.-Fiabilidad y rapidez en la selección de áreas de interés.
- 4.-Posibilita el desarrollo de proyectos de exploración sobre áreas muy extensas, con un equipo técnico reducido.

Es importante destacar que el desarrollo de esta metodología se ha realizado a lo largo de un proyecto real de exploración minera, contrastando con trabajo de campo los resultados obtenidos, y que la aplicación sistemática de esta metodología ha conducido a interesantes resultados prácticos.

## **CARACTERIZACION DE SUELOS RESIDUALES PARA SU UTILIZACION EN LA OBRA PUBLICA**

SORIANO CARRILLO, J.; GARCIA CALLEJA, M.A. Y PRENDES RUBIERA, N.  
Lab. Central de Estructuras y Materiales. CEDEX-MOPU. Madrid.

Si se pasa la profundidad en la que desaparece prácticamente la actividad biológica, se encuentra la roca todavía meteorizada. Si se continúa hasta llegar a la roca absolutamente sana, se atraviesa una zona mas amplia que el suelo edáfico al que se denomina "suelo residual", lo que indica que ha sido formado "in situ", después de que el lavado se haya llevado todos los compuestos que la meteorización ha transformado.

Los perfiles característicos de los suelos residuales han sido descritos por Deere y Patton (1971) distinguiendo tres horizontes: 1) suelo residual propiamente dicho, abarcando casi exactamente el espesor del suelo edáfico; 2) roca meteorizada y 3) roca fresca relativamente no meteorizada.

Los jabres, son suelos arcillosos con arena de cuarzo, consistente en granito con todo su feldespato e incluso parte de la mica descompuestos, conservando toda su estructura y apariencia de un granito.

En el presente trabajo se ha realizado un estudio de las características de los jabres del suroeste de España con vistas a su posible utilización en la construcción de carreteras.

Para la caracterización de los diferentes jabres estudiados se han realizado los siguientes ensayos: estudio petrográfico y mineralógico; reactividad potencial (Soriano, 1987); composición granulométrica (NLT-104/72); capacidad de soporte (NLT-111/78); equivalente de arena (NLT-113/72); límite líquido (NLT-105/72) y límite plástico (NLT-106/72).

De acuerdo con los datos obtenidos se ha comprobado la existencia de una estrecha relación entre la composición de la roca madre y la constitución de los suelos, incluso en áreas de elevada pluviosidad, manifestándose esto en muchas propiedades de los suelos. De esta manera, los minerales más frecuentes de la fracción frecuente son circón, turmalina y granate; siendo el cuarzo, los feldespatos y las micas los más representativos de la fracción ligera.

En la fracción arcilla los minerales más frecuentes son ilita y caolinita, como componentes fundamentales, y clorita y montmorillonita en alguno de los suelos residuales estudiados.

En general, la naturaleza de los minerales de la arcilla guarda una íntima relación con la composición del material original, pero acusa la influencia de otros factores edáficos. Así, ilita, clorita y caolinita se forman a partir de feldespatos y micas,

especialmente biotita; pero la formación de caolinita es más alta en suelos húmedos con temperatura media anual elevada. A partir de granitos calcoalcalinos se formaría montmorillonita en suelos secos y con drenaje lento, pero no en suelos arenosos bien drenados. La liberación de gibsita coincide con una mayor presencia de clorita en el material original.

Con referencia a los materiales estudiados en la construcción de carreteras, hay que señalar que, de acuerdo con el Pliego de Prescripciones Técnicas Generales para obras de carreteras y puentes (PG-3/75), el elevado contenido de minerales de la arcilla en todas las muestras impide su utilización en subbases granulares.

Por otra parte, y refiriéndonos a la composición granulométrica, hay que indicar que estos materiales se corresponden con los husos S 4, S 5 y S 6 por lo que solo podrían utilizarse para tráfico ligero.

Finalmente, y dado que todas las muestras son potencialmente reactivas frente a una solución saturada de hidróxido cálcico, si estos suelos fuesen estabilizados con cemento portland podrían producirse reacciones de interacción que afectarían gravemente a su durabilidad.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Deere, D.U.; Patton, F.D. (1971) IV Cong. Pa. Mec. Suelo (Puerto Rico), 93-185.

Norma de Ensayo NLT-104/72 (1972). Granulometría de suelos por tamizado

Norma de Ensayo NLT-105/72 (1972) Límite líquido por el método de la cuchara.

Norma de Ensayo NLT-106/72 (1972) Límite plástico

Norma de Ensayo NLT-111/78 (1978) Índice C.B.R. en el laboratorio

Norma de Ensayo NLT-113/72 (1972) Equivalente de arena

Soriano, J. (1987) Proc. First Int. RILEM Cong (Paris), 1, 25-32.

**PROPIEDADES SUPERFICIALES DE LAS ARCILLAS MAGNÉSICAS DE LA CUENCA DE MADRID: APLICACION Y EVALUACION DEL METODO DEL AZUL DE METILENO**

REDONDO, R.; CUEVAS, J.; MORENO, A.; POZO, M. Y LEGUEY, S.

Dpto. de Geología y Geoquímica. Univ. Autónoma de Madrid.

Se han estudiado diferentes arcillas magnésicas de la Cuenca de Madrid. Su composición comprende cuatro tipos principales:

- 1.- Materiales saponíticos.
- 2.- Materiales saponíticos con carbonatos.
- 3.- Materiales saponíticos con sepiolita.
- 4.- Materiales con kerolita-estevensita.

MUESTRA TOTAL

FRACCION <2 $\mu$ m.

	%			%			
	Cuarzo/Ftos.	Filosil.	Carbonatos	Saponita	Sepiolita	Mica	Ker-St.
1	<5	95	--	90	--	10	--
2	<5	95	<5 calcita-Mg	85	--	15	--
3	<5	98	<5	65	25	10	--
4	trazas	>98	--	--	--	--	100

TABLA DE COMPOSICIONES MINERALOGICAS MEDIAS

Estos materiales cubren un amplio rango en cuanto a sus propiedades potenciales de adsorción, tanto en el aspecto de su capacidad de cambio como en el de superficie externa. En este contexto se pretende evaluar la influencia de estos parámetros junto con la composición mineralógica en la adsorción de azul de metileno.

Para el estudio de adsorción de azul de metileno, la fracción <2 $\mu$ m. de los materiales anteriormente descritos, previamente saturada en Na, se trató con el colorante siguiendo el método descrito por Brindley y Thompson (1970). La determinación del punto óptimo de floculación para obtener la superficie específica se realizó espectrofotométricamente mediante la detección, tanto

de la suspensión arcilla-azul de metileno como del reactivo libre (Bergmann y O'Konski, 1963), contrastando los resultados con el ensayo de la gota descrito por Nevins y Weintritt (1967).

FRACCION  $<2\mu\text{m}$ .

	$S(\text{BET}, \text{N}_2)$	$\text{m}^2/\text{g.}$ $S_{\text{tot.}}(\text{A. Met})$	$\text{meq}/100\text{g.}$ CEC
1	137	539	92
2	138	442	80
3	207	434	71
4	249	340	49

TABLA DE PROPIEDADES MEDIAS DE ADSORCION

La adsorción de azul de metileno presenta una estrecha dependencia con la capacidad de cambio, correlacionandose negativamente con la superficie BET en los materiales ricos en saponita. En los materiales de menor capacidad de cambio (kerolita-estevensita) el azul de metileno se adsorbe con dificultad a baja concentración de reactivo, a la vez que requiere mayor tiempo de tratamiento para observar el rango estable de floculación. Tanto en estos materiales como en los que contienen sepiolita se observa floculación completa en un amplio rango de concentraciones de azul de metileno.

REFERENCIAS

- BERGMANN, K. y O'KONSKI, C.T. (1963), J. Phys. Chem., 67, 2169-2177.
- BRINDLEY, G.W. y THOMPSON, T.D. (1970), Israel J. Chem., 8, 409-415.
- NEVINS, M.J. Y WEINTRITT, D.J. (1967), Am. Ceram. Soc. Bull. 46, 587- 592.
- PHAM THI HANG y BRINDLEY, G.W. (1970), Clays and Clay Minerals, 18, 203-212.

## **EFFECTO DE LA MOLIENDA EN LA DISOLUCION DE SEPIOLITA**

CORNEJO, J.; RAMIREZ OTERINO, A. Y HERMOSIN, M.C.

Inst. de Recursos Naturales y Agrobiología. CSIC. Sevilla.

El grado de cristalinidad de un sólido está directamente relacionado con su estabilidad química debido, entre otros factores, a las variaciones de propiedades texturales tales como tamaño de partícula, porosidad, superficie específica, etc. Por otro lado, no es frecuente encontrar un mineral natural con distintos grados de cristalización y poder estudiar este fenómeno. Por esta razón hemos acudido a un proceso de simulación como es la molienda para obtener estos tipos de sólidos. El efecto de la molienda en minerales de la arcilla está siendo objeto de numerosos estudios por ser un proceso muy utilizado en la industria e investigación.

El efecto de la molienda en la alteración estructural de la sepiolita ha sido objeto de un estudio reciente (Cornejo y Hermosín, 1988), poniéndose de manifiesto los procesos que operan en la amorfización del mineral en función del tiempo de molienda.

En el presente trabajo se ha estudiado la estabilidad química de la sepiolita en medio ácido (HCl 1N) a 20, 25, 30 y 35 °C antes y después del tratamiento mecánico. En todos los casos se ha seguido el proceso por la variación de la concentración de magnesio en solución. Se ha observado que la velocidad de disolución de la sepiolita aumenta con el tiempo de molienda. Ello parece estar relacionado con el grado de amorfización del mineral originado durante el tratamiento mecánico.

El proceso de disolución de estas muestras parece corresponder a una cinética de primer orden respecto al Mg. No obstante, la cinética de disolución ácida de las muestras molidas está compuesta de dos etapas, siendo la primera de ellas mucho más rápida que la segunda. La mayor velocidad de reacción de la primera etapa parece debida a la mayor reactividad de la fracción amorfizada durante la molienda.

A partir de los resultados obtenidos en este estudio se sugieren dos métodos de determinación cuantitativa de la fracción amorfa de silicatos magnésicos en presencia de la correspondiente fase cristalina, uno basado en datos cinéticos de disolución ácida y otro en la extracción selectiva de Mg por tratamientos con diversos agentes extractantes. Por otro lado

y teniendo en cuenta las cantidades de Mg liberadas tras el tratamiento ácido de la sepiolita molida, se sugiere como aplicación práctica de este estudio, el uso de este silicato y otros similares mecánicamente tratados como enmendantes de suelos ácidos.

CORNEJO, J., y HERMOSIN, M<sup>a</sup>.C. 1988. Structural alteration of sepiolite by dry grinding. *Clay Minerals* 23, 391-398.

## ESTUDIO COMPARATIVO DE DIVERSOS MECANISMOS DE DISOLUCION ACIDA DE SEPIOLITA

CORNEJO, J.; HERMOSIN, M.C.

Inst. de Recursos Naturales y Agrobiología. CSIC. Sevilla.

El estudio de los procesos responsables de la alteración química de minerales está teniendo cada vez mas importancia por las implicaciones medioambientales e industriales que conlleva. La movilización de metales y la potencial contaminación a que puede dar lugar, así como la obtención de productos de descomposición de algunos minerales con propiedades especiales son dos ejemplos de estas aplicaciones.

La sepiolita es una arcilla que sometida a tratamiento ácido origina grandes cantidades de magnesio y sílice, lo que unido a los cambios de propiedades superficiales que se originan con estos tratamientos ha hecho que este mineral haya sido objeto de numerosos estudios últimamente.

En el presente trabajo los resultados obtenidos durante el estudio de la disolución ácida de una sepiolita natural, de tamaño de partícula  $< 0,08\text{mm}$ , mediante ácido clorhídrico 0,1 y 1,0N a 20, 25, 30 y 35°C, han sido analizados con objeto de conocer el mecanismo de reacción que sigue este proceso.

Los resultados experimentales correspondientes a las velocidades de disolución de la sepiolita se han utilizado en diversas ecuaciones basadas en modelos cinéticos distintos, tales como los de primer orden ( $F_1$ ), difusión ( $D_1, D_2, D_3, D_4$ ), de interfase ( $R_2, R_3$ ) y de nucleación al azar ( $A_2, A_3$ ), utilizando los métodos de representación gráfica en función del tiempo reducido y el de  $\ln.\ln$ .

De la comparación de los valores obtenidos para la energía de activación y coeficiente de correlación tras la aplicación de las ecuaciones citadas, se concluye que todos los mecanismos ensayados se adaptan en mayor ó menor grado, si bien, y al menos para un grado de reacción  $\leq 0,6$ , el proceso de disolución ácida de la sepiolita parece estar controlado por un mecanismo de primer orden, corroborando los resultados que los autores obtuvieron con anterioridad (Ramírez Oterino y col. 1984).

RAMIREZ OTERINO, A., CORNEJO, J. y HERMOSIN, M.C. Estudio cinético de la disolución ácida de la sepiolita. I Congreso Nacional de Ciencia del Suelo. Madrid. 1984, Vol. 2, pp. 959-969.

## CINETICA DE LA SINTESIS HIDROTHERMAL DE CAOLINITA

HUERTAS, F.J.; HUERTAS, F. Y LINARES, J.

Estación Experimental del Zaidín. CSIC. Granada.

La obtención de filosilicatos mediante síntesis experimental es de gran importancia para conocer los procesos de formación mineral. En primer lugar permite establecer la cinética y los mecanismos de formación de filosilicatos en diferentes condiciones y a partir de diversos materiales de partida. En segundo lugar, se pueden estudiar las condiciones de equilibrio de cada fase mineral y elaborar los diagramas de equilibrio de fases, en función de diferentes condiciones de temperatura, presión, fuerza iónica, composición, etc.

El conocimiento de los métodos experimentales de obtención de filosilicatos permite preparar materiales de una composición química y mineralógica muy concreta, en contra de la variabilidad encontrada en los yacimientos naturales. Se satisface así la necesidad creciente que tiene la industria de silicatos laminares de características muy restringidas, para su uso como materiales de alta especificidad en las nuevas tecnologías.

Además, la elaboración de materiales arcillosos en condiciones perfectamente conocidas de composición, presión y temperatura posibilita la obtención de geotermómetros a partir de estos materiales. Actualmente los datos relativos a composición isotópica de los filosilicatos de la arcilla son escasos y contradictorios, quizás porque no es bien conocida la influencia de la composición química de estos sobre el fraccionamiento isotópico, no existiendo hasta el presente geotermómetros fiables. Queda, pues, patente la necesidad de elaborar las curvas geotermométricas correspondientes.

Para el presente trabajo se ha empleado geles silico-alumínicos como material de partida. Estos se han preparado por hidrólisis de tetraetil ortosilicato, como fuente de sílice, y de triisopropil aluminato, como fuente de alúmina. Con estos se han elaborado geles con una relación  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$  de 0.4, expresada en gramos. La síntesis se llevó a cabo en reactores a

presión, de aluminio recubierto con teflón. Como solución en contacto con el gel de partida se ha empleado KOH 0.1N, con una razón sólido/líquido de 0.25. Las condiciones de trabajo han oscilado entre 150 y 225°C de temperatura, a la presión de vapor del agua a dicha temperatura, y tiempos de reacción comprendidos entre 2 y 60 días.

Los materiales obtenidos se caracterizaron adecuadamente, con objeto de establecer la cinética del proceso. Mediante el ajuste a ecuaciones cinéticas se obtuvieron las constantes cinéticas a cada temperatura. A partir de ellas y aplicando la ecuación de Arrhenius se calculó la energía de activación para la síntesis de la caolinita, obteniéndose un valor de 63.5 kJ/mol. Así mismo, se estimó el tiempo de semirreacción del proceso a 20°C, resultando de 1700 años.

## HIDROLISIS DE MATERIALES CERAMICOS. ESTUDIO PRELIMINAR

NUÑEZ, R.; CAPEL, J. Y REYES, E.

Estación Experimental del Zaidín. CSIC. Granada.

El estudio analítico de piezas cerámicas es de gran importancia en el campo de la arqueología. Los trabajos encaminados a conocer el origen, técnicas de manufacturación y funcionalidad que tienen las vasijas cerámicas en época prehistórica ocupan en la actualidad un lugar destacado. En este contexto se inscribe este trabajo, que tiene por objeto determinar con precisión las transformaciones mineralógicas que han sufrido las cerámicas al hidrolizarse por el uso dado a las mismas y/o por su historia posterior. La imposibilidad de repetir esta hidrolisis en tiempo real, obliga a realizar un ensayo acelerado en laboratorio.

Para ello se ha seleccionado, de entre varios tipos de sedimentos naturales aptos para la fabricación de cerámicas, el que presentaba una composición mineralógica similar a las cerámicas del yacimiento de la Edad del Cobre de Los Millares (Almería). A partir de él se han fabricado pequeñas piezas cerámicas de diferente grosor que han sido cocidas a 700°C, 800°C, 900°C y 1000°C durante 48 horas.

Estas piezas cocidas se sometieron a hidrolisis en reactores a presión Phaxe serie 2000, a 150°C y 5 atmósferas de presión, muestreando a los intervalos de tiempo 50, 100, 200, 300, 400, 500 y 600 horas.

Posteriormente se ha efectuado el estudio mineralógico por DRX de las muestras cocidas e hidrolizadas.

Los resultados obtenidos han puesto de manifiesto que la temperatura de cocción es un factor determinante de primera magnitud en las transformaciones mineralógicas por hidrólisis. Así en las piezas cocidas a 700°C se produce una neoformación de filosilicatos que pasan de un 31% en la muestra cocida a un 53% de media en las hidrolizadas. Aparece Tobermorita, mineral no presente en la muestra natural, que se mantiene constante desde las 50h hasta las 600h. Y la Calcita se reconstruye en parte. El contenido en amorfos disminuye fuertemente con la hidrólisis.

A 800°C el principal cambio es la aparición durante la cocción de Gehlenita y un pequeño aumento del porcentaje de amorfos con respecto a la muestra anterior. Durante la hidrólisis aparece como en la de 700°C Tobermorita aunque con valores menores. La Gehlenita a medida que transcurre la hidrólisis pasa de un 3%

(muestra cocida) a un 9% al final. Las piezas de pared gruesa muestran igual comportamiento pero con porcentajes mayores.

En las piezas cocidas a 900°C el contenido en Gehlenita aumenta tanto para las de pared fina como en las de pared gruesa, y aparecen nuevas fases de alta temperatura, Diópsido y Wollastonita. Por lo que respecta al proceso de hidrólisis no se han apreciado cambios importantes salvo la aparición de Tobermorita en cantidades pequeñas y en la pieza de pared gruesa.

Por último a 1000°C se favorece la formación de Diópsido y Wollastonita en detrimento de la Gehlenita. Los filosilicatos que decrecen con la temperatura aquí se encuentran en cantidades del 5-9% frente al 43% que tenía la muestra original. Durante el proceso de hidrólisis se observa un pequeño aumento de los mismos. La muestra de pared fina presenta así mismo un incremento en el porcentaje de Diópsido y Wollastonita que pasan de un 6% inicial a un 10% a las 600h. Como ocurre a 800 y 900°C existe una mayor cantidad de Gehlenita en la pieza de pared gruesa que en la de pared fina.

Como conclusiones generales podemos decir que la cocción produce en las piezas una importante cantidad de amorfos que disminuyen con la hidrólisis sobre todo en las de 700°C. Los filosilicatos disminuyen fuertemente en el orden de cocción 700-800-900-1000°C, y vuelven a aumentar para el caso de las piezas cocidas a 700 y 800°C durante la hidrólisis. Este efecto junto con el de formación de Tobermorita justifica el descenso de los amorfos.

A 900 y 1000°C aparecen fases mineralógicas de alta temperatura bien cristalizadas. El carácter vítreo que presenta el material amorfo existente en la matriz de estas muestras, hace que la hidrólisis tenga menor incidencia en la neoformación de minerales, al menos hasta las 600h consideradas en este trabajo.

**MICROESTRUCTURA Y MICROANÁLISIS DE PIROXENOS CRISTALIZADOS EN VIDRIOS OBTENIDOS A PARTIR DE ROCAS BASÁLTICAS CANARIAS**

VICENTE MINGARRO, I.; CALLEJAS GOMEZ, P. Y RINCON LOPEZ, J.M.

Inst. de Cerámica y Vidrio. CSIC. Arganda del Rey. Madrid.

Desde que en 1957, se llevó a cabo la primera patente de materiales vitrocerámicos por la Corning Glass, se ha realizado mucho trabajo de investigación y desarrollo sobre estos materiales por sus importantes aplicaciones tecnológicas. Los materiales vitrocerámicos o vitro-cristalinos, se obtienen por la nucleación y cristalización controlada de vídrios. Existen dos familias de vídrios que pueden dar lugar a materiales vitrocerámicos: 1) vídrios obtenidos a partir de materias primas puras conteniendo fundamentalmente óxidos de Litio y/o Magnesio y 2) vídrios obtenidos por la fusión de materias primas naturales, minerales y rocas. Entre éstos segundos están los obtenidos a partir de rocas basálticas dando lugar a vitrocerámicos con una elevada resistencia al desgaste por abrasión.

En este trabajo se estudian las fases cristalinas que aparecen en materiales vitrocerámicos obtenidos a partir de basaltos canarios.

Se han seleccionado ocho muestras de rocas volcánicas canarias, (QUERALT, 1988; PEREZ ARENCIBIA, 1989 y VICENTE MINGARRO). Por fusión de estas rocas a 1450 °C en horno superkanthal y en crisol sílico-aluminoso, se obtuvieron unos vídrios que posteriormente fueron sometidos a desvitrificación controlada por enfriamiento lento. Así fueron obtenidos unos materiales "petrúrgicos" constituidos por una fase cristalina, mayoritariamente piroxénica, y una fase vítrea residual. Estas fases se han caracterizado por DRX y por SEM/EDX.

La microestructura y composición de estas fases cristalinas está condicionada por el tipo de materia prima utilizada. Las rocas seleccionadas son de naturaleza alcalina, basaltos px-plg afaníticos con texturas más o menos traquíticas y contenidos variables de Ol y Mt, exceptuando una de ellas que es una traquita con fenocristales de sanidina en una matriz de lo mismo. Esta última apenas presenta tendencia a la desvitrificación.

Las microestructuras resultantes en los vitrocerámicos, muestran una elevada fracción de volúmen de fase cristalina con texturas den -

dríticas y cenríticas-esferulíticas más o menos desarrolladas (Fig. 1 a) y b)). Estas microtexturas dendríticas difieren ligeramente de las obtenidas por HIDALGO, et. al., 1988, en vitrocerámicos de basaltos de La Gomera.

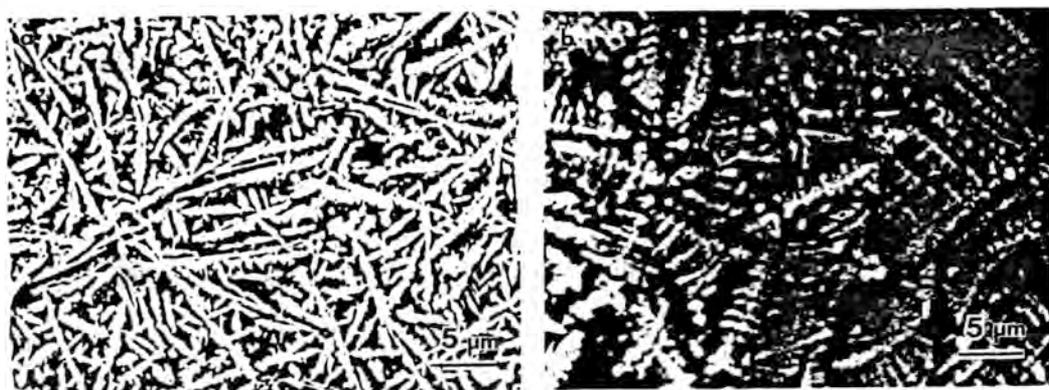


Fig.1. Microtexturas de las muestras a) VOHI-06 y b) VOLZ-11 (ver TABLA I ).

Los primeros resultados de microanálisis (EDX) de dichas cristalizaciones, elaborados cuantitativamente con patrones internos, se muestran en la TABLA I. Estos microanálisis indican que los piroxenos aquí sintetizados por vía vitrocerámica, son deficientes en Ca, por lo que podrían estar próximos a la molécula de Tschermak (MORSE, 1980).

TABLA I. MICROANALISIS SEM/EDX FASE PIROXENO EN MATERIALES VITROCERAMICOS DE BASALTOS CANARIOS

	VOHI-06	VOLG-16	VOLZ-11	VO - C
SiO <sub>2</sub>	49,01	53,75	55,89	51,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,64	16,30	14,88	9,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **	9,79	13,08	7,57	14,76
MgO	4,98	1,90	8,15	12,94
CaO	10,29	8,40	9,37	11,06
Na <sub>2</sub> O	4,25	1,06	1,05	-,-
K <sub>2</sub> O	1,35	2,41	0,46	0,28
TiO <sub>2</sub>	3,69	3,08	2,64	2,34
TOTAL	100,00	99,98	100,01	101,97

\*\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, expresa Hierro total.

VOHI-06, vitroc. obtenido a partir de un bas. plg-px (El Hierro).

VOLG-16, vitroc. obtenido a partir de un bas. plg (La Gomera).

VOLZ-11, vitroc. obtenido a partir de un bas. px (Lanzarote).

VO-C. vitrocerámico comercial, (HIDALGO. et. al. 1988).

#### REFERENCIAS

HIDALGO, et. al., (1988): "Microstructure characterization of basalt Glass-Ceramics.". In Ceramics Microstructure'86. Ed. by Pask and Evans Plenum Publishing Corporation.

MORSE, S.A., (1980): "Basalt and Phase Diagrams." Springer Verlag. New York.

PEREZ ARENCIBIA, J.C., (1989): "Aplicaciones Cerámicas y Petrúrgicas de materias primas de las Islas Canarias.". T. Doctoral. U de La Laguna.

QUERALT, I., (1988): "Dinámica Mineral de los procesos de Devitrificación en vidrios basálticos.". T. Doctoral. U. de Barcelona.

**MINERALOGIA Y QUIMICA DE LOS SULFUROS DE Ni-Fe-Cu ASOCIADOS A LAS ROCAS ULTRAMAFICAS DEL MACIZO DE HERBEIRA (COMPLEJO DE CABO ORTEGAL, LA CORUÑA)**

MONTERRUBIO, S. Y LUNAR, R.

Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. Complutense. Madrid.

Un constituyente habitual de las rocas de naturaleza mantélica, son los sulfuros de Ni, Fe y Cu, que, aunque generalmente se trata de fases muy accesorias, pueden tener gran importancia, ya que actúan de colectores de metales preciosos (Au y elementos del grupo del platino) (Mitchell and Keays, 1981; Garuti et al., 1984) y en ocasiones, pueden constituir depósitos marginales (Santos, 1986).

El macizo de Herbeira es uno de los tres principales afloramientos de rocas ultrabásicas existentes en el núcleo del complejo de Cabo Ortegal ó Unidad Catazonal Superior en la nomenclatura de Arenas et al., 1986. En él se distinguen dos áreas principales: (1) Ocupa las dos terceras partes orientales y forma los macizos de Limo y Uzal. El tipo de roca dominante es una peridotita con elevada serpentización y con relictos de olivino piroxenos y generalmente espinela. Como minerales metamórficos impuestos están el anfíbol, ortopiroxeno, serpentina y, no siempre, clorita. Todas estas rocas muestran un aspecto similar, variando localmente el grado de serpentización y la proporción de especies minerales. (2) Ocupa el tercio occidental de Herbeira y muestra composiciones dominantes duniticas y piroxeníticas con menores proporciones de werhlitas, harzburgitas y lherzolitas. Las piroxenitas se disponen en bandas con potencias desde centimétricas hasta de varios metros y junto con intercalaciones menores de dunitas, forman un conjunto de 550m de potencia en el acantilado (Ben Jmaa, 1988).

En el sector oriental y dentro de una lámina predominantemente dunitica se han observado frecuentes concentraciones de cromita de tipo schlieren y bandas masivas de morfología lenticular-planar (Monterrubio et al., 1988, 1989). En muestras de esta misma zona con schlieren cromíticos y en piroxenitas próximas con cromita accesoria, ambas con una fase subordinada de sulfuros (Tabla I, análisis 1 y 2), se han observado concentraciones anómalas de Pt y Pd (Monterrubio et al., 1990).

Los sulfuros están presentes, en mayor o menor proporción, dentro de todos los tipos litológicos existentes en el Macizo de Herbeira. La presencia y abundancia de las distintas especies minerales están en relación con el grado de serpentización, éste a su vez, está fuertemente condicionado por la litología.

Las peridotitas, tanto del sector oriental como del occidental, exceptuando las piroxenitas, muestran una serpentización que afecta entre el 60 y el 100% del volumen de la roca. En gran parte de las muestras estudiadas, la pentlandita es el único sulfuro existente, mientras que en muy pocos casos se han observado pequeñas cantidades de calcopirita, pirrotina y posiblemente heazlewoodita. La pentlandita se halla en granos de tamaño entre 10 y 100  $\mu\text{m}$  y constituye cantidades, desde inapreciables, hasta el 0.2 % del volumen de la roca. Ocasionalmente en rocas con schlieren

cromíticos llega a constituir el 1 %, con tamaños de grano de hasta 0.5 mm. Se presenta principalmente dentro de la matriz serpentinitica, aunque a veces se ha observado en inclusiones de piroxenos y espinelas. Habitualmente se halla bordeada y reemplazada parcialmente por magnetita. Son muy frecuentes granos redondeados e irregulares de magnetita en los cuales se hallan inmersos restos aislados de pentlandita. El reemplazamiento ha tenido lugar a favor de los planos de exfoliación mostrando, a veces, apariencia idiomórfica.

Las piroxenitas muestran una serpentinización mucho menor, a veces inexistente y en general proporcional a la abundancia de olivino. Los sulfuros son volumétricamente más abundantes que en las peridotitas, habiéndose observado muestras con contenidos próximos al 2 % del volumen total y tamaños de grano de hasta 1mm. Se sitúan preferentemente en áreas serpentinizadas, cuando existen, o intersticiales de los silicatos en caso contrario. Los granos de sulfuros existentes en piroxenitas parcialmente serpentinizadas muestran intercrecimientos muy complejos, y están constituidos de pirrotina, pentlandita, calcopirita, mackinawita y violarita. La mackinawita se halla en exoluciones dentro de la pentlandita, y ésta a su vez, está siendo sustituida por violarita (Tabla I, análisis 3 a 8). La magnetita, es también, un componente frecuente de estos granos. Las piroxenitas no serpentinizadas contienen granos mono o poliminerales, los intercrecimientos son más sencillos y la mineralogía similar con la ausencia de violarita y magnetita.

TABLA I. ANALISIS MEDIANTE MICROSONDA ELECTRONICA DE SULFUROS REPRESENTATIVOS DE HERBEIRA. (% peso)

	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe	26.41	27.50	32.53	32.19	59.69	30.36	54.43	27.28
Co	.98	.86	.47	.95	.00	.00	.58	.91
Ni	39.91	36.98	33.03	32.90	.26	.05	7.68	28.03
Cu	.00	.65	.00	.03	.04	33.26	.40	.12
As	.32	.03	.03	.02	.09	.04	.05	.00
Sb	.00	.00	n.d.	.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
S	32.77	33.23	33.27	33.30	38.85	34.57	35.74	40.04
Total	100.63	99.28	99.34	99.40	98.93	98.28	98.89	96.38

1 y 2.- Pentlandita en peridotita con cromita; 3 a 8.-Sulfuros en piroxenitas: 3 y 4 pentlandita, 5 pirrotina, 6 calcopirita, 7 mackinawita y 8 violarita. n.d. No determinado (Microsonda CAMECA SX-50 Earth Sciences Department, Universidad de Leeds)

#### BIBLIOGRAFIA

- Arenas, R., Gil Ibarra, J.I., Gonzalez Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega, E., Pablo Macía, J.G. de, Peinado, M. (1986): *Hercynia*, 11, 2, 87-110.
- Ben Jamaa, N. (1988): *These Université de Paris*, 245 pp.
- Garuti, G., Gorgoni, G., Sighinolfi, G.P. (1984): *Earth and Planetary Science Letters*, 70, 69-87.
- Mitchell, R. Keays, R. (1981): *Geoch. Cosmoch. Acta* 45, 2425-2442.
- Monterrubio, S., Lunar, R. Oyarzun, R. (1988): *Bol. Soc. Esp. de Mineralogía*, 11 (2), 92-95.
- Monterrubio, S., Lunar, R. Oyarzun, R. (1989): *Bol. Soc. Esp. de Mineralogía*, 12, 229-239.
- Monterrubio, S., Lunar, R. Oyarzun, R., Saez, J. (1990): *Mining Magazine* ( en prensa)
- Santos, G. (1986): *En Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. Theophrastus publications* S. A. Athens, pp. 137-147.

**HOZARCO: UN CLARO EJEMPLO DE MINERALIZACION DE Pb-Zn-Hg DE EDAD PERMICA (CORDILLERA CANTABRICA, NW DE ESPAÑA)**

MARTINEZ-GARCIA. E. (1); LUQUE, C. (2) Y BURKHARDT, R. (3)

(1) Dpto. de Geología. Univ. de Oviedo.

(2) Unidad Central de Geología. HUNOSA. Ujo (Mieres).

(3) INGECON. Salamanca.

En el área de Picos de Europa de la Cordillera Cantábrica, se encuentran diversas mineralizaciones de Pb-Zn con contenidos variables de Hg, Cu y Ba. La mayor parte de ellas encajan en calizas Carboníferas, en forma de filones y masas irregulares ligadas a fracturas. Otras se encuentran en el contacto entre estas calizas y la cobertera, constituida por sedimentos de edad Pérmico superior y Triásico. Los depósitos Pérmicos consisten en brechas calcáreas, areniscas y lutitas rojas con niveles de caliches intercalados, rellenando en conjunto un paleorelieve excavado en las calizas del Carbonífero. Sobre ambos se apoyan en discordancia las areniscas y lutitas rojas del Triásico inferior (Buntsandstein).

La mineralización de Hozarco, constituida por esfalerita, galena, cinabrio, calcopirita y pirita, presenta una ganga carbonatada, destacando la presencia de yeso en la misma, probablemente procedente de los sedimentos evaporíticos del Pérmico adyacente. Es de tipo filoniana y rellena de forma irregular una zona de fractura que pone en contacto los sedimentos Pérmicos con las calizas del Carbonífero superior, sin que afecte a los sedimentos de la base del Trias, que recubren en discordancia a los sedimentos pérmicos y carboníferos y fosilizan a la fractura. Todo ello demuestra claramente que el emplazamiento de la mineralización tuvo lugar en algún momento después del Pérmico superior y antes del Triásico inferior.

**VARIACIONES DE ELEMENTOS TRAZA (Pb, Zn, Sr, Mn y Fe) EN ROCAS CARBONATADAS PROXIMAS A LAS MINERALIZACIONES DE ESFALERITA-GALENA EN LA ZONA CENTRO DE CANTABRIA (ESPAÑA)**

BRAVO FERNANDEZ, J.I.

Dpto. de Geología. Univ. de Oviedo.

El presente trabajo trata de valorar los contenidos de determinados elementos traza (Pb, Zn, Sr, Mn y Fe) en rocas carbonatadas próximas a las mineralizaciones de Esfalerita-Galena dentro del Cretácico inferior de la zona centro de Cantabria con el fin de intentar esclarecer no sólo este tipo de mineralizaciones, sino el modelo genético de las mismas y poder comparar estos resultados con los obtenidos en otras zonas más occidentales de esta misma Comunidad Autónoma.

El conjunto total de muestras tratadas ha sido de 35 y se sitúan en dos zonas muy próximas entre si: Peña Cabarga y La Cavada con 15 y 20 muestras, respectivamente.

Los valores medios en Pb para dichas zonas, siguiendo el orden anteriormente expuesto son de 93 y 83 ppm para las calizas, y respecto a las dolomías son de 82 y 82 ppm. La media para estas dos zonas y en ambos tipos de rocas carbonatadas son de 88 ppm para los primeras, y 82 ppm para las segundas.

En relación con los valores de las medias en Zn para estas mismas zonas son: 15 y 27 ppm para las calizas, y 16 y 58 ppm para las dolomías. Se deduce a raíz de estos resultados que los valores de las medias para estos tipos de litologías son de 21 y 37 ppm, respectivamente.

De los valores obtenidos en estos dos elementos cabe señalar los siguientes hechos: 1° En las dos zonas estudiadas, los contenidos de Pb son superiores a los de Zn en ambas litologías. 2° Las calizas presentan valores más altos en Pb que las dolomías mientras que por el contrario, en estas últimas los contenidos en Zn están por encima de las que presentan las calizas. 3° Al igual que ocurría en las zonas más occidentales de Cantabria, los procesos de dolomitización traen como consecuencia un empobrecimiento en Pb y un enriquecimiento en los contenidos de Zn. 4° Las relaciones  $Zn/Pb+Zn$  son de 0,1 y 0,2 en las calizas, y de 0,1 y 0,4 para las dolomías de ambas zonas, respectivamente; estos valores son inferiores a los que figuran en las zonas más occidentales tales como Novalés o Reocín donde estas relaciones son de 0,4 y 0,3 para el primer tipo de litología y de 0,6 y 0,6 para el segundo Bravo et al. (1989). De esto se deduce que, según Sangster (1983), los yacimientos MTV son más bien del subgrupo 1 (tipo cratónico rico en plomo).

Por otro lado, los contenidos de los valores medios de Sr, al ser inferiores aquí que en el resto de las demás zonas más occidentales, hace suponer que en esta zona centro de cantabria los procesos de dolomitización han debido de ser más acusados.

Por ultimo, cabe señalar que se han determinado los contenidos medios de Fe y de Mn dado que son en las dolomías ricas en hierro donde aparecen fundamentalmente las mineralizaciones ricas en Esfalerita-Galena, y dado que el Pb-Zn encaja en este tipo de litología ankerítica (Vadala et al., 1981; Barbanson et al., 1983 y Bravo, 1988), y a raíz de los bajos contenidos de estos elementos (Fe y Mn) en comparación con otras zonas más occidentales, se puede decir que la circulación de fluidos mineralizantes ha debido de ser menor; esto lo corrobora los estudios petrográficos realizados en ambas zonas.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BARBANSON, L; SAULAS, D; TOURAY, J.C. y VADALA, P. (1983).- Distribution à différentes échelles et chronologie relative des carbonates de l'Aptien de la province de Santander: relation entre auréole ferrifère et minéralisation Zn-Pb du type Réocin. Chron. Rech. Min., n° 473, 39-48.
- BRAVO, J.I. (1988).- La ankeritización en las dolomías del Aptiense en el entorno de las mineralizaciones Pb-Zn del NO de Cantabria. Geogaceta n°5, 8-10.
- BRAVO, J.I.; GARCIA IGLESIAS, J. y LOREDO PEREZ, J. (1989).- Estudio geoquímico de formaciones carbonatadas con yacimientos estrato ligados Zn-Pb, del Cretácico inferior de Cantabria (España). Bol. Soc. Esp. Min., n° 12, 295-301.
- BUSTILLO REVUELTA, M. y ORDÓÑEZ DELGADO, S. (1985).- Los yacimientos Pb-Zn del tipo de Reocín en el sector O. de Cantabria: Estudio comparativo y aspectos genéticos. Bol. Geol. Min., TXCVI, 626-631.
- SANGSTER, D.F. (1983).- Mississippi Valley-type deposits: a geological melange In: Kisvarsanyi, G. (eds.). International Conference on Mississippi Valley type lead - zinc deposits. Univ. Missouri - Rolla, U.S.A., 7-19.
- VADALA, P.; TOURAY, J.C.; GARCIA IGLESIAS, J. y RUIZ, P. (1981).- Nouvelles données sur le gissement de Réocin (Santander, Espagne). Chron. Rech. Min., 462, 43-59.

**MINERALIZACIONES DE Hg-As-Sb EN EL BORDE OCCIDENTAL DE LA CUENCA CARBONIFERA CENTRAL DE ASTURIAS Y SU RELACION CON LA TECTONICA**

LUQUE, C. (1); MARTINEZ GARCIA, E. (2); GARCIA IGLESIAS, J. (3) Y GUTIERREZ CLAVEROL, M. (2)

(1) Unidad Central de Geología. HUNOSA. Ujo (Mieres).

(2) Dpto. de Geología. Univ. de Oviedo.

(3) Dpto. de Explotación y Prospección de Minas. Univ. de Oviedo.

En el sector occidental de la Cuenca Carbonifera Central (C.C.C.) se encuentran un conjunto de mineralizaciones epigenéticas de Hg-As (La Vallina, La Campa del Trave, El Terronal-La Peña, Los Ruedos, Villar de Gallegos, Muñón Cimero, Llamo, Maramuñiz, Brañalamosa, Piedracea, Sorribas) y Sb (Roncón, Felgueres) encajadas en rocas detríticas o carbonatadas del Carbonífero medio-superior, con un significativo contenido en sustancias bituminosas.

Aunque pertenecientes a un mismo contexto metalogenético, se observan diversas asociaciones mineralógicas: cinabrio-pirita; cinabrio-arsenopirita- marcasita-(esfalerita-galena); cinabrio-rejalgar-oropimente y berthierita-estibina.

Estos conjuntos minerales se distribuyen bien de forma dispersa, aprovechando la porosidad primaria del encajante, o bien utilizando la red de fracturación existente, en cuyo caso se presentan en filones o en rellenos de brecha.

Las mineralizaciones se sitúan en la proximidad de una importante falla de desgarre tardihercínica, con orientación NE-SW (Falla de La Carrera-Viñón-Villaviciosa), que en la parte septentrional de la C.C.C. lleva asociados materiales volcánicos (tobas ácidas y lavas básicas o intermedias) de edad pérmica. Además de la falla precedente existen otras direcciones de fracturación, también mineralizadas, que en su conjunto pueden ser interpretadas como un sistema Riedel asociado a una zona de cizalla frágil dextral. Las mayores concentraciones se producen en las zonas de intersección de fallas.

Es patente una distribución zonal, tanto en sentido vertical como longitudinal, localizándose las asociaciones minerales de mayor temperatura hacia el norte de la C.C.C. y en los depósitos situados a menor cota topográfica.

Las condiciones de deposición mineral son de tipo epitermal en conexión con una fase distensiva (rift continental pérmico) posiblemente relacionada con la mencionada zona de cizalla.

## MINERALOGIA Y TEXTURAS DEL YACIMIENTO DE SULFUROS DE MUTILOA: MINA TROYA, GUIPUZCOA

VELASCO ROLDAN, F.; FERNANDEZ MARTINEZ, J.M.; HERRERO RUBIO, J.M.  
Y FANO ANDARAZ, H.

Dpto. Mineralogía y Petrología. Univ. del País Vasco. Bilbao.

El yacimiento de mina Troya es una mineralización estratoligada de sulfuros masivos de Zn-Pb rica en pirita que se encuentra encajada en los materiales urgonianos de edad Aptiense, localizados en el extremo SE del flanco N del anticlinorio de Bilbao, aproximadamente en la intersección con la alineación diapírica Irún-Tolosa-Maeztu. En la actualidad es explotado por EXMINESA y se le considera como un yacimiento de medianas dimensiones, con morfología lenticular alargada paralela a la estratificación, siendo su extensión longitudinal de unos 1500 metros en dirección N-S, con anchura variable entre 50 y 250 metros y una potencia media de 5 metros. Las reservas estimadas alcanzaban en 1989 las 3.7 MT, con leyes de 11.2% Zn, 1.0% Pb y menos de 0.2% Cu (Ag < 50 ppm).

La mineralización de sulfuros se encuentra hacia el techo de calizas masivas de plataforma (Unidad U-3). En su mitad Norte aparece como una intercalación entre carbonatos 30-40 metros por debajo de su superficie superior, intersectando oblicuamente las isopacas de la plataforma carbonatada. Sin embargo, en la mitad Sur se coloca encima de los carbonatos, sellado por la unidad superior de margas oscuras (U-4). La mayoría de las rocas encajantes, en el muro de la masa de sulfuros, han sido reemplazadas por siderita e intensamente silicificadas.

Las asociaciones minerales más importantes que se encuentran son tres: (a) pirita/marcasita, esfalerita (una oscura, rica en hierro y otra acaramelada), calcopirita, galena, siderita, ankerita y barita, en la facies de los sulfuros masivos, laminados o/y brechificados; (b) siderita espática ± barita acicular, ankerita, pirita, esfalerita y cuarzo, en los carbonatos reemplazados del muro; (c) cuarzo, esfalerita, pirita y algunos carbonatos, en las rocas silicificadas. Estas asociaciones constituyen complejas agrupaciones de facies, con cambios graduales entre ellas, entre las que hay que destacar, a medida que se profundiza en una sección del yacimiento, las siguientes: (1) facies piríticas, masivas y estratificadas; (2) facies cincíferas, bandeadas y rítmicas; (3) facies silíceas; (4) facies sideríticas.

Los sulfuros y carbonatos de las etapas más importantes de depósito de estas facies, han sido analizados por microsonda electrónica, determinando elementos mayores y trazas. La **pirita** (aproximadamente el 35% del total de los sulfuros) muestra una variación del % Fe atómico entre 33.4 y 34.7 próxima a la estequiométrica. Los contenidos en Ni y Co, están en general por debajo del límite de detección, aunque los valores más altos señalan relaciones Co/Ni de 0.25, propias de ambientes sedimentarios, muy inferiores al umbral 2-8, típico de las condiciones vulcanogénicas. La **marcasita** da una composición similar, si bien los contenidos en elementos traza son aún más bajos.

La **esfalerita** rica en hierro presenta composiciones variables entre 7.6 y 1.5 % en peso de Fe en solución sólida, con zonaciones no lineales de tipo gradacional y oscilatorio. Los valores en Cu varían en una escala amplia, desde cantidades menores de 0.25%, hasta más del 7.5% en peso. El Fe y Cu en estos casos muestra una clara correlación positiva que pone de manifiesto la presencia de inclusiones de calcopirita, en parte submicroscópicas, probablemente resultado de reemplaza-

miento ("enfermedad de la calcopirita"). El contenido en hierro de la esfalerita tardía, acaramelada, nunca presenta más de un 0.7% en peso de Fe manteniendo cantidades similares en el resto de elementos traza. En los dos tipos de esfaleritas analizadas, los contenidos en Hg son inferiores a 0.07% en peso. La **pirrotita** se encuentra relegada a las bandas de crecimiento de la esfalerita muy rica en hierro (> 7.6 % Fe), apareciendo como minúsculas inclusiones, sólo visibles con los mayores aumentos.

La **calcopirita** y **galena** presentan composiciones bastante homogéneas, muy próximas a las que ofrecen las fórmulas teóricas de estos minerales. No obstante, en la galena pueden aparecer muy localmente, agrupamientos de diminutas inclusiones de sulfosales de la serie bournonita-seligmanita,  $Pb_{1.09}Cu_{0.95}As_{0.05}Sb_{0.91}S_3$ , siendo su contenido en Ag inferior a 0.15% en peso.

La **siderita**, tanto si se encuentra como relicto entre los sulfuros o bien si pertenece a las facies espáticas de muro, presenta variaciones composicionales estrechas, con una sustitución del Fe por Mg y en menor medida por Ca y Mn. Esto indica un alejamiento de la "tendencia dolomítica" marcada por una sustitución de Fe por Ca y Mg en iguales proporciones, característica de ambientes con influencia marina. Por otro lado, las **ankeritas** analizadas, siempre tardías respecto al grueso de los carbonatos de hierro, muestran una elevada proporción de Ca y escaso Mg.

Texturalmente, en este yacimiento se reconocen formas deposicionales, grietas de retracción ("syneresis") en los sulfuros, intercalaciones de detritus clásticos de sulfuros con limos, resedimentaciones, laminaciones primarias, propias de fases que han sido precipitadas en un ambiente submarino como resultado de la descarga hidrotermal. También se presentan características texturales sobrepuestas a las anteriores, tales como abundante brechificación, ritmitas de cristalización (RCD), reemplazamientos pseudomórficos, encostramientos ("cockade"), fracturaciones, "tepee structures", indicativas de procesos de reemplazamiento y recristalización durante la descarga hidrotermal y durante los procesos diagenéticos.

Los rasgos texturales primarios de los sulfuros masivos y bandeados, y la interpretación de la secuencia diagenética, indican que la mayor parte de la mineralización de interés económico tuvo lugar en un ambiente diagenético temprano, posiblemente como sedimentación química directa en el fondo marino. Simultáneamente, también precipitaron en los huecos que constituían la porosidad primaria, como resultado de la disolución y reemplazamiento de sedimentos carbonatados muy cerca de la superficie, en un estilo de depósito próximo al "SEDEX".

La continuidad de la actividad hidrotermal submarina afectó igualmente a los sedimentos carbonatados, ya enterrados a profundidades débiles (< 50 metros), provocando un intenso fenómeno de reemplazamiento de calcita por siderita ( $\pm$ barita), acompañado de una silicificación de intensidad variable, localizada en la "interfase" sulfuros-carbonatos. De forma paralela, los sulfuros previamente depositados, fueron reequilibrados mineralógica y texturalmente durante la diagénesis, para dar recristalizaciones y transformaciones importantes, conducentes a la formación de texturas cebradas, brechificaciones, escarpelas, semejantes a los ambientes que caracterizan a las mineralizaciones tipo MVT. Durante estas etapas parte de los metales puestos en juego fueron parcialmente removilizados, en un proceso claramente epigenético, actuando el sistema como parcialmente cerrado.

Las observaciones realizadas en el yacimiento de Troya señalan el gran parecido de esta mineralización con los yacimientos cincíferos de la Llanura Central Irlandesa, encajados en los carbonatos arrecifales Waulsortienses (Dinantense basal), tales como Navan, Tatestown, Silvermines, Ballinalack, Tynagh, etc. y catalogados como de tipo "SEDEX".

PRIMERAS EVIDENCIAS SOBRE UNA MEZCLA DE SALMUERAS MINERALIZADORAS EN EL ENTORNO DE LOS YACIMIENTOS DE SIDERITA DE BILBAO

ALVAREZ DIEGUEZ, L.; VELASCO ROLDAN, F. Y ORTIZ HINGELMO, B.

Dpto. Mineralogía y Petrología. Univ. del País Vasco. Bilbao.

Se han estudiado más de 250 inclusiones fluidas en siderita y calcita de las mineralizaciones de hierro de Gallarta (Vizcaya), procedentes de muestras de mina y de testigos de sondeos, así como de calcita y celestita que se encuentran en las calizas coralinas encajantes. Aunque el tamaño de las inclusiones es, por lo general, inferior a las 20  $\mu\text{m}$  y la calidad de las mismas no es excelente, se han podido distinguir en base a criterios geométricos, morfológicos, de distribución, estadísticos, etc, varias familias de inclusiones posiblemente primarias y otras secundarias, todas ellas acuosas y bifásicas (L + V).

Tanto las sideritas como las calcitas que aparecen como ganga en estos yacimientos, presentan  $T_h$  en el intervalo 180°-240°C, y una distribución bimodal de  $T_{ff}$  con máximos a -5° y -15°C (8% y 19% en peso eq. de NaCl, respectivamente). A pesar de la incertidumbre que conlleva la estimación de las  $T_e$  (comienzo de la fusión entre -45° y -52°C), los datos obtenidos nos sugieren la existencia de otras sales en solución diferentes al NaCl, tales como CaCl<sub>2</sub>. Estos resultados están de acuerdo con los encontrados en las mineralizaciones de Zn-(Pb-F-Ba) del Oeste de Vizcaya, también estratoligadas y en los mismos materiales sedimentarios, aunque sus temperaturas de formación son algo mayores.

Los datos de inclusiones fluidas suministrados por las celestitas y calcitas que aparecen en el núcleo de algunos biostromos de corales planares en las calizas encajantes, ofrecen  $T_h$  ligeramente menores, con un máximo en el intervalo 160° a 180°C, y con  $T_{ff}$  y  $T_e$  completamente similares a las anteriores. También se han estudiado algunas familias de inclusiones secundarias, originadas en fases claramente tardías respecto a la mineralización, que presentan  $T_h$  menores ( $\approx$ 130°C) y salinidades muy bajas o nulas (0 a 3% eq. NaCl).

Los histogramas globales de fin de fusión y la correlación positiva entre las temperaturas de homogeneización y salinidades, procedentes tanto de la mineralización como de la roca encajante, sugieren la existencia de dos fluidos involucrados en el proceso mineralizador. Uno de mayor temperatura ( $\approx$ 210°) y mayor salinidad (19% eq. NaCl) y otro de menor temperatura ( $\approx$ 170°C) y salinidad de 8% eq. NaCl.

Estos resultados refuerzan la teoría de un origen, para estas mineralizaciones de hierro, por reemplazamiento hidrotermal de los carbonatos urgonianos, durante la diagénesis, por mezcla de soluciones geotérmicas profundas, portadoras de los metales, con otras más superficiales. En este sentido, cualquier modelo que trate de explicar la génesis de estos yacimientos, debería tener en cuenta la expulsión de diferentes tipos de aguas atrapadas por los sedimentos en vías de litificación, la existencia de sales disueltas en cantidad moderada para favorecer el transporte y el elevado grado geotérmico alcanzado en la región durante las etapas de "rifting" Cretácico.

## ASPECTOS GEOQUIMICOS DE LOS SEDIMENTOS ACTUALES DEL RIO NERVION

IRABIEN GULIAS, M.J. Y VELASCO ROLDAN, F.

Dpto. Mineralogía y Petrología. Univ. del País Vasco, Bilbao.

El río Nervión discurre por las provincias de Alava y Vizcaya, atravesando numerosos núcleos de población e industria. A nivel geológico cruza toda la serie de materiales sedimentarios de edad cretácica, constituidos por margas, areniscas y calizas. Hasta su desembocadura en el mar Cantábrico recorre una distancia de 78 km, siendo los últimos 21 de estuario.

A lo largo de todo el cauce se han establecido 18 estaciones de muestreo, encontrándose especialmente representada la zona de influencia marina, debido a su capacidad para actuar como una excelente trampa geoquímica para los metales pesados. El material estudiado corresponde al centímetro superficial del sedimento, en contacto directo con el agua y el aire, sometido a condiciones de oxidación. En dos estaciones ha sido posible además extraer muestras cada diez centímetros hasta alcanzar el sustrato rocoso.

Sobre cada muestra se han realizado análisis granulométricos, mineralógicos y geoquímicos. Mediante espectrofotometría de absorción atómica se han determinado los contenidos en los siguientes metales pesados: Fe, Pb, Mn, Zn, Co, Cu, Cr, Cd y Ni. Los resultados obtenidos muestran, para todos estos elementos, unas concentraciones extraordinariamente más elevadas que las correspondientes al fondo geoquímico regional. Resulta especialmente reseñable por su toxicidad el caso del cadmio, cuya concentración llega a alcanzar en alguna estación del estuario valores de hasta 60 ppm (mientras que la media en sedimentos no contaminados es inferior a 1 ppm).

Los contenidos analizados reflejan una fuerte correlación entre los valores correspondientes al hierro y manganeso ( $r = 0.903$ ) y para el cobre, cadmio, zinc y cromo ( $r > 0.866$ ). En el estudio de los muestreos efectuados en perfiles verticales, el comportamiento de los metales se define como variable. Mientras los contenidos de hierro y manganeso aumentan con la profundidad, el cromo, cadmio, zinc y cobre tienden a disminuir.

Como conclusión puede definirse al Nervión como un río fuertemente contaminado por metales pesados en el estuario, y en menor escala en zonas cercanas a su nacimiento, donde ya se puede reconocer una clara influencia de las actividades de origen antrópico. Los mayores contenidos aparecen siempre estrechamente correlacionados en cantidad y distribución con los vertidos procedentes, sobre todo, del gran número de industrias de producción y transformación primaria de metales asentadas en sus márgenes.

## MINERALIZACIONES DE Pb-Zn ASOCIADAS A PROCESOS DE KARSTIFICACION EN MEDIO REDUCTOR EN LA BASE DEL WEALD

PEREZ INGELMO, J.A Y BLANCO SANCHEZ, J.A.

Dpto. de Geología. Geodinámica. Univ. de Salamanca.

El Jurásico marino de las Sierras del Madero, Toranzo y Moncayo de la provincia de Soria, se termina con una formación de edad Kimmeridgiense conocida con el nombre de "Calizas Paraarrecifales" (I.T.G.E., 1.973). Un trabajo más moderno divide esta formación en las dos siguientes: facies de calizas coralinas y facies de calizas algales (MENSICK et AL, 1.988). A término de la sedimentación de las citadas formaciones, se inicia la emersión del conjunto carbonatado jurásico, para posteriormente comenzar el depósito de la serie de materiales continentales, deltaicos y marino restringidos que componen la "Facies Weald"

En la zona de estudio, antes del comienzo de la sedimentación Wealdiense, se produce un proceso de karstificación que afecta al techo de las calizas marinas kimmeridgienses; este proceso se manifiesta por la formación de grandes dolinas poco profundas. Es en estas dolinas donde se producen las primeras acumulaciones de calizas laminadas con abundante materia orgánica y sulfuros así como limolitas, también con sulfuros, que marcan el inicio del Weald. Estos sedimentos de fuerte carácter reductor presentan, al menos localmente, anomalías positivas en plomo y zinc (REY DE LA ROSA, 1.973).

Una vez depositada la primera unidad wealdiense, que culmina con areniscas ricas en sulfuros, se debe producir un descenso importante del nivel freático. Este descenso permite la reactivación de los procesos kársticos sobre las calizas marinas y sobre las calizas laminadas que rellenan las primitivas dolinas. El resultado es la formación de cavidades no muy anchas (2-3 m.) pero profundas ( más de 30m.) que se rellenan de material procedente de derrumbes de las capas de limolitas y areniscas suprayacentes. En las primeras etapas de esta segunda actividad karstica, en la cavidad que se esta elaborando se produce una fijación de hierro en forma de pirita y siderita; de plomo como galena y cerusita y de zinc como smithsonita, hidrocincita y hemimorfita. Es evidente que esta paragénesis marca un medio predominantemente reductor provodado por un drenaje deficiente o por un zonas encharcadas. El plomo y el zinc provienen lógicamente de la alteración y lavado de los materiales de la primera unidad Wealdiense.

En un estadio más avanzado de la actividad kárstica, el drenaje debió mejorarse cambiando las condiciones de reductoras a oxidantes. Este cambio provoca la desestabilización de los sulfuros y carbonatos no confinados, conservandose únicamente los acumulados en zonas poco o nada drenadas; se produce además la formación de una nueva paragénesis compuesta por caolinita y goethita. Es lógico atribuir la rápida destrucción de carbonatos y sulfuros en medio oxidante, en principio, al agua de alteración que produce esta desestabilización, la cual mantiene sin embargo un potencial mineralizador, siempre y cuando se reproduzcan las condiciones reductoras, capaz de volver a fijar el plomo y el zinc. La actividad kárstica en medio reductor aparece, por tanto, como una posibilidad de fijación de plomo y zinc; esta concentración puede ser definitiva si persiste el medio reductor, o temporal si la evolución karstica prosigue y las condiciones se hacen oxidantes.

**MINERALIZACIONES DE Pb-Zn-(Ag) ASOCIADAS A ROCAS VOLCANICAS DEL DISTRITO DE MAZARRON (MURCIA). GEOQUIMICA Y METALOGENIA**

MORALES RUANO, S. Y FENOLL HACH-ALI, P.

Dpto. Mineralogía-Petrología e Inst. Andaluz de Geología Mediterránea. Universidad, CSIC. Granada.

En el borde occidental de las Cordilleras Béticas, en la zona de Mazarrón, afloran vulcanitas neógenas que intruyen en materiales carbonatados Nevado-Filábrides y Alpujárrides. Dichas vulcanitas son cuarzoláticas y andesíticas y presentan estructuras masivas, a veces con disyunciones columnares y grietas de enfriamiento, o estructuras brechoides en las que aparecen grandes núcleos de alteración hidrotermal (silicificación, alunitización, argilitización...).

En relación con las rocas volcánicas alteradas y brechificadas y ocasionalmente con las brechas carbonatadas que las circundan, se encuentran las mineralizaciones de Pb-Zn-Fe-Cu-Ag. Presentan una morfología en forma de filones, tipo stockwork, en los cuales la mineralización aparece en bandas alternantes de sulfuros y ganga o en forma de diseminaciones de sulfuros en cuarzo y/o barita. Puntualmente la mineralización aparece también en la roca volcánica, como diseminaciones o reemplazando a los feldespatos de dichas rocas (piritización).

Los datos obtenidos de los elementos en traza analizados en las vulcanitas y en las rocas carbonatadas ponen de manifiesto una mayor concentración en Pb, Zn, Cd y As en ambos tipos de rocas.

La asociación paragenética está constituida por esfalerita, galena, pirita y marcasita como minerales mayoritarios y magnetita, calcopirita, arsenopirita y sulfosales de Cu y Pb como minerales minoritarios. La ganga está formada por barita y cuarzo. En superficie todos ellos se encuentran alterados, presentándose exclusivamente en forma de óxidos y oxihidróxidos de Fe y Mn.

Los datos preliminares obtenidos del estudio de las inclusiones fluidas primarias de las baritas indican valores en torno a los 200° de temperatura de homogeneización.

(Este trabajo está financiado por el Proyecto PS88-107 de la C.I.C.Y.J. y por el Grupo de Investigación nº 4028 de la Junta de Andalucía)

## FENOMENOS EPITERMALES ASOCIADOS AL VULCANISMO PERMICO DE ATIENZA, SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

CONCHA, A. (1); OYARZUN, R. (1); LUNAR, R. (1); SIERRA, J. (1); LILLO, J. (2)

(1) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. Complutense, Madrid.

(2) Dpto. of Earth Sciences. Univ. of Leeds. England.

Durante la última década el estudio de las mineralizaciones epitermales de metales preciosos ha cubierto un gran espacio dentro del campo de la geología económica. Fenómenos de alteración/mineralización de este tipo son poco frecuentes en España y quizás los casos más significativos se encuentren en relación al vulcanismo Neógeno de Almería (Rodalquilar, Au) y Pérmico de Atienza (Hiendelaencina, Ag-metales de base). Aunque la conexión vulcanismo-mineralización en el último caso no es clara, existen criterios geológicos, tectónicos y metalogénicos que permiten ligar ambos fenómenos (Doblas et al., 1988). Estudios recientes de isótopos de azufre e inclusiones fluidas en baritas de estas zonas de alteración/mineralización permiten señalar que:

1) Los fluidos que dieron origen a baritas en Atienza y Hiendelaencina son similares, esto es, soluciones acuosas con Th de 250° a 310° C (Atienza), 220° a 350° C (Hiendelaencina), con salinidades de 10 a 14 % NaCl (Atienza) y 10 a 15 % NaCl (Hiendelaencina).

2) Los valores  $\delta^{34}\text{S}$  ‰ en baritas de Atienza (+ 6.19 a + 6.68) son similares a los observados en esfaleritas del distrito de Hiendelaencina (+ 6.37, + 6.74; La Bodega).

Esta situación permite sugerir un sistema epitermal complejo en el que el aporte del azufre para las fases sulfatada de Atienza y sulfurada del distrito de Hiendelaencina sería de origen magmático. Estos valores son consistentes con un aporte sulfurado a partir de un magma andesítico (Taylor, 1986).

Los fenómenos de alteración en Atienza (Hernán et al., 1981; este trabajo) son particularmente significativos e implican al menos dos fases pervasivas de alteración: 1) propilitización, con desarrollo de clorita y calcita alterando las fases ferromagnesiana y de plagioclasa; 2) argilización, con desarrollo de caolinita e illita como productos de la alteración de plagioclasas. La presencia de sílice jasperiode y filones de barita-carbonatos-cuarzo completan el esquema de alteración-mineralización.

Estos fenómenos de alteración pueden ser asimilados en ciertos aspectos al tipo epitermal Comstock (Mosier et al., 1986), el cual presenta importantes ejemplos de mineralizaciones de metales preciosos a lo largo del "Walker Lane" (W Nevada, USA) tales como Comstock Lode y Tonopah (Silverman, 1985).

Particularmente sensible a los fenómenos de alteración resulta

la razón Rb/Sr (Armbrust et al., 1977), observándose en Atienza variaciones de 0.31 a 2.84 desde rocas debilmente alteradas a zonas donde la alteración ha sido intensa.

Los fenomenos de vulcanismo-alteración-mineralización de Atienza (Fig. 1) pueden encuadrarse dentro de un contexto extensional tardihercínico que permitió el ascenso de magmas andesíticos a niveles corticales induciendo actividad volcánica e hidrotermalismo epitermal.

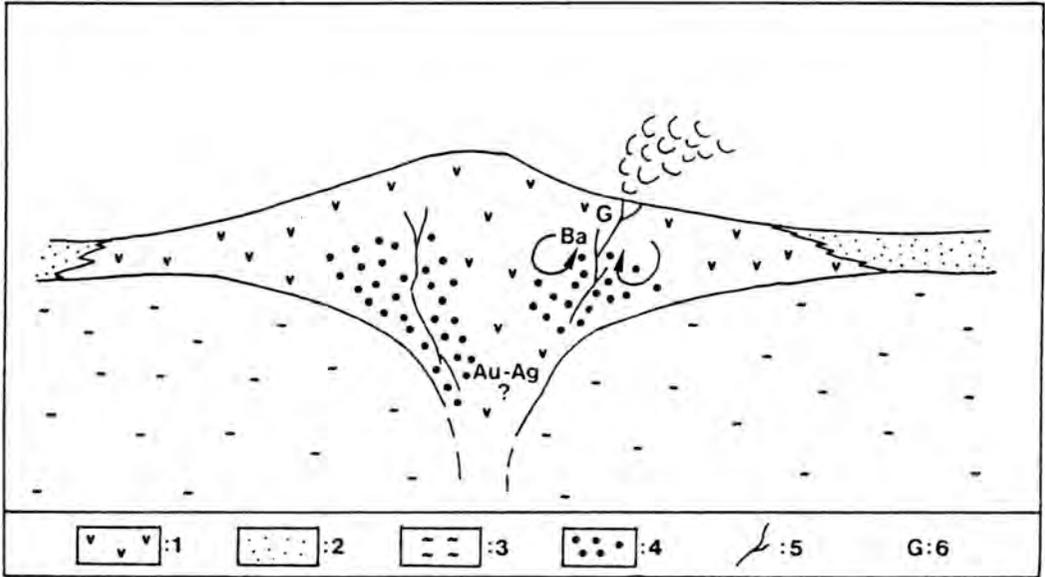


Fig. 1: Esquema idealizado que muestra las relaciones vulcanismo-mineralización durante el Pérmico inicial de Atienza. 1: andesitas; 2: sedimentos; 3: basamento metamórfico; 4: propilitización; 5: filones epitermales; 6: actividad geotérmica

#### BIBLIOGRAFIA

- Armbrust, G., Oyarzun, J. & Arias, J. (1977): *Econ. Geol.* 72: 1086-1100.
- Doblas, M., Oyarzun, R., Lunar, R., Mayor, N. & Martínez, J. (1988): *Geology* 16: 800-803.
- Hernán, F., Perni, A. & Ancochea, F. (1981): *Estudios Geol.* 37: 13-25.
- Mosier, D.L., Singer, D.A. & Berger, B.R. (1986): *U.S. Geol. Surv. Bull.* no. 1693: 150-153.
- Silverman, M.L. (1985): *U.S. Geol. Surv. Bull.* no. 1646: 55-70.
- Taylor, B.E. (1986): *Reviews in Mineralogy* 16: 185-226.

**GEOLOGIA, PETROLOGIA Y GEOQUIMICA DE LAS MINERALIZACIONES DE MERCURIO DEL SECTOR DE CORCHUELO (ALMADEN, CIUDAD REAL)**

BORRERO, J. (1) Y HIGUERAS, P. (2)

(1) Dpto. de Geología. Minas de Almadén y Arrayanes. Almadén.

(2) Dpto. de Recursos Naturales y Mineros. EUP. Almadén.

El objeto del presente trabajo es la descripción de la geología, petrología, investigación geoquímica realizada y de su relación con las mineralizaciones de mercurio existentes en el sector de Corchuelo, situado en el núcleo del Sinclinal de Almadén, a unos 4.5 Km. al ENC de esta localidad. Estos datos se han integrado en el esquema metalogenético propuesto por BORRERO e HIGUERAS (en prensa).

Desde el punto de vista geológico, este sector se sitúa en la Zona Centro Ibérica, en la zona axial del Sinclinal de Almadén, y en concreto, en los materiales volcánicos de edad Devónico Superior que constituyen su núcleo. Estos materiales han sido estudiados más al Deste, desde el punto de vista petrológico y geoquímico, por SAINZ DE BARANDA, B. (1988), en el entorno de la mineralización de Pb-Zn-Cu de La Fidela. Este estudio ha permitido caracterizar estos materiales como un volcanismo alcalino de carácter cíclico, con episodios explosivos y coladas lávicas, con composiciones que varían desde basaltos olivínicos a traquitas alcalinas y riolitas.

En la zona de estudio se ha realizado una cartografía de detalle, a escala 1:5.000, en la que se han delimitado las diversas facies volcánicas, se han estudiado 22 láminas delgadas, y se han reconocido diversos puntos con mineralización de cinábrio. También se ha realizado una campaña de prospección geoquímica, que ha incluido 500 muestras de suelos, analizadas para Hg mediante Absorción Atómica en vapor frío.

Los materiales volcánicos corresponden a lavas, de composición mayoritariamente básica alcalina, con frecuencia vacuolares, y en ocasiones brechificadas y con cemento carbonatado, lavas riolíticas porfídicas, piroclastos, que corresponden a lapilli con cemento en parte carbonatado y clastos vitrofídicos, y gabros/diabasas que constituyen intrusiones tipo sill. Estas rocas comportan, con carácter general, una importante carbonatación.

Los indicios de mercurio, que no han sido objeto de explotación ni investigación minera antigua alguna, corresponden a disseminaciones de cinabrio de grano fino que aparecen en las lavas brechificadas, en los piroclastos, y en la roca subvolcánica diabásica, alcanzando contenidos de hasta el 0.90% Hg en muestras de roca.

La geoquímica de suelos refleja contenidos anómalos en Hg de hasta 720 ppm, que se correlacionan bien con los afloramientos de las diferentes fácies volcánicas mineralizadas.

El modelo genético propuesto corresponde al de mineralizaciones epitermales asociados a la alteración postmagmática de rocas volcánica.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.

BORRERO, J.; HIGUERAS, P. (En prensa).-Nuevos datos sobre la geología y metalogénesis de los yacimientos de mercurio de Almadén (Ciudad Real). Boletín Geológico y Minero.

SAINZ DE BARANDA, B. (1988).-Estudio de las mineralizaciones de Zn-Pb-Cu asociadas a los materiales volcánicos alcalinos devónicos en el Sinclinal de Almadén (Ciudad Real). Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid. (Mem. Inéd). 239 pg.

## **LAS MINERALIZACIONES DE FLUORITA DE CASTILLO DE LAS GUARDAS: CONTROL ESTRUCTURAL**

FLORES, E. (1); SAEZ, R. (2) Y RUIZ DE ALMODOVAR, G. (2)

(1) Dpto. Geología y Minería. Huelva. Univ. Sevilla.

(2) Dpto. Cristalografía-Mineralogía. Huelva. Univ. Sevilla.

Las mineralizaciones de fluorita se encuentran al Noroeste de Castillo de las Guardas (Sevilla) y proximas al límite con la provincia de Huelva. En el pasado reciente fueron objeto de explotación minera con la denominación de Mina Nuestra Sra. de los Angeles. Desde el punto de vista geológico se localizan en el sector Noreste de la Faja Pirítica Ibérica, en el que afloran con gran extensión rocas igneas intrusivas de diversas composiciones.

Se trata de mineralizaciones hidrotermales filonianas de fluorita con cuarzo, calcita, y sulfuros de metales base (esfalerita, galena y calcopirita). Las mineralizaciones se disponen en un filón principal N100E 60-80S, con una potencia comprendida entre 1 y 2 metros y una corrida próxima al kilómetro, en pequeños filones subsidiarios y rellenando zonas brechificadas de las rocas igneas encajantes y de la propia mineralización. El depósito mineral tiene lugar al menos en dos fases separadas entre sí por fracturación.

Las mineralizaciones de fluorita se superponen en el mismo entorno con otras dos asociaciones minerales que también se disponen en filones, una de tipo pegmatítico con cuarzo, feldespato alcalino, turmalina, topacio y moscovita, y otra hidrotermal de cuarzo, arsenopirita, bismutinita, bismuto, moscovita y calcita.

Las mineralizaciones están relacionadas con una fractura N100E, en la que está emplazado el filón principal, que a su vez es una fractura secundaria de tipo P (según terminología de Riedel), de la falla de la Granada de Riotinto de dirección N120E con componente fundamental de salto en dirección dextroso.

La fractura N100E evoluciona desde un régimen transpresivo en el que se desarrollan pequeñas bandas de cizalla dúctil durante el movimiento dextro de la falla N120E, hasta un régimen transtensivo que da lugar a la apertura de espacios y brechificación, con circulación de fluidos y depósito mineral más o menos simultáneo. El emplazamiento de las mineralizaciones está favorecido en las zonas de máxima distensión durante la evolución final de la fractura N100E, que se corresponde con la zona próxima a la intersección con la falla N120E. Por otra parte, el origen de las mineralizaciones de fluorita parece estar relacionado con removilización cortical durante la fracturación.

**MINERALOGIA Y GEOQUIMICA DEL FILON DE FLUORITA ANA MARY (LANUZA, HUESCA)**

SUBIAS PEREZ, I. Y FERNANDEZ-NIETO, C.

Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Zaragoza.

Al final de la Orogenia Hercinica se produce en los materiales que constituyen el zócalo paleozoico del Pirineo Aragonés, el emplazamiento de diversos batolitos graníticos. Rodeando al batolito granodiorítico de Panticosà se han citado, desde antiguo, la existencia de mineralizaciones de sulfuros y fluorita.

El objeto de este trabajo es el estudio del filón de fluorita "Ana Mary", situado en el extremo septentrional de la provincia de Huesca, cerca del pueblo de Lanuza, a unos 2 Km. al SE de Sallent de Gállego.

El filón de Lanuza encaja en los materiales carbonatados de la facies Pacino (Devónico Inferior) y presenta una dirección media N80°E. Se observa cómo el filón de fluorita corta a dos diques diabásicos de edad Stephaniense.

Se han podido diferenciar dos asociaciones mineralógicas diferentes: la primera ocupa los hastiales del filón y está constituida por cuarzo, galena, esfalerita, y pirita, con calcopirita como fase principal; la segunda, que es posterior, está constituida por calcita y fluorita.

Como estudios específicos, se han analizado los elementos de las Tierras Raras, en base a que la fluorita actúa como un ampli-

ficador de la composición de la solución mineralizadora y por tanto, ofrece datos con respecto a génesis y medio de depósito.

Las muestras presentan una anomalía positiva en Eu (1,27) y negativa en Ce (0,78). A grandes rasgos las curvas de distribución de REE son comparables a la correspondiente de las plagioclasas en rocas ígneas ácidas (HENDERSON, 1984); son también comparables a las que presentan los espectros de distribución del yacimiento de Charbonière (GRAPPIN et al., 1979).

En el diagrama Tb/Ca-Tb/La (MOLLER et al., 1976), las fluoritas del filón de Lanuza se localizan en el dominio hidrotermal.

Los lantánidos indican que la precipitación de la fluorita se ha producido en un medio abierto con circulación de una solución cuya composición no ha variado sustancialmente durante el tiempo de depósito.

#### BIBLIOGRAFIA

HENDERSON, P., ed. (1984): Develops in Geochemistry, n° 2. Elsevier, 508 p.

GRAPPIN, C.; TREUIL, M.; YAMAN, S. y TOURAY, J.C. (1979): Min. Dep., 14, 297-309.

MOLLER, P.; PAREKH, P. y SCHNEIDER, H.J. (1976): Min. Dep., 11, 111-116.

**GEOLOGIA Y DEPOSITOS DE BARITA DEL CERRO DEL HIERRO (SEVILLA)**

MIRAS, A. (1) Y RODRIGUEZ, J. (2)

- (1) Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola. Univ. de Sevilla.
- (2) Dpto. de Geología. Fac. de Ciencias Experimentales. La Rábida. Huelva.

En las series carbonatadas del Cámbrico inferior de la Zona de Ossa-Morena (SW del Macizo Ibérico) existen abundantes mineralizaciones de barita que presentan tipologías muy variadas (diseminaciones, concrecciones, capas estratiformes, filones, etc).

Los yacimientos estudiados del Cerro del Hierro están constituidos por unos depósitos inusuales de Fe-Ba-Cu que aparecen ligados a un contexto geológico muy particular, caracterizado por el desarrollo de una intensa karstificación.

El depósito de una secuencia pizarrosa durante el Marianiense medio (LIÑAN, com. pers.) sobre la serie carbonatada de este área, ha hecho posible que se conserven en las zonas de contacto, algunos rasgos que evidencian una fase inicial de karstificación. Sobre esta paleotopografía reposa, adaptándose a su superficie, una masa de oxi-hidróxidos de hierro, limos y arcillas, de hasta dos metros de espesor que, en algunas ocasiones, puede desaparecer por erosión.

Los caracteres geomorfológicos de este paleokarst indican una génesis en un medio de tipo tropical húmedo, bajo una cobertera de suelo fersialítico o ferruginoso y abundante vegetación. Las relaciones estratigráficas con la cobertera de oxi-hidróxidos de Fe y con las pizarras superiores, son significativas de un periodo relativamente prolongado de actividad corrosiva, capaz de generar desniveles topográficos de varias decenas de metros.

Durante la orogenia Hercínica se produjo la deformación de todos los materiales, originándose una estructura sinclinal

de flancos muy desiguales que ha condicionado el desarrollo del desmantelamiento y de nuevos procesos de karstificación, que son precisamente los que hoy día se evidencian de una forma más espectacular, y cuyo aspecto ha sido parcialmente inducido por la morfología kárstica previa.

Se carece por ahora de datos fiables que nos marquen la edad de esta karstificación posterior. El único rasgo significativo está vinculado al desarrollo regional de una superficie de aplanamiento, entre las cotas 680-670 m, y otra local a 650-640 m, generadas en calizas bajo procesos de cryptocorrosión durante el Neógeno (DELANNOY et al., 1989).

Esta última fase kárstica es observable en el Cerro del Hierro, en forma de grandes estructuras de disolución y de colapso, que normalmente aprovechan el paleorrelieve o la red de fracturación ya existente. El relleno de estas estructuras está constituido también por oxi-hidróxidos de Fe, limos y arcillas, pero además en estos materiales es donde se encuentran las principales mineralizaciones de barita, que localmente se acompañan de menas de cobre. La barita también se presenta en este área como removilizaciones que rellenan fracturas posthercínicas, así como en concrecciones y como sustitución de posibles restos orgánicos, presentando características geoquímicas diferenciales.

Integrando los datos obtenidos se puede establecer que el origen de las mineralizaciones de barita del Cerro del Hierro está ligado a los materiales carbonatados del Cámbrico inferior, habiéndose producido depósitos de tipo eluvial en un ambiente diagenético meteórico en el sentido de JAMES Y CHOQUETTE, 1984, y posteriormente numerosas removilizaciones con precipitación de barita en fracturas posthercínicas.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- DELANNOY, J.J.; DIAZ DEL OLMO, F. y PULIDO, A. (1989): Geomorfología del Cerro del Hierro. Reunion Franco-Espagnole sur les karst Mediterraneens d'Andaloussie Occidentale. 210-213.
- JAMES, N.P. Y CHOQUETTE, P.W. (1984): Diagenesis 9. Limestones. The meteoric diagenetic environment. Geosci. Canada, vol.11, 161-194.

## GEOQUIMICA DE MINERALIZACIONES DE BARITA EN EL SW DEL MACIZO IBERICO

MIRAS, A. Y GALAN HUERTOS, E.

Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola. Univ. de Sevilla

En la Zona de Ossa-Morena (SW del Macizo Ibérico), entre las provincias de Badajoz y Sevilla, existe una importante anomalía geoquímica en bario, que se pone de manifiesto por la presencia de numerosos indicios de barita, algunos de ellos de importancia económica. Su estudio en detalle ha conducido a la diferenciación de varias tipologías con ciertas características geoquímicas diferenciales.

El contenido en sílice es notablemente más elevado en las baritas estratiformes, lo que limita muchas veces su explotación. Por el contrario, el porcentaje en  $\text{SiO}_2$  no suele exceder del 1% en las baritas que han sufrido procesos de removilización o que se encuentran encajando en rocas ígneas. En las primeras, el alto contenido en sílice viene influenciado por la presencia de cuarzo microcristalino paragenético, y/o por filosilicatos que se encuentran como finas intercalaciones submicroscópicas o como impurezas, mientras que en las baritas que rellenan fracturas, la sílice sólo es significativa en zonas muy locales en las que se hayan dado procesos de silicificación.

Los elementos trazas Cu, Pb y Zn sólo son significativos en indicios en los que aparentemente se han producido procesos de removilización.

Las anomalías de Sr deben ser consideradas a diversas escalas, dado que se pueden encontrar diferencias tan importantes entre los distintos yacimientos como entre las muestras de un mismo depósito, e incluso en una misma muestra debido en este caso a zonaciones. En su conjunto los valores son superiores en los depósitos considerados sedimentarios frente a los de tipo hidrotermal, contrariamente al comportamiento geoquímico generalmente admitido para este elemento. Este hecho ya ha sido

puesto de manifiesto en algunos otros yacimientos de barita en Arkansas, Nevada, Zamora, etc, por lo que el porcentaje de Sr no debe considerarse concluyente en relación con la génesis.

También se puede deducir de este estudio que las razones entre los isótopos  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , consideradas clásicamente como indicativas de un posible origen de las baritas, no son criterios definitivos y resulta imprescindible la realización de un estudio geológico preciso que considere otros factores, ya que el fraccionamiento isotópico original en la barita puede venir afectado por soluciones o por procesos diagenéticos que hayan producido variaciones en la composición de los encajantes y por tanto contaminaciones isotópicas en las baritas.

Así, si bien las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de muestras seleccionadas entre los yacimientos más representativos de la zona estudiada, concuerda de modo general con las hipótesis formuladas a partir de observaciones geológicas, la aparición de relaciones relativamente elevadas para baritas de aparente carácter sedimentario, puede deberse a un cierto contenido en Sr en silicatos (feldespatos o micas) que estarían como contaminantes en las baritas (más alto % en  $\text{SiO}_2$ ). Estos silicatos podían haber contenido una cierta proporción de  $^{87}\text{Rb}$ , convertido actualmente en  $^{87}\text{Sr}$  radiogénico y que esté borrando la información primaria isotópica del agua del mar donde pudo precipitar la barita.

**ESTUDIO GEOQUIMICO DE LA MINERALIZACION DE BARITINA DE ALADREN (ZARAGOZA)**

OSACAR SORIANO, M.C.;BESTEIRO RAFALES, J. Y GONZALEZ MARTINEZ, J.

Dpto. de Ciencias de la Tierra.Cristalografía y Mineralogía.  
Univ. de Zaragoza.

La mineralización de baritina de Aladrén (Zaragoza) está situada en la Unidad de Herrera (Cordillera Ibérica Oriental). Este yacimiento fue objeto de un estudio anterior desde el punto de vista estructural y mineralógico (Osácar et al., 1986).

En este trabajo se acomete el estudio de la baritina desde el punto de vista geoquímico. Para ello se han determinado cuantitativamente por FRX los contenidos de diversos elementos traza en la baritina: Ni, Co, Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Sb, As, K, Ca y Sr. Los resultados muestran la presencia de valores anormalmente altos en estos elementos, especialmente en los correspondientes a la fase sulfurada (bournonita) asociada, en muy pequeña cantidad, a la baritina. El estudio de las distribuciones de estos elementos, teniendo en cuenta el comportamiento propio de cada uno de ellos en el ambiente geoquímico del depósito de la baritina, así como las relaciones entre estas distribuciones, puestas de manifiesto por un análisis estadístico de correlación múltiple, indican el origen de estos elementos en la fase sulfurada, y su transporte por lixiviado en un ambiente superficial.

El análisis cualitativo de los mismos elementos en la roca encajante de la baritina presenta también un aumento de la proporción de los elementos que se encuentran en mayor cantidad en la baritina que encierra dicha roca.

Respecto a la distribución del contenido de Sr, la obtenida por FRX es semejante a la de DRX (Osácar y Besteiro, 1989). En ambos casos se pone de manifiesto un incremento gradual del mismo en el curso de la formación del depósito, que en el caso del perfil transversal del filón aparece como una secuencia simétrica aumentando el contenido de Sr hacia el centro. Esta evolución, así como los rasgos morfológicos de la baritina, es compatible con una formación del relleno del filón en un entorno cerrado, en el que la relación Sr/Ba aumenta gradualmente debido a la extracción selectiva del Ba por el sulfato, ya que el coeficiente de fraccionamiento entre ambos es favorable a la precipitación de  $BaSO_4$ , el cual no se reequilibra apenas con la disolución.

#### BIBLIOGRAFÍA

- OSACAR SORIANO, M. C., BESTEIRO RAFALES, J. y POCOVI JUAN, A. (1986) Estudio de una mineralización de baritina en Aladrén (Zaragoza): descripción mineralógica y estructural. Boletín Sociedad Española Mineralogía, 9, 383-389.
- OSACAR SORIANO, M.C y BESTEIRO RAFALES, J. (1989) Cálculo del contenido de  $SrSO_4$  en baritinas filonianas por difracción de rayos X. Actas del II Seminario del Grupo Especializado de Cristalografía (R. Soc. Esp. Física/Química). Aplicación de la difracción de rayos X al estudio de materiales sólidos. Bol. Soc. Castellonense de Cultura, LXV, 771-786.

**PRESENCIA DE ALOFANA EN LA ZONA DE ALTERACION SUPERGENICA DE LAS MINAS DE BARITA DE VIDE DE ALBA Y SAN BLAS (PROVINCIA DE ZAMORA)**

PEREZ DEL VILLAR, L. (1); MORO BENITO, M.C. (2) Y CEMBRANOS PEREZ, M.L. (2)

(1) CIEMAT. Madrid.

(2) Dpto. de Geología. Univ. de Salamanca.

En la zona de alteración supergénica de las minas de barita de Vide de Alba y San Blas, en la provincia de Zamora, se han localizado muestras constituidas esencialmente por barita cementada por un material traslúcido, de color azul celeste intenso.

Al microscopio de polarización, dicho material presenta textura coloforme, tiene un índice de refracción muy bajo y es isotropo. Ocasionalmente, aparece moteado por oxi-hidroxido de Fe, con tonos pardo-amarillentos y textura coloforme poco desarrollada.

La observación mediante S.E.M. puso de manifiesto el carácter amorfo de dicho cemento azulado, así como su fracturación concóidea por retracción. El análisis químico semicuantitativo y areal (Tabla 1) permitió identificarlo como un mineraloide del tipo alofana.

**TABLA 1.-ANÁLISIS SEMICUANTITATIVO POR F.E.D.R.X. DE LA ALOFANA.**

Oxidos %	Area	Punto 1	Punto 2	Punto 3	X	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	49,10	52,89	46,64	53,86	50,62	2,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	49,27	44,31	48,34	41,03	45,74	3,30
CaO	0,43	0,53	0,45	-	0,35	0,21
CuO	1,19	2,28	0,75	3,86	2,02	1,20
BaO	-	-	0,67	1,25	0,48	0,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	3,14	-	0,79	1,36
%SiO <sub>2</sub> /%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,99	1,19	0,96	1,31	1,11	0,14

El estudio del mineraloide citado y de otros minerales y oxi-hidroxidos acompañantes se ha completado aplicando las técnicas de DRX, ATD-TG y Análisis Químico a la fracción menor de 2 micras de las muestras y a un concentrado del cemento azulado de las mismas.

El estudio combinado por DRX y ATD-TG de ambas fracciones ha permitido

identificar los siguientes minerales y mineraloides: barita, gibbsita, ópalo y/o sílice amorfa,  $\alpha$ -FeOOH (goethita),  $\gamma$ -AlOOH y allofana

De los resultados analíticos obtenidos para las dos fracciones estudiadas, puestas en disolución mediante ataque ácido ( $\text{HF} + 3\text{ClH} + \text{NO}_3\text{H}$ ) y básico \* ( $\text{NaOH}$  0,5 M), lo más interesante es que la relación  $\% \text{SiO}_2 / \% \text{Al}_2\text{O}_3$ , obtenida mediante el ataque básico de la fracción azul, tiene un valor de 0,90.

La diferencia existente entre el valor de  $\% \text{SiO}_2 / \% \text{Al}_2\text{O}_3$  obtenido por microsonda electrónica y ataque básico se debe a la puesta en solución, mediante éste último método, de los geles de Al libres existentes en el cemento azul y puestos de manifiesto por ATD.

Aplicando  $\% \text{SiO}_2 / \% \text{Al}_2\text{O}_3 = 1,07$ , valor medio ponderado de los obtenidos por ambos métodos, la proporción de allofana en la fracción menor de 2 micras es aproximadamente del 10,2%, mientras que en el cemento azul es del 28,20%. El  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  restantes de ambas fracciones estarían en forma de ópalo y/o sílice amorfa y oxi-hidroxidos de Al, más o menos cristalinos, respectivamente.

Se sugiere que la allofana y el ópalo se originaron por precipitación conjunta, en forma de geles, a partir de soluciones meteóricas con  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , en los huecos procedentes de la disolución previa de los carbonatos que cementan a la barita.

#### REFERENCIAS.

\*HASHIMOTO I. & JACKSON M.L.(1960).- Rapid dissolution of allophane and kaolinite-halloysite after dehydration. *Clays and Clay Minerals* 7, 102-113.

**PARAGENESIS CON SILICATOS DE MANGANESO DEL DOMINIO DE SIERRA ARACENA (SW ESPAÑA): EVIDENCIAS DE ACTIVIDAD METASOMÁTICA**

JIMENEZ MILLAN, J. Y VELILLA, N.

Dpto. Mineralogía-Petrología e Inst. Andaluz de Geología Mediterránea. Universidad, CSIC. Granada.

El estudio de rocas con asociaciones de minerales ricos en Mn tiene un notable interés ya que permite dilucidar en numerosos casos la historia de las condiciones fisicoquímicas que existieron durante la formación de las mismas (Yui et al., 1989; Ashley, 1989). Independientemente de su génesis, las paragénesis manganosíferas pueden clasificarse en dos grandes grupos: silíceas y carbonáticas (Abs-Wurmbach et al., 1983).

En este trabajo se presenta un avance de los datos que pueden aportar estas paragénesis a la hora de determinar diferentes ambientes fisicoquímicos. Con este fin, se ha llevado a cabo un estudio de los afloramientos de rocas manganosíferas, citados por Vázquez Guzmán (1974), localizados dentro de la serie vulcanosedimentaria del anticlinal de Fuenteheridos-La Umbría del Macizo de Aracena (Florido y Quesada, 1983). Los afloramientos corresponden a los indicios situados, respectivamente, al N (Las Cabrillas) y al S (Cerro de Buezna) de la Mina María Luisa, en las proximidades de la intrusión diorítica de La Nava (N de la provincia de Huelva).

Las composiciones minerales y las relaciones texturales observadas en las rocas carbonáticas, permiten diferenciar, al menos, dos asociaciones paragenéticas:

- i.- Granate-rodonita-manganocalcita.
- ii.- Tefroita-manganofilita-manganocalcita-arseniato rico en Mn, Ca, Na.

Dentro de los minerales de la asociación (i) se pueden diferenciar dos generaciones de granates. Ambas generaciones muestran una anisotropía óptica bastante marcada. Tanto los cristales de granate como los de rodonita se presentan con desarrollo subhédrico inmersos en una matriz carbonática. Son dos las características composicionales más resaltables de esta asociación: el fuerte fraccionamiento del Ca disponible por parte del carbonato frente al resto de los minerales y la diferencia composicional existente entre los granates de las dos generaciones. Los de la segunda generación (espesartina 80, andradita+calderita 20) muestran un enriquecimiento en Mn y Fe respecto a los de la primera (espesartina 80, grosularia 15, andradita 5).

El análisis textural de los minerales de la asociación (ii) indica que los minerales de esta paragénesis se originan por desestabilización de los minerales de la asociación (i). Estos minerales aparecen ocupando posiciones intersticiales o creciendo a favor de fracturas que atraviesan a los minerales de la primera asociación. Algunas de estas fases presentan numerosas inclusiones fluidas. Desde un punto de vista químico, las fases de esta paragénesis incluyen algunos componentes como As, S, Ba, Mg, Na, K que no aparecen o están prácticamente ausentes en los minerales de la paragénesis (i). Debe destacarse que la composición de la tefroita es excepcionalmente rica en Mn (tefroita 98, forsterita 2).

En las rocas silíceas se pueden diferenciar igualmente dos asociaciones paragenéticas:

- i.- Cuarzo-albita-epidota-diópsido-anfibol magnésico (winchita).

ii.- Piemontita-egirina augita manganosa-flogopita Mn-hematites.

Epidota, diópsido y anfíbol magnésico se suelen presentar como cristales relictos rodeados por los minerales de la asociación (ii). Concretamente, la epidota aparece en el centro de cristales de piemontita, mientras que el anfíbol y el diópsido se encuentran casi siempre rodeados por un intercrecimiento de egirina augita y flogopita.

Desde un punto de vista composicional, los minerales de la asociación (i) contienen Fe en estado trivalente y pequeñas cantidades de Mn divalente. Por otra parte, los minerales de la segunda paragénesis muestran un notable enriquecimiento en Mn, tanto trivalente como divalente y en Na.

El trabajo experimental de Hsu (1968) ha mostrado que la espesartina es inestable a temperaturas inferiores a 400 °C. Por otra parte, la formación de rodonita a partir de una mezcla de material silíceo y carbonático comienza entre 400 y 450 °C. Estos datos permiten establecer para los minerales de la primera paragénesis carbonática temperatura mínima de formación de 400 °C. Esta temperatura concuerda con la asociación mineral de las rocas metapelíticas adyacentes (andalucita, moscovita, biotita). La presencia de andalucita nos indica que la presión alcanzada fue en todo caso menor de 4 Kb. Señalar, por último que los minerales de la paragénesis silícea (i) son estables en este campo de presión y temperatura.

Un hecho a tener en cuenta es la variación composicional que se manifiesta entre los minerales de las paragénesis (i) y (ii). Los cambios composicionales más evidentes que muestran las paragénesis (ii) pueden resumirse en dos: a) introducción de As, S, Ba, Mg, Na, K en el caso de las asociaciones carbonáticas; b) enriquecimiento en Mn y Na de las paragénesis de rocas silíceas. A lo largo del proceso de formación de estas paragénesis se produjo un descenso progresivo de la temperatura desde unas condiciones superiores a los 400 °C, marcadas por la formación de tefroita a partir de manganocalcita y rodonita, hasta temperaturas inferiores en las que cristalizó barita poiquiloblástica.

La evolución del cuerpo diorítico de La Nava juega un papel determinante en la formación de las asociaciones minerales estudiadas. De esta forma, durante una primera etapa, la intrusión del cuerpo produjo un proceso de metamorfismo térmico que dió lugar a la formación de las paragénesis (i). Las evidencias texturales de reemplazamiento, la presencia de numerosas inclusiones fluidas en algunos minerales y las variaciones composicionales ya comentadas, permiten concluir que los minerales de las paragénesis (ii) reemplazaron a los formados inicialmente a lo largo de un proceso caracterizado por una fuerte actividad de un fluido acuoso derivado de la intrusión. Esta hipótesis viene reforzada por la presencia de facies marginales de la intrusión (pórfidos dioríticos) en contacto directo con las rocas ricas en Mn y por la existencia de dioritas brechificadas posiblemente por la acción de este fluido.

#### Referencias.

- Abs-Wurmbach I, Peters TJ, Langer K, Schreyer W (1983). N. Jahrb. Mineral. Abh. 146:258-279  
Ashley PM (1989). N. Jahrb. Mineral. Abh. 161:85-111  
Florido P, Quesada C (1983). III Reunión del G.O.M. Cuad. Lab. Xeol. Laxe 21 pp  
Hsu LC (1968). J. Petrol. 9:40-83  
Peters TJ, Schwander H, Trommsdorff V (1973). Contrib. Mineral. Petrol. 42:325-332  
Vázquez Gúzmán F (1974). Bol. Geol. Miner. Esp. 85:281-288  
Yui TF, Lo CH, Wang Lee C (1989) N. Jahrb. Mineral. Abh. 160:249-268.

*(Este trabajo forma parte del Grupo de Investigación 4028 de la Junta de Andalucía).*

## LAS MINERALIZACIONES DE TREMOLITA DE VALVERDE DEL CAMINO

FERNADEZ CALIANI, J.C. Y GALAN HUERTOS, E.

Dpto. Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola. Univ. de Sevilla.

En el borde meridional de la Faja Pirítica existen mineralizaciones filonianas de tremolita, relacionadas con un cuerpo básico estratiforme que intruye en las pizarras devónicas del anticlinorio de Valverde del Camino. Los filones presentan un espesor centimétrico, que puede llegar hasta los 10 cm, y están orientados en diferentes direcciones. La tremolita se encuentra rellenando las fracturas, con fibras que alcanzan hasta 4 cm de longitud y espesores variables entre la décima de milímetro (variedad asbestiforme) y el centímetro. Los agregados fibrosos son de color blanco y se disponen transversalmente a las paredes de las venas ("cross-fiber") o bien subparalelas ("slip-fiber"), según la orientación de los filones. Las rocas encajantes son peridotitas de tipo wehrlita, total o parcialmente serpentinizadas y anfibolizadas, que han sufrido un intenso proceso de fracturación; estas rocas ultrabásicas presentan texturas de acumulados y posiblemente constituyan la parte basal del cuerpo básico intrusivo.

La mineralización de tremolita es de gran pureza aunque, en algunos casos, está acompañada de clorita y serpentina. Desde el punto de vista químico, se trata de una tremolita ligeramente deficiente en calcio, si bien las fibras de hábito asbestiforme están más enriquecidas en este elemento. Se trata de fibras similares a las de los asbestos de serpentina de tamaño medio-corto, y debido a su escasa representación no tienen interés económico.

La tremolita se ha originado por la acción de soluciones hidrotermales ricas en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$  sobre rocas ultrabásicas serpentinizadas y anfibolizadas, que aportan el Mg y el Ca, después del proceso de fracturación.

**ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS EN LA MINERALIZACIÓN DE WOLFRAMIO-MOLIBDENO DE CABEZA LIJAR (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)**

QUILEZ, E. (1); VINDEL CATENA, E. (1); SIERRA, J. (1) Y RULL, F. (2)

- (1) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. Complutense de Madrid.
- (2) Dpto. de Física de la Materia Condensada, Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Valladolid.

La mineralización de wolframio de Cabeza Lijar (provincia de Madrid) se encuentra situada en el Sector Central del Sistema Central (Sierra de Guadarrama), en las cercanías del Alto de los Leones.

Está formada por un haz filoniano de dirección que oscila entre N110 y N120E, con buzamientos subverticales (85° NE) y potencia variable de 0.3 a 0.5 m., encajado en un leucogranito de carácter heterogéneo. Este leucogranito presenta variaciones texturales, desde grano fino con tendencias aplíticas, a grano medio y excepcionalmente grano grueso. La aparición dispersa de fenocristales de cuarzo y en ocasiones, feldespatos, imprime un carácter local de porfidismo. Forma una facies compleja de cúpula que presenta abundantes manifestaciones de tipo pegmatítico que rellenan cavidades miarolíticas y fracturas distensivas, así como diques aplíticos, de potencia centimétrica, con la misma composición del leucogranito.

Los procesos de alteración son importantes, potasificación, albitización y greisenización. El greisen se encuentra: (1) Formando bolsadas masivas irregulares en el leucogranito, constituidas por moscovitas de grano grueso, cuarzo y fluorita y (2) En las salbandas de los filones. La alteración llega a tener una potencia de 15 m. observándose una clara gradación creciente hacia el filón. En los bordes de las venas, la moscovitización guarda una disposición simétrica.

La asociación mineral está constituida por wolframita, molibdenita, bismutina, bismuto, casiterita, pirita, calcopirita, estannina y esfalerita en filones cuarzo-feldespatíticos con bordes moscovíticos. Wolframita y molibdenita se disponen generalmente en los bordes y los sulfuros en el centro de las venas.

El estudio de inclusiones fluidas en el cuarzo ha revelado la presencia de: (1) Inclusiones hipersalinas en las que mediante SEM + EDS se han identificado halita y esporádicamente cloruros magnesio-cálcicos, que funden a alta temperatura y moscovita como mineral atrapado. (2) Inclusiones acuoso-carbónicas complejas de baja salinidad (1-2% eq. NaCl), de temperatura media y (3) Inclusiones acuosas de baja salinidad (1-2% eq. NaCl) y baja temperatura.

Esta evolución de los fluidos es semejante a la de otras

mineralizaciones de wolframio de la Península Ibérica (Ayora et al. 1987; Saez et al. 1989) y del Sistema Central (Quílez et al. 1990), si bien se observa una mayor complejidad del fluido acuoso-carbónico. Los procesos microtermométricos reflejan la existencia de otros volátiles además del CO<sub>2</sub>, tales como CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub>, en cantidades significativas. Teniendo en cuenta que este fluido puede ser el responsable del transporte y precipitación del wolframio, en este trabajo se analiza el papel que pueden tener estos componentes en el fluido mineralizador.

#### Referencias Bibliográficas:

- Ayora, C; Guilhaumou, N; Touray, J.C; and Melgarejo, J.C. (1987). Bull. Mineral. 110, 603-611.  
Saez, R; Ruiz de Almodovar, G and Ayora, C. (1989). Abstract. ECROFI-X. pp.81.  
Quílez, E; Sierra, J; and Vindel, E. (1990). Mineralogical Magazine. Vol. 54. (in press).

**ESTUDIO DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS DE LA MINERALIZACIÓN DE Sb DE EL JUNCALÓN (ANCHURAS DE LOS MONTES, CIUDAD REAL)**

ORTEGA MENOR, L. (1); VINDEL CATENA, E. (1) Y GALLEGO GARRIDO, M. (2)

(1) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. Complutense de Madrid.

(2) ITGE. Madrid.

La mineralización de Sb de El Juncalón se encuentra situada en las proximidades de Anchuras de los Montes (Ciudad Real) dentro de la Zona Centro Ibérica del Macizo Hespérico. Se trata de una brecha filoniana de dirección N110°E, subvertical, de aproximadamente 1200 m de longitud, encajada en materiales detríticos de edad Vendense (Precámbrico Superior).

Las rocas encajantes están compuestas por alternancias de areniscas, pizarras y grauvacas, con altos contenidos en materia carbonosa y pirita en los tramos pizarroso-grauváquicos. Están afectadas por metamorfismo de grado bajo a muy bajo y presentan una esquistosidad de plano axial poco penetrativa correspondiente a la primera fase de deformación hercínica.

La mineralización se dispone a favor de una fractura de extensión y se concentra preferentemente en los tramos de pizarras y grauvacas. En estas zonas, se produce una fuerte trituración de las rocas encajantes que da lugar a una intensa grafitización y a la formación de efloroscencias de S nativo a partir de piritas sedimentarias. La asociación mineral es muy simple y está compuesta por cuarzo, estibina, ocres de Sb y en menor medida pirita, ullmanita y calcopirita. Por otra parte, en los tramos de areniscas no se observa mineralización de Sb, si bien se desarrollan zonas de dilatación con relleno de brechas y pequeñas venas de cuarzo asociadas en las rocas encajantes. La alteración hidrotermal es en general escasa o nula.

El estudio de inclusiones fluidas en cuarzo mineralizado y estéril mediante microtermometría y microsonda Raman han permitido caracterizar las fases fluidas del proceso mineralizador. En el primer caso se han distinguido varios tipos de inclusiones con proporciones variables de N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y H<sub>2</sub>O, cuya característica común es la ausencia de CO<sub>2</sub>. Las temperaturas de homogenización varían desde 340° C en las generaciones con mayor relación volumétrica y con sólidos atrapados, hasta 210° C en inclusiones tardías con relaciones volumétricas inferiores al 10%. La salinidad en ningún caso supera 3%eq NaCl. Por el contrario, la composición de las inclusiones fluidas en las zonas no mineralizadas se caracteriza por la presencia de CO<sub>2</sub> como principal componente no acuoso, junto con pequeñas cantidades de CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub>. Sin embargo, las temperaturas de homogenización son equiparables a las de los sectores mineralizados.

Con todo ello se puede establecer que se trata de una mineralización hidrotermal con circulación de fluidos de composición contrastada en idénticas condiciones de P y T. La estrecha relación entre la naturaleza del fluido y el tipo de rocas encajantes determina la distribución selectiva de la mineralización durante el proceso metalogénico.

**EL YACIMIENTO DE ANTIMONIO DE LANZUELA (CADENA IBERICA ORIENTAL)**

LOPEZ CIRIANO, A. Y FERNANDEZ-NIETO, C.

Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Zaragoza.

El yacimiento objeto de estudio se localiza aproximadamente a 2,5 km al ESE de la población de Lanzuela (Teruel), en el margen derecho del Barranco Royo. Desde el punto de vista geológico, está emplazado en el borde meridional de la Unidad de Herrera, dentro del núcleo paleozoico nororiental de la Cordillera Ibérica.

La mineralización se presenta en la charnela de un anticlinal hercínico de dirección NNW-SSE, con inmersión al S y marcadamente vergente al E, que está afectado por numerosas fracturas, cuyo origen está probablemente relacionado con el movimiento tardihercínico y alpino de la Falla de Datos, uno de los grandes accidentes de la Cadena Ibérica. Esta fractura pone en contacto los materiales ordovícico-silúricos de la Unidad de Herrera con el Cámbrico Medio de la Unidad de Badules, en las proximidades del yacimiento.

La mineralización encaja en las Calizas de Cistoideos, unidad litoestratigráfica que representa al techo del Ordovícico (Ashgill) en el entorno del yacimiento. Esta unidad se encuentra frecuentemente dolomitizada.

El yacimiento ha sido explotado intermitentemente desde 1881 hasta el final de la década de los 40. Aunque no son raras las alusiones bibliográficas sobre esta mineralización, tan sólo CORTAZAR (1885), GUMIEL (1983) y CARDELLACH et al. (1988) hacen

algunas referencias sobre sus características morfológicas y mineralógicas.

La morfología del yacimiento ha de estudiarse en el interior de la mina, siguiendo los pozos de explotación. Se observa que las mineralizaciones se sitúan en dos bandas, concordantes a grandes rasgos con la estratificación, que se pueden seguir a lo largo de unos 35 m.

Para el estudio de la mineralogía del yacimiento se ha recurrido, entre otras, a las técnicas de Difracción de Rayos-X, Microscopía de luz reflejada y transmitida y Microsonda Electrónica.

Los materiales encajantes están constituidos fundamentalmente por dolomita, acompañada de pequeñas cantidades de cuarzo, micas y ocasionalmente calcita. En las proximidades de las mineralizaciones se observan abundantes huecos, con frecuencia tapizados de dolomita blanca, a veces con pequeños agregados de menas.

La asociación metálica está formada por zinckenita, semseyita, esfalerita y pirita, acompañadas de arsenopirita, marcasita, barietina, cuarzo y alguna otra sulfosal de Pb-Sb. Esporádicamente se ha encontrado también galena y antimonita. Como minerales de alteración se han identificado ocre de antimonio, cerusita, goethita y smithsonita.

#### Bibliografía

- CARDELLACH, E.; BESTEIRO, J.; OSACAR, M.C. y POCIVI, A. (1988). Bol. Soc. Española Min., 11-2, 84-87.
- CORTAZAR, D. DE (1885). Bol. Com. Mapa Geol. Esp., XII, 271-272.
- GUMIEL, P. (1983). Tecniterrae 54, 6-120.

**MINERALIZACIONES DE ANTIMONIO ASOCIADAS A CALIZAS DEVONICAS DEL RIF EN LAS REGIONES DE CEUTA Y TETUAN (MARRUECOS). DATOS PRELIMINARES**

FKIHECH, A. Y FENOLL HACH-ALI, P.

Dpto. Mineralogía-Petrología e Inst. Andaluz de Geología Mediterránea. Universidad, CSIC. Granada.

En el Norte de Marruecos, en la región de Fnidek comprendida entre Ceuta y Tetuán, afloran materiales paleozóicos que forman parte del Rif Interno, en el que se puede diferenciar:

- macizos metamórficos, denominados "Sebtides", formados por rocas ultrabásicas, gneises y esquistos, que constituyen las unidades Beni-Mzala, Tizgarine, Bouquete de Andjeras y el zócalo cristalino.

- formaciones sedimentarias, denominadas "Ghomárides", poco o nada metamorfozadas, formadas por una alternancia variable de calizas, areniscas y "siltstones", con algunos esquistos sericitizados, que constituyen las tres unidades de los mantos Akaili, Beni-Hozmar y Kodiat-Tizian.

En la región de Fnidek, la estructura corresponde a una superposición de mantos de la unidad de Akaili sobre la de Beni-Hozmar y de ésta sobre la unidad de Beni-Mzala. Toda la región se encuentra afectada por una tectónica de distensión representada principalmente por un sistema de fallas principales (20-40° NNE) relacionado con la falla de Fahama, seguido de otro sistema de fallas más tardío (70-90° E-W). Además existe una estructura de plegamientos anticlinales y sinclinales que se manifiesta fundamentalmente en el tramo superior de la serie Fahama y la base de la serie Dacuyat pertenecientes a la unidad de Akaili.

Los yacimientos e indicios de antimonio se localizan principalmente en el tramo superior de la serie Fahama, de edad Devónica. La mayoría se disponen paralelamente al sistema de fallas NNE, aunque posteriormente se ven desplazados por el sistema de fallas E-W.

El área mineralizada de Fnidek está ligada a la provincia metalogénica de Pb-Zn-Cu-Sb-Mg-Mn del borde del Mediterráneo, relacionado con la Cordillera Bética, Argelia y Túnez, que se ve afectada por un magmatismo posterior a los cabalgamientos alpinos.

Los cuerpos mineralizados son de tipo lenticular y filoniano, y se localizan en zonas de fallas secundarias, en fracturas, en forma de intercalaciones finas esquistosas debidas a cabalgamientos intraformacionales, y en zonas de trituración ligadas a la gran falla principal de Fahama. También se localizan en contactos silicificados de rocas de competencias diferentes: areniscas/"siltstones" y areniscas/calizas (yacimientos de Fahama, Khlot y Afriqita). En general los filones antimoníferos son subconcordantes y a veces discordantes, siendo estos últimos

(Este trabajo está financiado por el Proyecto PS88-107 de la C.I.C.Y.T. y por el Grupo de Investigación nº 4028 de la Junta de Andalucía)

menos ricos en antimonio.

La textura de la mena es muy variable: desde masiva, brechiforme, en bandas y venas hasta simple disseminación. La asociación paragenética está constituida por cuarzo, calcita y antimonita como minerales mayoritarios y como accesorios aparecen pirita y/o arsenopirita asociadas a materia carbonosa y grafito, siendo la secuencia de depósito :

cuarzo--> pirita/arsenopirita/grafito=====> calcita--> antimonita

Del estudio mineralógico y textural se deduce la existencia de dos etapas mineralizadoras como responsables de la formación de estos yacimientos :

- etapa arsénico-sulfurada rica en Fe y Cu, responsable de la formación de cuarzo , pirita y arsenopirita;
- etapa rica en carbonatos y Sb que da lugar a la cristalización de la calcita y estibina .

El yacimiento presenta las características propias de un origen epitermal con un evidente control tectónico que se materializa en la gran falla de Fahama y con un control litológico y mecánico que se manifiesta por la localización preferente de la mineralización en el contacto de rocas de competencias diferentes.

## LOS FOSFATOS LACUSTRES DEL MIOCENO DE LA Cerdanya

QUERALT, I. Y PLANA, F.

Inst. de Investigaciones Geológicas, Jaime Almera. CSIC.  
Barcelona.

Los depósitos sedimentarios constituyen los mayores recursos de fosfatos a nivel mundial. Dichos depósitos son originados en diversidad de ambientes (deltaico, lacustre, marino, etc.) y las características de las mineralizaciones son diversas aunque, mayoritariamente, suelen presentarse yacimientos estratiformes con diseminación profusa de fósforo o dispersión nodular en sedimentos terrigenos. En ambos casos los minerales fosfatados se presentan asociados a cuarzo, arcillas y calcita, con presencia, algunas veces, de sulfuros (Cook, 1984).

En el presente trabajo se estudian las características mineralógicas así como los rasgos químicos más relevantes de los sedimentos lacustres miocenos de Bellver de la Cerdanya, con mineralizaciones de fosfatos descritas anteriormente por Bech & Vallejo (1977) donde ha sido descrita la presencia de anapaíta ( $\text{Ca}_2\text{Fe}(\text{PO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ).

Los sedimentos de la cuenca miocena de Bellver de la Cerdanya están constituidos predominantemente por margas donde se localizan nódulos de alto contenido en fósforo de tamaños de unos pocos milímetros a tamaño decimétrico.

Los estudios se han centrado en las variaciones transicionales desde la matriz margosa al interior de los nódulos, utilizando para ello 75 muestras correspondientes a variaciones de tipo espacial en el yacimiento. El análisis mineralógico se ha llevado a cabo mediante Difracción de Rayos X y el análisis químico por Fluorescencia de Rayos X. Asimismo fueron realizados análisis térmico diferencial y observaciones mediante microscopía electrónica de barrido, complementadas con análisis por dispersión de energías.

Los minerales de tipo fosfato determinados corresponden a una asociación de términos ricos en Ca, Mn y Fe donde pueden identificarse como principales especies anapaíta, fairfieldita ( $\text{Ca}_2(\text{Mn}, \text{Fe})(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), messelita ( $(\text{Ca}, \text{Mn}, \text{Fe})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) y xanthoxenita ( $\text{Ca}_4\text{Fe}_2(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ), éste último considerado como un mineral de alteración reciente. El estudio permite apreciar una clara relación entre messelita y fairfieldita, mientras que la anapaíta suele presentarse, en general, de forma independiente. Los parámetros reticulares de la anapaíta muestran una celda ligeramente mayor que la establecida en la bibliografía (Nriagu, 1984).

A partir del estudio de las relaciones catiónicas pueden ser consideradas tres agrupaciones de los minerales de tipo fosfato presentes en las diversas muestras de estudio.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Bech, J., Vallejo, V.R. (1977): Contribución al conocimiento de la anapaíta de la Cerdanya. *Acta Geol. Hispánica*. 12(4-6), 113-116.
- Cook, P. J. (1984): Spatial and temporal controls on the formation of phosphate Deposits. A review. In "Phosphate Minerals". J. O. Nriagu and P. B. Moore, eds. Springer-Verlag, 242-274.
- Nriagu, J. O. (1984): Phosphate minerals : Their properties and general modes of occurrence. In "Phosphate Minerals". J. O. Nriagu and P. B. Moore, eds. Springer-Verlag, 1-136.

**ESTUDIO DE LAS MINERALIZACIONES FOSFATICAS DEL COMPLEJO MINERO NEOLITICO DE CAN TINTORER (GAVA, BARCELONA) Y COMPARACION CON LAS CUENTAS PROCEDENTES DE AJUARES ARQUEOLOGICOS**

FERNANDEZ TURIEL, J.L. (1); GIMENO, D. (2); PLANA, F. (3); BLASCO, A. (3); EDO, M. (3) Y VILLALBA GORDO, J. (3)

- (1) Inst. de Investigaciones Geológicas, Jaime Almera. CSIC. Barcelona.
- (2) Dpto. de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Fac. de Geología. Univ. de Barcelona.
- (3) Pedrell, 162-164, 1º 4ª, 08032 Barcelona.

El estudio realizado consiste en un trabajo interdisciplinar realizado por arqueólogos y geólogos y ha sido financiado por Caixa de Barcelona, dentro de un plan de investigación del patrimonio histórico-arqueológico. En Europa Occidental la existencia en los ajuares arqueológicos neolíticos de joyas y abalorios realizados con fosfatos es un hecho bien conocido desde antiguo. Estos objetos son clásicamente denominados por los arqueólogos como "calaita" cuando presentan un marcado color verde. En realidad hasta tiempos relativamente recientes estos objetos no han sido bien caracterizados mineralógicamente, y los escasos análisis disponibles muestran que en buena medida predominan los fosfatos de tipo variscita, si bien un número relativamente elevado de objetos están constituidos por otras especies minerales, tales como turquesa, moscovita, etc.

En el caso concreto de Cataluña se conoce un elevado número de hallazgos arqueológicos con "calaita" repartidos por casi toda la geografía del Principado, e igualmente ha sido hallado durante las excavaciones un centro minero neolítico de proporciones notables en el barrio de Can Tintorer, Gavà, unos 20 Km al sureste de Barcelona. Este centro minero parece ser el foco de procedencia de al menos la mayor parte de los objetos arqueológicos, si atendemos a la paleogeografía, las vías comerciales identificadas para la época y el incremento en la cantidad de hallazgos en sus proximidades.

Dadas estas premisas, el estudio se ha estructurado en dos grandes bloques; por un lado el reconocimiento y estudio del complejo minero, en la medida de lo posible, y por otra parte la caracterización de los objetos arqueológicos.

El reconocimiento del complejo minero ha consistido principalmente en la caracterización de la mineralización y la roca de caja, así como en la investigación de las pautas de prospección y extracción de mineral aparentemente seguidas por los pobladores neolíticos. El estudio de las cuentas ha tenido por objeto determinar sus características mineralógicas, geoquímicas y texturales, así como el tipo de roca de caja (en cuentas con inclusiones).

En uno y otro caso las mineralizaciones han sido detalladamente estudiadas mediante difracción de r-X, microscopía

electrónica con microanalizador incorporado, fluorescencia de r-X y (cuando las condiciones del material lo permitían) realizando una petrografía detallada. Como es lógico, se han realizado los estudios macroscópicos de las muestras, incluyendo en algunos casos estudios sedimentológicos. Dada la naturaleza del material a estudiar también se ha intentado desarrollar una metodología analítica no destructiva, confrontándola con las técnicas tradicionales.

El estudio de la explotación minera neolítica ha permitido reconocer la existencia de una mineralización fosfática relativamente abundante, de carácter estratiforme y/o estratoligado, y directamente relacionada con materiales siliciclásticos de granulometría fina, cherts bandeados de varios tipos, y rocas volcánicas ácidas muy vítreas, presentando estas últimas diferente grado de alteración. Las variscitas aparecen intercaladas con los materiales anteriores tanto con una estructura claramente estratiforme, como con un carácter nodular, en rellenos de fracturas, en parches, etc.; las dimensiones de estas masas microcristalinas de mineral son de orden milimétrico-centimétrico. Por lo que se refiere a la mineralogía, en general los resultados coinciden a grandes trazos con los ofrecidos por Mata et al. (1983), si bien han sido revisados a la luz de la nueva bibliografía y con las nuevas fichas de identificación estructural. Además de esta mineralización predominante estratoligada existen otras mineralizaciones fosfáticas con variscita: se trata de filoncillos de unos pocos mm de espesor, subverticales y claramente secantes a la estratificación, con márgenes netos y volumétricamente poco significativos. Cabe interpretar esta mineralización como una removilización tardía.

La explotación neolítica se desarrolló (hasta donde puede reconocerse en la actualidad) a favor de la mineralización estratiforme, mediante un rudimentario sistema de cámaras y pilares. Existen indicios claros de que en una escala local las pequeñas fracturas que afectan a la mineralización fueron seguidas como guía para trazar pozos en búsqueda de los niveles estratiformes desplazados.

El estudio de las cuentas ha proporcionado composiciones mineralógicas, químicas y texturales análogas a las de las variscitas (y fosfatos acompañantes) de la mineralización de Can Tintorer, hecho que parece confirmar la importancia de este centro minero y la existencia de rutas comerciales bien establecidas para la difusión de sus productos. Parece necesario sin embargo un estudio más amplio sobre este tipo de fosfatos para esclarecer hasta qué punto existen diferencias significativas entre las variscitas de Gavà y los de las otras localidades conocidas (Palazuelo de las Cuevas en Zamora, Sarrabus, etc.).

#### Referencias bibliográficas.

MATA, J.M.; PLANA, F. y TRAVERIA, A. (1983). Bol.S.E.M. 6, 257-258.

**MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDIES OF THE WHITE DEVIL GOLD-BISMUTH-COPPER DEPOSIT, TENNANT CREEK, NORTHERN TERRITORY, AUSTRALIA**

BOTH, R.A. & NGUYEN THI PHUNG.

Dpt. of Geology and Geophysics, Univ. of Adelaide, Australia.

The Tennant Creek mineral field is located in the centre of the Northern Territory, Australia, and since its discovery in the 1930's has produced over 4 million ounces of gold from ten major mines. The field has also been a significant producer of copper, bismuth and selenium. The most recent discovery is the White Devil deposit, which commenced production in 1987. Production plus reserves total 416,000 metric tons of ore at a grade of 20.6 g/metric ton Au, but the full extent of the deposit has yet to be defined.

The Tennant Creek mineralization is associated with discordant magnetite-hematite bodies ("ironstones") and zones of chlorite alteration in a sequence of clastic sedimentary rocks of the lower Proterozoic Warramunga Group that has been intruded by middle Proterozoic granites (Large, 1975).

The host rocks to the White Devil deposit have undergone two main deformations (Nguyen et al, 1989). An early ductile deformation produced upright east-west trending folds. The later semiductile to brittle deformation was a progressive deformation and was associated with three closely-spaced events, viz. the intrusion of a set of quartz-feldspar dykes, an early east-west shearing associated with the emplacement of ironstone bodies, and a progressive shearing associated with the mineralization. Progressive shearing brecciated the ironstones and produced en echelon arrays of sigmoidal tension fractures in which gold-bismuth-copper mineralization was deposited.

Economic mineralization is mainly confined to the Main Zone and Deeps Zone orebodies, which are associated with magnetite-rich bodies in the hinge region of an anticlinal fold. The mineral composition of the ore is relatively simple and consists of gold, chalcopyrite, bismuthinite, bismuth, pyrite, marcasite and molybdenite, associated with magnetite, chlorite, quartz and hematite. Ore grades are quite variable over 1-m lengths of drill core, with Bi up to 15 percent, Cu up to 8 percent and Au up to 1,000 g/metric ton. The primary zone in the Main Zone orebody averages 0.5 to 0.8 percent Cu and 17.6 g/metric ton Au and the Deeps Zone orebody 0.1 percent Cu and 25.2 g/metric ton Au. Gold is generally fine grained and is visible in hand specimen only in very rich sections of the orebodies.

Textural relationships of the minerals and studies on fluid inclusions in quartz demonstrate that there were two distinct phases of hydrothermal fluid involved in the formation of the deposit. Magnetite was formed from a fluid of relatively high temperature (approximately 350°C) and high salinity (probably CaCl<sub>2</sub>-NaCl), whereas later gold-bismuth-copper mineralization was formed from a fluid of lower temperature (approximately 300°C) and salinity. Temperatures calculated from electron microprobe analyses of chlorite intergrown with ore minerals, using the six-

component solid solution model of Walshe (1986), are in good agreement with the fluid inclusion measurements and, combined with  $fO_2$  data (also calculated from chlorite compositions), indicate that ore deposition took place as the fluid evolved along a path of declining temperature and  $fO_2$ .

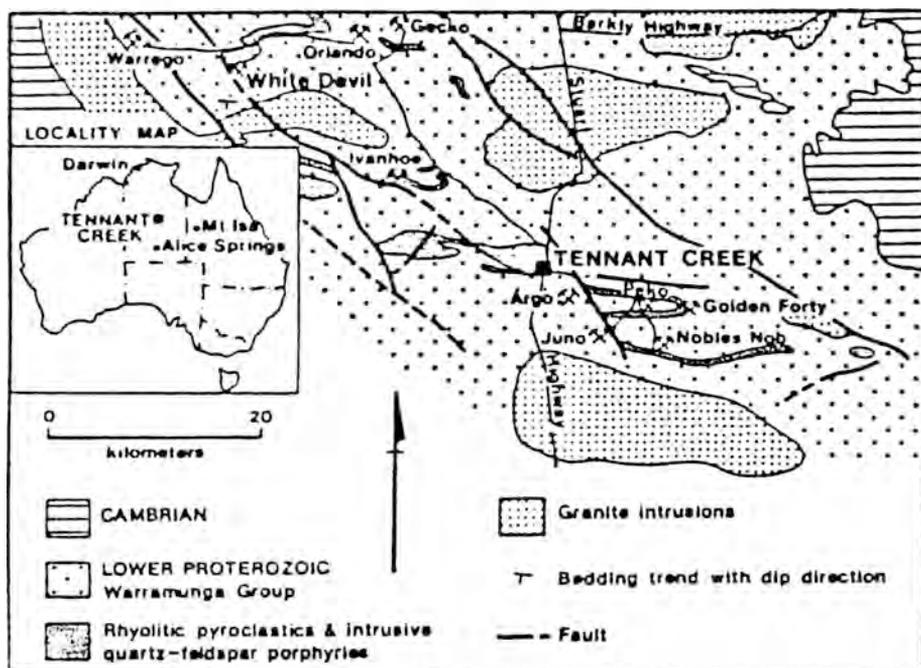
The source of the hydrothermal fluids has yet to be resolved but a magmatic component is indicated by sulphur isotope analyses.  $\delta^{34}S$  values of pyrite and chalcopyrite are near zero permil and under the indicated temperature- $fO_2$  conditions  $\delta^{34}S_{\text{mineral}} \approx \delta^{34}S_{\text{H}_2\text{S}} \approx \delta^{34}S_{\text{fluid}}$ . Involvement of the mid-Proterozoic granites is considered probable, although formation waters and the sedimentary sequence may also have been a source of some components of the fluids.

## REFERENCES

LARGE, R. L., 1975: Zonation of hydrothermal minerals at the Juno mine, Tennant Creek goldfield, Central Australia. *Econ. Geol.*, v. 70. pp. 1387-1413.

NGUYEN, P. T., BOOTH, S. A., BOTH, R. A., and JAMES, P. R., 1989: The White Devil gold deposit, Tennant Creek, Northern Territory, Australia, in *The Geology of Gold Deposits: The Prospective in 1988* (eds. R. R. Keays, D. I. Groves). *Economic Geology Monograph 6*, pp. 172-184.

WALSHE, J. L., 1986: A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems. *Econ. Geol.*, v. 81, pp. 681-703.



**ESTUDIO DE MINERALIZACIONES AURIFERAS EN LA CUENCA ALTA DEL RIO SUARON (ZONA OCCIDENTAL DE ASTURIAS)**

GARCIA RODRIGUEZ, O; GARCIA IGLESIAS, J. Y LOREDO PEREZ, J.

ETSIM. Univ. de Oviedo.

En el concejo de Vegadeo, en la zona occidental de Asturias, existen una serie de indicios minerales asociados a una estrecha franja de dirección N-S, entre Presno y el puerto de la Garganta, que siguen aproximadamente el curso alto del río Suarón. Esta alineación de indicios se prolonga hacia el norte con las explotaciones de Grilo, Tomentosa, Tol y Porcía, y hacia el sur con las antiguas explotaciones de La Excomulgada y Piorno.

Para el presente trabajo, se han seleccionado tres de estos indicios (El Penedón, Pena Tormil y Busdemouros), dado que, con los datos obtenidos a partir de los estudios iniciales en la zona, éstos mostraban un evidente interés, por la presencia de oro nativo, en proporciones a veces importantes.

Desde un punto de vista geológico, nos hallamos en la zona Asturoccidental-leonesa, dentro de materiales cámbricos afectados por un metamorfismo regional de bajo grado. Las mineralizaciones estudiadas se ubican en proximidad de un accidente tectónico importante: el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo; y mientras que El Penedón y Pena Tormil encajan en pizarras negras de la Serie de los Cabos, Busdemouros se relaciona con los materiales de la formación Caliza de Vegadeo, puesta en contacto mecánico con las pizarras y areniscas de la Serie de los Cabos.

En El Penedón y Pena Tormil se encuentran filones centimétricos de cuarzo con sulfuros, con direcciones análogas a las de la estratificación; estos filones encajan en pizarras negras de la Serie de los Cabos. La paragénesis mineral de El Penedón está compuesta por cuarzo, arsenopirita, oro nativo, pirita, calcopirita, galena y estibina como minerales primarios (ésta última aparece en filones de muy poca potencia, en la proximidad de los filones cuarzo-arsenopirita); y, como minerales secundarios: escorodita, calcocita, anglesita, goethita y ocre de

antimonio. La paragénesis de Pena Tormil la forman: cuarzo, arsenopirita, oro nativo, pirrotita, pirita-marcasita y calcopirita como minerales primarios; y calcocita, covelita, escorodita y goethita como secundarios. En ambos casos, el mineral metálico predominante es la arsenopirita, que presenta inclusiones de oro nativo visible al microscopio, a veces abundantes; este oro suele estar relacionado con microfracturas dentro del sulfuro.

En Busdemouros (Mina Recogida) tenemos una mineralización con predominio de carbonatos, con aspecto concordante a subconcordante con la estratificación. El mineral predominante en esta paragénesis es la siderita, a la que acompañan como minerales metálicos: pirita, oro nativo, calcopirita, esfalerita y galena. El oro nativo observado aparece en fracturas en carbonatos en las que también hay pirita.

Se confirma, pues, el valor de estas mineralizaciones -en otro tiempo prospectadas o explotadas para metales básicos- como mineralizaciones auríferas, y el interés potencial del área como dominio favorable para la prospección de posibles yacimientos económicos de oro.

## GEOLOGIA Y METALOGENIA DE LA MINERALIZACION AURIFERA DE ALBORES (LA CORUÑA)

GARCIA, D.; LUNAR, R. Y SIERRA, J.

Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. Complutense. Madrid.

Las mineralizaciones auríferas, objeto de estudio, se sitúan en los alrededores del pueblo de Albores de Arriba, en el oeste de la provincia de La Coruña.

Desde el punto de vista petrológico y estructural, se distinguen dos dominios: uno, constituido por la unidad autóctona alojada en la Fosa Blastomilonítica -la Banda Malpica-Tuy-, y otro, el Dominio Migmatítico y de las Rocas Graníticas.

La mineralización encaja en dos litologías diferentes: por una parte en los metasedimentos de la Banda Malpica-Tuy, dentro de bolsadas de cuarzo brechificadas y/o diseminada en una brecha granítica silicificada, cuyo origen es la ascensión de un cuerpo ígneo durante fases tempranas de actuación de la cizalla de Meanos.

El yacimiento está formado principalmente por cuarzo y arsenopirita, junto con otros sulfuros, y su interés económico radica en la presencia de oro y electrum.

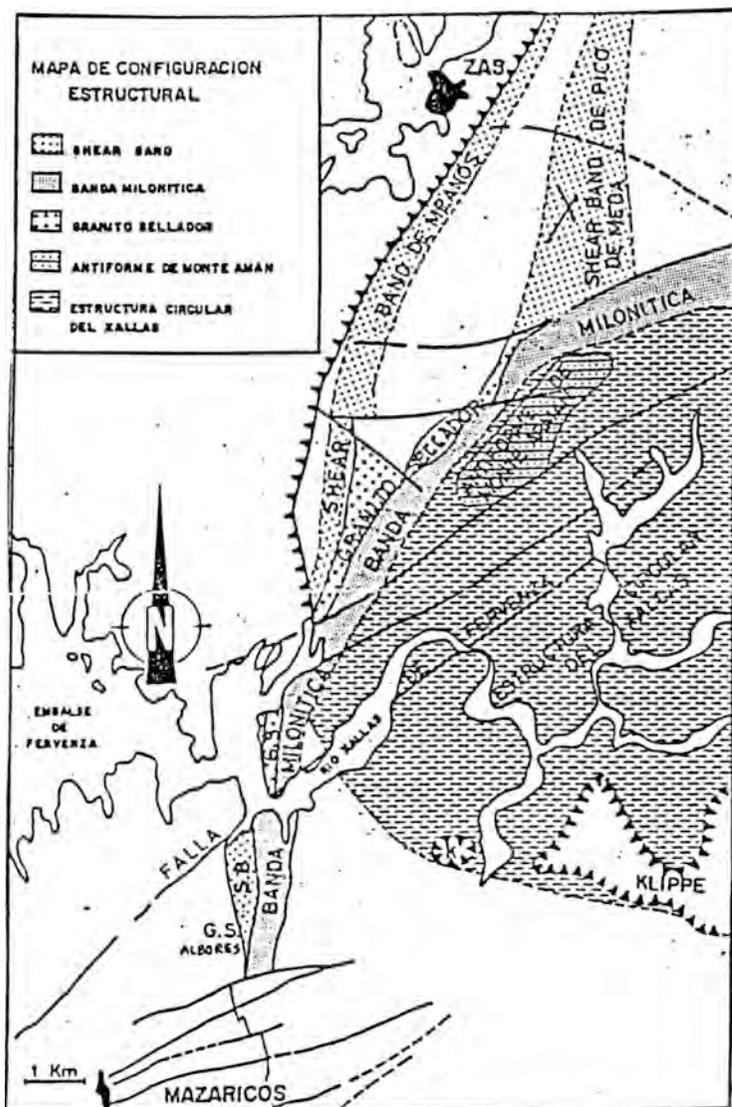
El yacimiento corresponde al tipo de mineralizaciones auríferas asociadas a zona de cizalla, "shear zone", concretamente a la cizalla de Meanos, antes citada.

Los metasedimentos encajantes sufren un doble proceso de alteración, la intrusión ígnea origina turmalinización, sericitización, cloritización; alcanzando estos dos últimos, junto con silicificación su máxima representación durante el hidrotermalismo posterior.

El oro nativo se separa durante la segunda etapa metalogénica, por la desestabilización de una fase previa en la que éste se alojaba en la estructura de la arsenopirita.

El estudio microtermométrico, realizado en los cuarzos asociados a la mineralización, pone de manifiesto la presencia de un fluido acuoso-carbónico complejo, posible causante de la desestabilización de los minerales con oro en su estructura, y que daría lugar a la precipitación del oro nativo.

Esta mineralización podría incluirse en el estado intermedio-maduro, definido por Bonnemaison y Marcoux, en 1987, en su modelo conceptual.



Según Pagés et al.

## EL ORO EN LA ZONA CANTABRICA: FORMAS DE EXPRESION Y RELACION CON LA METALOGENIA REGIONAL

PANIAGUA, A.

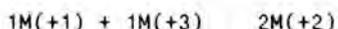
Dpto. de Geología. Univ. de Oviedo.

En la Zona Cantábrica se manifiestan diversos tipos de mineralizaciones auríferas que han sido y son objeto de interés tanto científico como económico.

Tras un primer estudio geológico de campo de más de cien indicios y yacimientos, se ha efectuado un análisis geoquímico de roca total de 300 muestras (todas ellas correspondientes a ocho tipos de yacimientos susceptibles de acumular oro en concentraciones económicas o subeconómicas) y un estudio mineralógico (microscopía óptica y electrónica, difracción de rayos X y microanálisis electrónico) de 1200 muestras. Este estudio ha permitido caracterizar los siguientes tipos de manifestaciones auríferas:

- Tipo 1.- Oro en solución sólida
- Tipo 2.- Oro platinífero
- Tipo 3.- Oro argentífero y electrum
- Tipo 4.- Aurostibita, AuSb
- Tipo 5.- Maldonita, Au Bi
- Tipo 6.- Telururos de oro y plata

El tipo 1 se liga al estadio precoz, rico en disulfuros y sulfoarseniuros, de los yacimientos meso-epitermales del área estudiada. Se incluyen dentro de un amplio espectro de elementos que pueden entrar en solución sólida en estructuras derivadas de la pirita, según el siguiente esquema:



donde M(+2) es el catión divalente en la estructura tipo pirita y M(+1) y M(+3) son cationes en traza de estados de oxidación diferentes. Esta sustitución es proporcional a la sustitución de S por otros aniones en la red, y se mueve en el intervalo de 100 a 10000 ppm.

El tipo 2 corresponde al producto de desestabilización del tipo 1, como consecuencia de removilizaciones tardías, en yacimientos epitermales asociados a rocas carbonatadas con un perfil geoquímico inusualmente enriquecido en elementos del grupo del platino. El oro actúa aquí como colector de los EGP, pudiéndose alcanzar contenidos superiores al 1% en EGP.

El tipo 3 aparece, como manifestación tardía, en yacimientos meso-epitermales de As-Sb-Au y As-Pb-Sb-Au-Ag ligados a rocas ígneas subvolcánicas, y en skarns de As-Cu-Bi-Au. La proporción de Ag en s.s. en Au está controlada por diferentes factores, tales como tamaño de grano, relación Au/total de sulfuros, y presencia de sulfuros competidores con el Au en su afinidad por la plata.

El tipo 4 aparece como manifestación tardía en los yacimientos meso-epitermales de As-Sb-Au y As-Pb-Sb-Au-Ag, ligado o no oro argentífero, pero siempre ligado a estibina, berthierita y sulfosales de Pb-Sb.

El tipo 5 aparece exclusivamente en las zonas distales de los yacimientos de skarn de As-Cu-Bi-Au, como manifestación tardía asociados a bismuto, bismutinita, y ocasionalmente oro nativo y telururos de oro o bismuto.

El tipo 6 aparece en los yacimientos de skarn de As-Cu-Bi-Au, asociado a bismutinita, bismuto nativo, oro nativo-electrum, telururos de bismuto, calcopirita y arsenopirita principalmente. Está constituido esencialmente por calaverita, AuTe y en menor medida por sylvanita y krennerita, ambos (Au,Ag) Te. De cualquier forma es el tipo más escaso.

El oro de tipo 1 genera una correlación positiva Au:As y Au:Se. El de tipo 2, Au:Se. El de tipo 3, Au:Sb o Au:Bi. El de tipo 4, Au:Sb. Los de los tipos 5 y 6 dan una correlación Au:Bi y Au:Te.

(Este trabajo está financiado por el Proyecto PS88-107 de la C.I.C.Y.T.).

## MINERALIZACIONES SUBVOLCANICAS (Au-Sn-Ag-SULFUROS POLIMETALICOS) Y HALLAZGO DE AFLORAMIENTOS MICROTONALITICOS NEOGENOS EN LA SIERRA DE LOMO DE BAS (MURCIA)

CASTROVIEJO, R. (1); NODAL, T. (2); PODWYSOCKI, M. H. (3) Y INSUA, M. (2)

- (1) ETSIM. Univ. Politécnica de Madrid.  
(2) E.N. ADARO de Investigaciones Mineras. Madrid.  
(3) US Geological Survey. Reston. Virginia. USA.

Los indicios investigados se ubican en la Reserva Lomo de Bas (Aguilas, Murcia), en la que se conocen diversas labores (Cantal, Cobriza, etc.) que indican la existencia de una antigua actividad minera en la zona. La investigación en curso, realizada por la E.N. Adaro en el marco del Programa Sistemático de Exploración de Recursos Minerales de la Dirección General de Minas, se orienta inicialmente hacia mineralizaciones estanníferas, sobre indicios ligados a zonas de fractura brechificadas, con orientaciones próximas a E-O, subverticales o buzando fuertemente al S y que afectan a materiales metamórficos paleozoicos del Complejo Nevado-Filábride. No obstante, los resultados provisionales obtenidos han puesto de manifiesto también otras posibilidades adicionales y, en particular, la existencia de concentraciones de metales nobles (Au, Ag) y de Pb(Zn-Cu), relacionadas con un pórfido subaflorante, muy alterado, de posible edad Tortonense, desconocido hasta la fecha.

El reconocimiento previo, con estudio de detalle de los indicios estanníferos conocidos (esencialmente limonitas estanníferas, en las que se han identificado hematites, goethita, jarosita y casiterita xiloide, con ganga de cuarzo, Na-alunita, turmalina, muscovita, como componentes principales y trazas de plata nativa, sulfuros, ilmenita), permitió inferir la existencia en profundidad:

- 1) de una mineralización primaria sulfurada aurífera, que está siendo reconocida por sondeos; y
- 2) de un cuerpo intrusivo somero, del que han sido descubiertos varios afloramientos en superficie mediante sensores remotos.

En la primera se han identificado, por el momento, las siguientes fases minerales: pirita, calcopirita, pirrotina, enargita, linneita, millerita, galena, esfalerita, oro nativo, marcasita, plata nativa, en ganga de cuarzo, rutilo, leucoxeno, grafito, etc., con texturas de relleno filoniano o de cemento del encajante brechificado.

Los afloramientos subvolcánicos fueron detectados por primera vez por medio de un simulador de "Thematic Mapper" (TMS) aerotransportado, tratando la información multiespectral obtenida para producir imágenes compuestas, basadas en tres cocientes entre canales:  $0,66 \mu\text{m}/0,44 \mu\text{m}$  (azul, correspondiente a  $\text{Fe}^{+++}$ );  $1,65 \mu\text{m}/0,86 \mu\text{m}$  (verde, para discriminar vegetación);  $2,20 \mu\text{m}/1,65 \mu\text{m}$  (rojo, para distinguir minerales hidratados o carbonatados). Se detectaron así dos áreas anómalas caracterizadas por altos contenidos en  $\text{Fe}^{+++}$  y en OH o carbonato, cuyo examen en el campo puso de manifiesto un "stocwerk" limonítico con abundante sericita. Se trata de rocas microtonalíticas. A pesar de su acusada alteración hidrotermal (sericitación y albitización o potasificación de plagioclasas, cloritización de ferromagnesianos) y meteórica, el estudio petrológico

ha permitido asimilarlas a la serie calcoalcalina potásica del sector Hoyazo - de Níjar-Mazarrón. Las texturas porfídicas con matriz de grano fino y cavidades miarolíticas selladas por fases de baja T, tardías, indican un emplazamiento somero, subvolcánico, asimilable al volcanismo del área. El estudio de detalle de los xenolitos aluminicos (andalucita, espinela, corindón, sillimanita, granate y cordierita) hallados en estas rocas corrobora su relación con la actividad calcoalcalina potásica conocida al N del accidente de Carboneras y su origen "restítico", que pone de manifiesto una clara participación cortical en la generación de estos magmas.

Todo ello permite avanzar considerablemente en la caracterización de estas mineralizaciones, cuyos posibles modelos genéticos (sistema "porphyry"/concentraciones epitermales) se discuten en el texto brevemente, aunque han de ser precisados por los estudios en curso.

## PARAGENESIS ARGENTIFERAS DE GUADALCANAL (SEVILLA)

CASTROVIEJO, R.

ETSIM. Univ. Politécnica de Madrid.

Las famosas minas de Guadalcanal tuvieron una gran importancia para la minería española de los siglos XVI-XVII, en los que llegaron a beneficiarse leyes estimadas en un 6% de Ag. Desde entonces, a pesar de haber sido objeto de diversos trabajos e informes clásicos, generalmente alentadores, no se llegó a realizar ninguna explotación sistemática. Los trabajos efectuados recientemente por la E.N. Adaro de Investigaciones Mineras han permitido realizar, entre otros, estudios mineralógicos de detalle (microscopía por transmisión y reflexión, DRX, microanálisis por microsonda electrónica y MEB) que aportan nuevos datos al conocimiento de dichas mineralizaciones, necesariamente limitado por la inaccesibilidad de las labores, que superan los 200 m. de profundidad en el Filón de Pozo Rico.

Se trata de mineralizaciones filonianas que arman en terrenos metamórficos hercínicos y presentan enriquecimientos con un marcado control litológico: bonanzas en zonas de intersección con niveles de metavolcanitas básicas intensamente alteradas (propilitizadas) y ricas en sulfuros, análogas a las "Fahlbänder" de la Mina de Kongsberg (Noruega). Se distinguen, pues, dos tipos de asociaciones minerales: A) la del encajante alterado; B) la de las estructuras filonianas (N 140Q E) productivas.

Las volcanitas (A) contienen diseminaciones tempranas, de probable origen magmático (óxidos) o exhalativo volcanosedimentario (sulfuros), constituidas por ilmenita, hematites, magnetita, pirrotina, pentlandita, esfalerita (con minúsculas inclusiones de casiterita)... No obstante, el estadio principal de deposición de sulfuros es una impregnación tardía, asociada a procesos de alteración y de deformación intensos, que culminan en una densa fisuración de la roca y en su cementación por fases hidrotermales, en tanto la mineralogía primitiva ha sido reemplazada en su práctica totalidad por una paragénesis secundaria dominada por clorita, epidota, albita, anfíbol (edenita), carbonatos, rutilo, esfena y sulfuros (esporádicamente: cuarzo, sericita, barita, etc.), con texturas volcánicas relictas ocasionales. Son minerales característicos de dicho estadio hidrotermal, además de los citados: pirita+marcasita (secundarias de pirrotina), ullmannita, calcopirita, galena, arsenopirita, tetrahedrita, bournonita y escasos rejalgar, argentita (?), plata nativa y sulfosales de plata, junto con siderita, clorita, barita, etc. Aparecen también calcosina, covelina, bornita, cuprita, limonita y malaquita supergénicas.

En los filones productivos (B), con ganga de cuarzo, barita y carbonatos (calcita), se han observado los siguientes minerales hipogénicos, que presentan texturas de relleno hidrotermal peculiares (esqueléticas, dendríticas, coliformes, etc.): loellingita, safflorita, stibarsénico/arsénico nativo, allemontita, stefanita, plata nativa y/o plata antimonial, plata mercurial o amalgama (25% Hg), discrasita, miargirita, pirargirita, freibergita, estibina, ga-

lena, pirita, calcopirita, con trazas de skutterudita, esfalerita, bismuto nativo, polibasita, argentita, entre otros. Como minerales supergénicos: calcosina, covellina, miargirita (cementativos); limonita, yeso, malaquita, cerusita, siderita, ocres de Sb, con plata nativa asociada ocasionalmente, óxidos de U ( $UO_3$ ), arseniatos y cerargirita (? , trazas).

Las relaciones texturales son complicadas, con frecuentes reemplazamientos y especies recurrentes, evidenciando una secuencia de cristalización compleja, a menudo en desequilibrio físico-químico, en condiciones meso-epitermales. La génesis, que ha de precisarse por estudios en curso, podría explicarse por procesos de movilización metamórfica y precipitación selectiva, con un fuerte componente de control topomineral, de tipo "Fahlband". Existen similitudes con otros conocidos distritos (Cobalt, Ontario; Kongsberg, Noruega; Erzgebirge), - sin llegar a una identidad tipológica completa.

## ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS DE LAS MINERALIZACIONES ARGENTIFERAS DE HIENDELAENCINA (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)

CONCHA, A.; SIERRA, J.; LUNAR, R. Y OYARZUN, R.

Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. Complutense de Madrid.

Las mineralizaciones de Ag de Hiendelaencina se encuentran situadas en las inmediaciones del pueblo del mismo nombre, en la provincia de Guadalajara. Este trabajo se centra en el estudio de este yacimiento y en especial de las inclusiones fluidas existentes en la diferentes generaciones de cuarzo y de baritina que acompañan a la mineralización.

Están constituidas por una serie de sistemas filonianos argentíferos que encajan en la denominada "Formación Hiendelaencina" (Schafer, 1969). Los filones, fundamentalmente de tipo brecha hidrotermal, siguen direcciones de fracturación N30E y N70E principalmente, con menor desarrollo según N-S, E-W y N130E.

La asociación mineral está constituida por: pirita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita, pirrotina, galena, freibergita, pirargirita, estefanita, polibacita, freieslebenita, bournonita, marcasita, y minerales supergénicos en ganga de cuarzo, baritina y siderita (Martínez J., 1987).

Los procesos de alteración hidrotermal se solapan pero aún así quedan perfectamente definidos como: cuarzo-sericitización, adularización, carbonatización, débil argilización y cloritización. Se restringen a la zona inmediata a los filones, con desarrollo espacial variable, en función de la potencia de los mismos.

El origen y posterior evolución del yacimiento es muy complejo. En él se pueden señalar 4 etapas hidrotermales en la que han tomado parte fluidos de muy diversa naturaleza. El estudio microtermométrico de inclusiones fluidas en muestras de cuarzo y baritina, ponen de manifiesto la presencia de:

- Un fluido acuoso-carbónico complejo, representado por inclusiones fluidas tipo I, pertenecientes a la primera y segunda etapa hidrotermal.

- Un fluido carbónico complejo, representado por inclusiones fluidas tipo II en cuarzo de la segunda etapa.

- Fluidos acuosos con diversos cationes en solución ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$  y  $\text{K}^+$ ), representado por inclusiones fluidas tipo III, presentes en todas las etapas hidrotermales, tanto en cuarzo como en baritina. La evolución de estos fluidos sigue pautas complejas en cuanto a salinidad y temperatura, con características específicas en cada etapa hidrotermal.

El origen y transporte de los metales (Ag, Cu, Pb y Zn principalmente), puede atribuirse a los fluidos acuosos atrapados tanto en cuarzo como en baritina. La precipitación de dichos metales ha podido estar favorecida por un proceso de mezcla de fluidos acuosos de diversa naturaleza que provocaría variaciones bruscas en la salinidad y temperatura.

#### Referencias bibliográficas.

- Martínez Frías J.(1987). Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid.  
Schafer, G.(1969). Münster Forsch. Geol. Paläobot. 10, 1-207.

**LAS MINERALIZACIONES AUROANTIMONIFERAS DE ALMURADIEL (CIUDAD REAL)**

LEAL ECHEVARRIA, G. (1) Y CASTROVIEJO, R. (2)

(1) ENADIMSA. Madrid.

(2) ETSIM. Univ. Politécnica de Madrid.

Se encuadran estas mineralizaciones en un ámbito geográfico extenso pero siempre relacionadas con un ámbito geológico ordovícico bajo, y más concretamente, con las alternancias de metareniscas-pizarras que constituyen el techo de la cuarcita armoricana. Esta unidad ha sido estudiada en diversos puntos concluyendo que presenta diferentes características ya que, sometida a mayor o menor grado de metamorfismo, ha sido afectada en parte y posteriormente por fenómenos hidrotermales de una forma marcadamente selectiva, sobre todo con respecto a las formaciones pizarrosas posteriores de Llanvirn-Llandeilo. Se analiza el papel que podría jugar en la génesis de estas mineralizaciones las volcánicas de tipo diabasa relacionadas con dichas pizarras.

Existen varios tipos de yacimientos aparentemente diferentes en cuanto a morfología: el tipo Torrenueva de morfología filoniana clara aunque con mineralizaciones dispersas en las pizarras y metareniscas a favor de la estratificación y el tipo Almuradiel en los que las mineralizaciones están ligadas a las capas de metareniscas previamente silicificadas y carbonatadas hidrotermalmente. En estas mineralizaciones estratoligadas es manifiesta la importancia de --fracturas más o menos falladas (brechoides) que, formando haces paralelos norteados y subverticales, condicionan la presencia de las áreas mineralizadas (Nazarena, Charneta) conocidas. Es claro el control de este tipo de fracturas así como el estratigráfico-estructural de las alternancias de Pochico, siempre, hasta ahora, en posición de pliegue anticlinal, aunque no se accede a la posición sinclinal de esta formación aflorante.

Las condiciones de afloramiento y de imposible acceso a las labores antiguas limitan el conocimiento que puede alcanzarse de las paragénesis estudiadas, pero un desmuestre cuidadoso y el recurso de las calicatas y sondeos realizados han permitido obtener informacio

nes esenciales que demuestran que la mineralogía de las menas es - más rica de lo que hasta ahora se había considerado.

Como minerales primarios principales aparecen arsenopirita, pirita-melnicovita, marcasita, estibina, berthierita, fülöppita, con - cantidades variables de calcopirita, pirrotina, magnetita, galena, esfalerita (pobre en Fe), linneita, cobres grises (tetraedrita-freibergita), miargirita (?), oro nativo, zinkenita, jamesonita, y otras sulfosales de identidad no siempre segura (semseyita, plagionita, - boulangerita, etc.), acompañadas de rutilo leucoxenizado y de peque ñas cantidades de grafito, en ganga de cuarzo-barita-carbonatos (siderita, ankerita y calcita). Dominan texturas de relleno hidroter mal, cementando fracturas o brechas antes citadas, que contienen - clastos del encajante y que a veces afectan a las fases sulfuradas más tempranas (pirita, arsenopirita; ocasionalmente esfalerita, es tibina, galena, etc.), así como a la ganga cuarzo-barítico-carbona tada. Las alteraciones en el encajante pizarroso o cuarcítico son - moderadas y consisten en la impregnación y reemplazamiento parcial de los minerales originales por componentes de la paragénesis hidro termal en especial cuarzo, carbonatos, barita, sericita, caolinita o productos arcillosos, y, en menor medida, fases sulfuradas como - pirita, arsenopirita o estibina.

Los procesos de alteración supergénica dan lugar a la aparición de calcosina, covellina, hematites, goethita, lepidocrocita, limonita, ocre de antimonio, óxidos de manganeso, malaquita y plata nativa.

Todas estas características sugieren para las mineralizaciones - estudiadas un origen epigenético meso-(epi)termal, a partir de flui dos hidrotermales cuya difusión ha estado controlada por la fractu ración. El control estructural parece, pues, importante para la lo calización de otros cuerpos mineralizados.

CLORITAS DIOCTAEDRICAS ASOCIADAS A PIRITAS EN METAPELITAS DE LA SIERRA DE LOS CAMEROS

MATA, M.P.(1); PRIETO, A.C.(2); RULL, F.(2) Y LOPEZ-AGUAYO, F.(1)

- (1) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Zaragoza.  
(2) Dpto. de Física de la Materia Condensada. Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Valladolid.

La Sierra de Los Cameros, NW de la Cordillera Ibérica, está constituida por una potente serie (más de 3000m.), de edad cretácico inferior en facies Weald, Tischer (1966) estableció 5 grupos sedimentarios, eminentemente detriticos con algún episodio carbonatado, que posteriormente fueron modificados por Salomón, 1982. El yacimiento de piratas de Navajún se situa en la parte SW de esta sierra, en el grupo Urbión de carater siliciclástico.

La pirita aparece cristalizada en cubos, que alcanzan hasta 15 cm de arista, la matriz corresponde a metapelitas afectadas por un metamorfismo de grado bajo (Guiraud, 1981) con presencia de cloritoide, clorita, moscovita y paragonita (Mata et al., 1989), en una sucesión monoclinial no deformada.

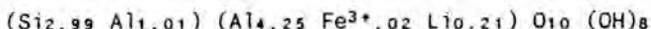
Los cristales de clorita constituyen una película de hasta 1 mm de espesor, recubriendo la totalidad de la pirita, separandose perfectamente del resto de la matriz. Su color es blanco, aspecto nacarado y tacto suave .

El estudio por DRX indica que se trata de una clorita dioctaédrica, con un espaciado basal de  $14.039 \pm 0.0206 \text{ \AA}$  y un  $d(060)$  de  $1.49 \pm 0.002 \text{ \AA}$ . La relación de intensidades de las cinco primeras reflexiones basales (42, 37, 100, 63, 26) es similar a la encontrada por Aleksandrova et al. (1972). El politipo corresponde al Ia-2, presentando la reflexión diagnóstico  $d(021)$  a  $4.26 \text{ \AA}$ , junto con la correspondiente a  $d(204)$  proxima a  $2.32 \text{ \AA}$ .

El análisis químico obtenido del estudio combinado con TEM + EDAX e ICP es el siguiente:

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	LiO <sub>2</sub>
40.01%	59.66%	0.33%	0.70%

deduciendose como formula estructural:



Esta clorita puede ser definida como donbasita, con un número de cationes octaédricos algo superior a 4 , lo que representa una ocupación parcial de las posiciones octaédricas vacías.

De forma complementaria se ha realizado el análisis vibracional por FTIR y Raman, la interpretación de los resultados permite establecer una buena correlación entre las diferentes bandas vibracionales y las características estructurales de la clorita. De forma comparada con cloritas trioctaédricas (Prieto et al., 1989) se observa un desplazamiento de la posición general de las bandas hacia frecuencias más altas en las regiones de 700-800 y 3500-3700  $\text{cm}^{-1}$ , así como cambios en las relaciones de intensidad de las mismas y aparición de nuevas bandas probablemente en relación con modos vibracionales de los octaedros  $\text{MO}_6$  y de las libraciones de los grupos tetraédricos.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALEKSANDROVA, V.A.; DRITS, V.A. and SOKOLOVA, G.V. (1972). Soviet Physics Crystallogr. 17: 456-461.
- BEUTHER L.& TISCHER,G. (1966)Geologisches Jahrbuch Beihefte 44, 103-121.
- GUIRAUD,M.(1983). These 3eme. cycle. Univ. Languedoc. Montpellier.
- MATA. M.P.; PEREZ-LORENTE, F.; SORIANO. J. y LOPEZ-AGUAYO, F. (1989). Bol. Soc. Esp. Mineralogía. 12: 16-17.
- PRIETO, A.C.; DUBESSY, J. and CATHELINEAU, M. (1989). J. Raman Spectroscopie. (En prensa).
- SALOMON,J. (1982). Mem. Géolog. Univ. Dijon. 6: 221 p.

**CLORITAS DIOCTAEDRICAS ASOCIADAS A LAS FLUORITAS DEL PORTALET**

FANLO GONZALEZ, I.; GONZALEZ LOPEZ, J.M. Y FERNANDEZ-NIETO, C.

Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Zaragoza.

El objeto de este trabajo es la caracterización de unas cloritas encontradas en las minas de Fluorita del Portalet. Estas minas se localizan en la cabecera del Valle de Tena (Pirineo Aragonés), en Sallent de Gállego, muy cerca de la frontera con Francia. Desde el punto de vista geológico, se encuentran en la Zona Axial Pirenaica, formada por materiales devónicos y carboníferos e intrusiones graníticas. Las minas de fluorita arman en rocas carboníferas.

Las cloritas presentan colores blanquecinos, con tintes azulados y anaranjados y brillo nacarado. Forman pequeñas bandas con potencias que oscilan entre 5 y 30 cm., situadas en el contacto (muy irregular) entre la mineralización de fluorita y la roca encajante. En ocasiones, aparecen pequeñas bandas de materia orgánica entre la masa clorítica.

Los resultados obtenidos por Difracción de Rayos-X son similares a los dados por Bailey y Lister (1989) para las cloritas dioctaédricas, que están caracterizadas por una fuerte reflexión 003 aproximadamente a 4.70 Å y un valor del  $d(060)$  de 1.49 Å.

Los análisis químicos confirman tanto la naturaleza hiperalumínica de estas cloritas, como su escaso contenido en magnesio y litio, lo que permite situarlas en el campo composicional de las donbassitas. Los resultados medios de los análisis puntuales

por Microsonda Electrónica (2) y de la muestra global de cloritas por ICP (1) son las siguientes:

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Li <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1)	42.83	35.14	2.45	-	0.32	-	0.14	0.06	0.71	0.07
2)	37.82	47.50	-	0.12	0.34	0.02	0.19	-	0.09	0.04

En los diagramas de DRX se detecta, asociado a estas cloritas, la presencia de un interestratificado con reflexión de superestructura a 28 Å, que hincha a 30 Å tras el tratamiento con EG y colapsa a 13.6 Å por calentamiento. Su comportamiento es similar al de la tosudita.

Además, en algunas de las muestras estudiadas, aparece otro interestratificado regular, con reflexión de superestructura a 24 Å, que por su comportamiento en los tratamientos citados, podría ser illita-esmectita o illita-vermiculita.

La génesis de estos minerales parece estar relacionada con la alteración hidrotermal de las cuarcitas carboníferas, ligada a la mineralización de fluorita. Este tipo de cloritas han sido estudiadas en el Macizo Central francés por Merceron et al (1988).

#### BIBLIOGRAFIA

- BAILEY, S.W. and LISTER, J.S. (1989). Clays and Clay Min. 37,3,193-202.
- MERCERON, T.; INOUE, A.; BOUCHET, A. and MEUNIER, A. (1988). Clays and Clay Min. 36, 1, 39-46.

## LAS MINERALIZACIONES DE CAOLIN DE PUEBLA DE MONTALBAN (TOLEDO)

BERNABEU, P. (1); RODAS GONZALEZ, M. (2) Y MAS, R. (2)

- (1) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense de Madrid.
- (2) Dpto. de Estratigrafía. Fac. de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense de Madrid.

Los yacimientos de caolín estudiados se encuentran en el borde suroccidental de la Cuenca del Tajo al pie de los Montes de Toledo, en la zona de Puebla de Motalban, y constituyen la base de los sedimentos paleógenos depositados en esta zona.

Estos sedimentos están relacionados con el zócalo Hercínico que constituye el basamento rígido de la cuenca. Sobre él yacen materiales detríticos que representan el inicio de la sedimentación continental en la cuenca. Se han podido distinguir en función de sus características sedimentológicas y mineralógicas tres unidades litoestratigráficas agrupadas en dos secuencias deposicionales (Fig. 1). La unidad basal T.1.1 formada por arenas caoliníticas cementadas se ha interpretada como un sistema fluvial de tipo braided y el mineral de la arcilla característico de esta unidad es la colinita.

En tránsito gradual sobre esta unidad, con esmectita dioctáédrica como mineral de la arcilla característico, se presenta la unidad T.1.2. cuyas facies corresponden a zonas más distales de un sistema aluvial de bajas sinuosidad. La unidad T.2.1. es de naturaleza conglomerática y corresponde a una sedimentación de abanicos aluviales de clima árido y el mineral de la arcilla característico es la paligorskita.

La caolinita se presenta de dos maneras: Ligada a procesos de alteración del zócalo y formando parte de las arenas que constituyen la unidad T.1.1. Las concentraciones de caolinita que dan lugar a potentes explotaciones son del primer tipo y constituyen el objeto de este trabajo.

En la zona se encuentran tres canteras de las que una está en activo, se trata de un yacimiento irregular en cuanto a su calidad, por presentarse la mineralización en bolsadas, apareciendo en la gran masa caolinítica niveles esporádicos de esmectitas, alterando con niveles arenosos. En profundidad las impurezas del caolín aumentan hasta llegar al zócalo poco alterado.

La composición media del caolín extraído de esta cantera determinado mediante difracción de rayos X es: 12% de cuarzo, 86% de filosilicatos y 2% de ópalo CT. Con caolinita 70% y esmectita 30% como filosilicatos. Con altos contenidos de titanio y pobre en hierro.

Los procesos que han dado lugar a la formación de la caolinita y que constituyen la masa explotable están ligados a la meteorización química sufrida por el material granítico Hercínico durante las primeras etapas del Terciario (Paleógeno) o incluso en el Cretácico Superior que dio lugar a un potente lehm de alteración cuyo reparto irregular estaba fuertemente condicionado por el sistema de fracturación del zócalo.

Estos procesos han sido muy intensos y se han prolongado durante mucho tiempo dando lugar a caolinita altamente ordenada y de elevados índices de cristalinidad.

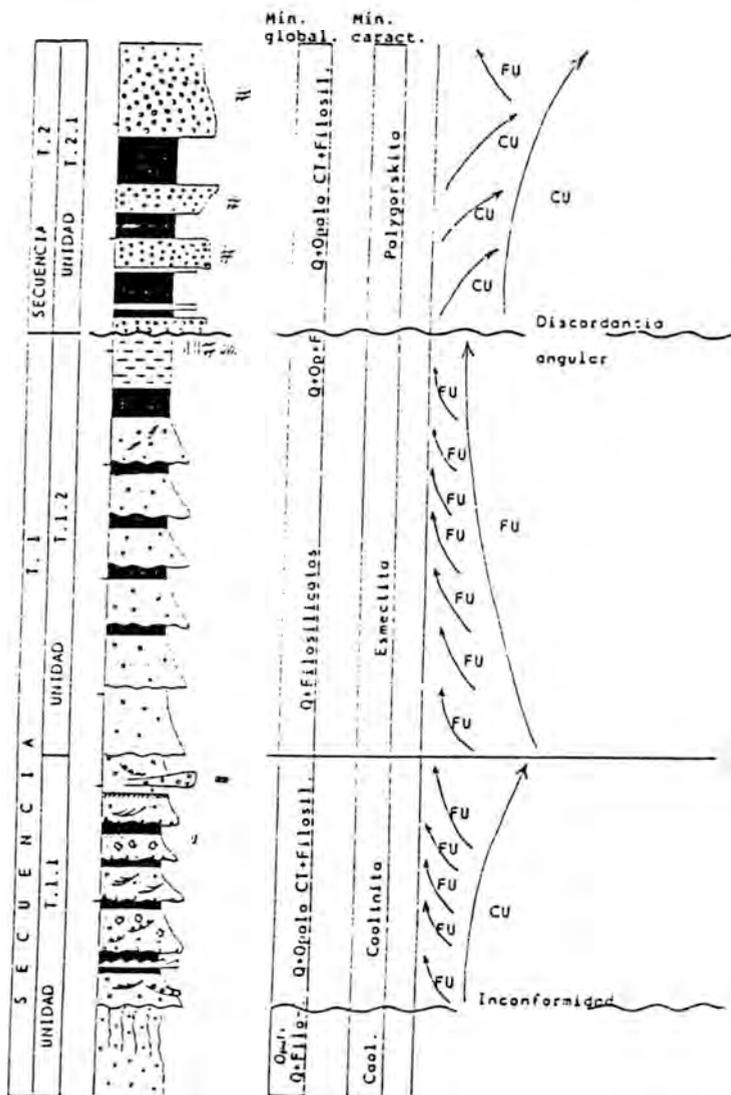


Fig. 1 Columna estratigráfica general de los materiales estudiados.

## UTILIDAD DE LA MINERALOGIA EN EL ANALISIS DE CUENCAS: APLICACION AL SECTOR CENTROMERIDIONAL DE LA DEPRESION DEL EBRO

GONZALEZ LOPEZ, J.M. (1); FERNANDEZ-NIETO, C. (1); PEREZ, A. (2); VILLENNA, J. (2) Y LOPEZ-AGUAYO, F. (1)

- (1) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Zaragoza.  
(2) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Estratigrafía. Univ. de Zaragoza.

La Depresión del Ebro, delimitada por tres sistemas montañosos importantes: Pirineos, C. Ibérica y C. Catalánides, se configura como una cuenca de antepais del orógeno pirenaico que desde el Eoceno superior presenta una sedimentación continental.

Los estudios estratigráficos del sector central del margen ibérico de ésta depresión, aplicando el análisis tectosedimentario, han permitido definir cinco UTS (Pérez et al. 1988; Pérez, 1989), una Paleógena y cuatro Neógenas, de carácter detrítico y químico, cuya sedimentación se realizó en sistemas aluviales y lacustres.

El estudio mineralógico de las cuatro UTS inferiores de este sector se plantea como método de análisis de cuencas a contrastar con los sedimentológicos y estratigráficos, para determinar su posible utilidad en las áreas en los que las rupturas sedimentarias (González et al. 1988) no son evidentes. En este método se estudia la evolución mineralógica de los niveles detríticos finos y químicos para compararla con la sedimentológica, así como los cambios mineralógicos globales que permiten individualizar estas UTS.

De NW a SE se seleccionaron cinco perfiles que incluyen de forma total o parcial las UTS citadas. Los resultados de la composición mineralógica media de cada una de estas unidades se recogen en la tabla:

UTS	Nº Muestras	CaI	DoI	Y	Q	Fto	I	Cl	K	Sm
N3	(34)	60	--	1	13	1	15	1	i	10
N2	(41)	46	9	3	12	1	15	1	i	13
N1	(32)	4	17	7	19	3	35	3	-	12
P	(24)	34	4	-	27	2	26	3	2	2

Las diferentes unidades presentan cambios significativos, bien en las asociaciones minerales o bien en la cantidad relativa de los mismos, lo que

en principio puede correlacionarse con el análisis sedimentológico como método actual de análisis de cuencas. Asimismo la evolución de la mineralogía en la vertical de cada UTS es un reflejo de la evolución secuencial de las mismas, salvo cuando el desarrollo de procesos diagenéticos o edáficos enmascaran los resultados del análisis mineralógico.

Por otra parte, la composición mineralógica media de los perfiles seleccionados, resumida en la tabla, permite realizar un análisis de la evolución

PERFIL	Nº Muestras	CaI	DoI	Y	Q	Fto	I	C1	K	Sm
BO	(24)	28	6	7	14	2	26	3	i	15
RU	(20)	5	18	2	17	2	39	3	-	12
MU	(57)	55	6	2	13	1	12	1	-	10
TOR	(18)	37	1	-	27	2	24	2	3	4
SJ	(12)	26	12	-	25	2	29	3	i	3

de las diferentes UTS representadas en cada una de ellos, en distintos puntos de la cuenca, junto con la evolución paleogeográfica local. Este método de análisis, considerado aisladamente, puede obliterar la detección de las rupturas sedimentarias, con lo que su aplicación no se ajusta al análisis tectosedimentario.

La aplicación combinada de estas dos maneras de interpretar el análisis mineralógico permite incluir a la mineralogía como uno de los métodos actuales del análisis de cuencas, complementario a los que realizan estratígrafos y sedimentólogos, con la ventaja adicional de poder reconocer el alcance de los procesos diagenéticos en las mismas.

#### BIBLIOGRAFIA

González, A.; Pardo, G. y Villena, J. (1988). II Cong. Geol. Esp. Simp. 175-184.

Pérez, A.; Muñoz, A.; Pardo, G.; Villena, J. y Arenas, C. (1988). In Pérez, A.; Muñoz, A. y Sanchez, J. Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la cuenca del Ebro. 7-20.

Pérez, A. (1989). Tesis doctoral. Univ. Zaragoza. 525 p.

**CARACTERIZACION MINERALOGICA, QUIMICA Y EVOLUCION GEOQUIMICA DE LOS MATERIALES TERCIARIOS DEL AREA DEL RIO PEREJILES (CUENCA DE CALATAYUD)**

ARAUZO PEREZ, M.; GONZALEZ LOPEZ, J.M. Y LOPEZ-AGUAYO, F.

Dpto. Ciencias de la Tierra. Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Zaragoza.

La cuenca de Calatayud está rellena por materiales terciarios, fundamentalmente miocenos, caracterizados por sus notables variaciones de facies, tanto en la horizontal como en la vertical. En la periferia predominan las facies detríticas, representadas por brechas y conglomerados que lateralmente pasan a arenas, limos y sobre todo a arcillas y margas, para finalizar, en el centro, con una potente serie evaporítico-carbonatada.

El área elegida constituye el tránsito entre las facies detríticas y la zona central, habiéndose seleccionado cuatro perfiles que representan una transversal NE-SW de la cubeta. Los materiales representados en ellos son alternancias de margas y arcillas con carbonatos. Las composiciones mineralógicas medias se resumen en la Tabla:

MINERALOGIA GLOBAL

Minerales	PERFIL 1	PERFIL 2	PERFIL 3	PERFIL 4
Dolomita	41	41	32	64
Calcita	--	2	5	--
Cuarzo	17	6	7	5
Feldespatos	3	1	1	--
Ilita	35	34	33	18
Clor/Caol.	2	1	2	3
Esmectitas	2	4	12	10
Sepiolita	--	11	8	--

La caracterización química de estos perfiles se ha realizado seleccionando un conjunto de muestras que representan las variaciones cuantitativas de las asociaciones minerales. Los análisis químicos de muestra global incluyen las determinaciones de los elementos traza Li, B, P, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Sr, Nb y Ba.

Por otra parte, se realizó un estudio sistemático por SEM y TEM con EDAX acoplado, cuyos resultados medios son:

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O
Ilita	49.18	0.30	18.70	0.69	3.98	1.23	--	10.23
Clorita	39.15	--	26.46	0.59	3.48	19.82	--	--
Esmectitas	53.24	1.37	20.21	0.95	6.81	28.97	0.89	0.60
Sepiolita	67.88	--	--	1.00	--	31.12	--	--
Int. I/Sm	57.73	0.42	20.19	1.87	10.32	3.82	4.29	1.55

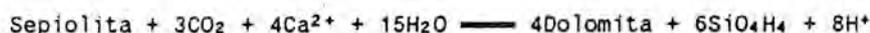
Para el estudio de la evolución geoquímica del área seleccionada se analizaron muestras de pizarras paleozoicas que representan los materiales dominantes en el área fuente. Su caracterización mineralógica y química ha permitido establecer una serie de parámetros que reflejan los cambios producidos. Efectivamente, en el análisis comparado de las razones incluidas en la tabla:

	Al/Si	Fe/Al	Mg/Al	Ca/Al	K/Al	Ca/Mg
Pizarras	0.24	0.24	0.15	0.04	0.28	0.26
Cuenca	0.25	0.25	1.71	1.27	0.12	0.74

se observa un fuerte incremento en Ca y Mg y una pérdida menor de K, correspondiente al desarrollo de una importante cantidad de minerales de precipitación química, representados por la dolomita, esmectitas y sepiolita.

Respecto a los elementos menores se pone de manifiesto un incremento significativo de Li, Mn, Nb y Sr en la cuenca, con un descenso concomitante de P, V, Cr, Co, Ni, Cu y Ba por su correlación positiva con los filosilicatos heredados.

La razón Sr/Ca en la cuenca, calculada aplicando el coeficiente de reparto para carbonatos (Usdovski, 1973), se sitúa entre 15 y 18.10<sup>-3</sup>, próxima a la correspondiente a medios alcalinos con salinidades semejantes a las de las aguas marinas y relacionadas (Fauré et al., 1967). El aumento en la concentración de Li indica también medios de esta naturaleza. En estas condiciones, con una concentración suficiente de Ca, Mg, Si y CO<sub>2</sub>, la precipitación de sepiolita, esmectitas y/o dolomita puede estar controlada por reacciones del tipo de



#### BIBLIOGRAFIA

- Fauré, G.; Crocket, J.H. and Hurley, M.P. (1967). Geochim. Cosmochim. Acta. 31: 451.
- Usdovski, E. (1973). Contrib. Mineral. Petrol. 38: 177.

## DIAGENETIC PROCESSES IN "VARICOLOURED" FROM THE ITALIAN PENNINES

VENIALE, F.; SETTI, M. & GRANATA, P.

Dept. of Earth-University of Pavia (Italy)  
Laboratory for Clay Research

The so-called "argille varicolori" (vari-coloured clays and/or shales) are widely distributed along the Italian Apennines strip as allochthonous sediments. Paleogeographical considerations indicate lateritic degradation of carbonate platforms as source areas, and deep sedimentation basins as depositional milieu. The sediments have suffered tectonic stresses with varying degree of intensity, which have affected the original mineralogy.

The sediments not interested by tectonization are characterized by a mineralogical assemblage with prevailing smectite (up to 60- 80%), whereas dickite, and mixed-layers predominate in the areas affected by tectonic stresses; illite and chlorite are also present in the highest tectonized zones. The dickite (+ quartz) content seems to be antipathetic to smectite, and increasing with tectonization degree.

Dickite occurs as white specks or smearing along shear, sliding, schistose and scaly surfaces. Morphology and textural features of dickite platelets (random orientation, "books" or aggregates of stacked flakes, coating films successively curved and fractured) are supporting an authigenic origin, simultaneously and/or subsequently to tectonic stresses during orogenic carriage.

The mechanism controlling the genesis of this kind of dickite is still matter of controversy

Several hypotheses are considered and discussed: whereas a hydrothermal origin s.s. does not seem plausible, experimental data and field observations lead to an origin by crystallization- precipitation from pore solutions. Controversial interpretations are arising about the nature of such interstitial solutions, and the genetic mechanism; i) diagenetic squeezing in an almost closed chemical system during tectonic events; ii) secondary supergenic origin in an open system, thermodynamically dependent on the physico-chemical characteristics of the solutions, may be also mixed with meteoric waters (formations submitted to repeated erosion).

A number of uncertain and unsolved problems still remain to be investigated to allow the recognition of the dickite genesis in "varicoloured" clays from the Italian Apennines, and also of the other "kaolin" minerals.

Recent results concerning an occurrence of nacrite apparently formed authigenically at room temperature by precipitation from pore saturated solutions, probably as a result of evaporation, suggest that the mechanism and geochemical factors governing the crystallization sequence of the various "kaolin" polymorphs is not mainly dependent on pH and temperature, but rather on the concentration of the initial solution.

Illite particles with well developed lath morphology have been recognized as component of lithological facies corresponding to intermediate grade of tectonization. The laths are spread within the clay matrix and/or coating coarser grains (mainly carbonate). Their chemical composition resulting from energy dispersive X-ray analysis (EDXA) indicates significant amounts of Fe and Mg, as in smectite particles constituting the untectonized facies.

The following genetic hypotheses are considered:

- i) diagenetic transformation of a precursor smectite into lath-shaped illite;
- ii) authigenic neo-formation by precipitation from interstitial K-enriched solutions.

A diagenetic process is suggested as responsible for the transformation platy smectite lath-shaped illite (and/or I/Sm). Detrital, flake-like smectite particles seem to have adapted to environment changes by isochemical process occurred after deposition in an almost closed system.

The geo-crystal-chemical pathway leading to such transformation may be a common diagenetic process if the water/rock ratio is small, as in shales.

This possible route seems to be controlled by the evolution of pore-water composition during diagenetic processes accompanying the tectonic evolution of the "varicoloured clays" (as, without K, dickite will form).

**PRIMERA APORTACION AL ESTUDIO MINERALOGICO DE LAS ARCILLAS DEL SECTOR ORIENTAL DEL CAMPO ARAÑUELO (TOLEDO)**

LERMA, I. (1); DE ANDRES, A. (2); MUÑOZ, I. (1) Y VICENTE, R. (1)

(1) Dpto. de Geología. Univ. de Alcalá. Madrid.

(2) Inst. de Ciencias de los Materiales. CSIC. Madrid.

Este trabajo presenta un avance de los resultados obtenidos en el estudio mineralógico de las arcillas del sector oriental del acuífero del Campo Arañuelo (extremo occidental de la fosa del Tajo).

Este estudio forma parte de un plan de investigación más amplio que pretende establecer los equilibrios químicos entre las aguas subterráneas de esta región y las arcillas de los sedimentos que conforman dicho acuífero.

La metodología aplicada en el estudio de estas muestras, en una primera etapa y para su identificación mineralógica, ha sido la difracción de rayos X: método de polvo cristalino, agregados orientados, estudio de la sorción interlamilar de las arcillas con compuestos orgánicos, y análisis térmico diferencial y termogravimétrico.

## MINERALOGIA Y GEOQUIMICA DEL TRANSITO CRETACICO-TERCIARIO EN LA SECUENCIA DE AGOST (PROVINCIA DE ALICANTE, ESPAÑA)

MARTINEZ RUIZ, F.; ORTEGA HUERTAS, M. Y PALOMO DELGADO, I.

Dpto. Mineralogía- Petrología e Inst. Andaluz de Geología Mediterránea. Universidad, CSIC. Granada.

### DESCRIPCION DE LA SECUENCIA

Con el descubrimiento de las anomalías de Ir en los sedimentos que marcan el tránsito Cretácico-Terciario (K/T) en Gubbio (Italia) (Alvarez et al., 1980) y en Caravaca (España) (Smit y Hertogen, 1980), se inició una búsqueda exhaustiva de secuencias similarmente enriquecidas, tanto en sedimentos marinos como continentales. En este trabajo se presenta un excelente ejemplo de una secuencia completa, constituida por materiales margosos pertenecientes a las Unidades Intermedias de la Cordillera Bética. En ella el límite K/T está definido por un nivel oscuro de 2 mm de espesor, parcialmente alterado. Sobre él existen arcillas verde oscuras (15 cm-20 cm) (muestras A-6 a A-9) y gradualmente, a techo, margas y margocalizas de colores más claros. Según dataciones de Canudo, Keller y Molina (en prensa), el Maestrichtense muestreado pertenece a la Zona de Mayaroensis, los 7 cm por encima del K/T corresponden a la de Cretacea (CR en Fig. 1) y los 20 cm siguientes a la de Eugubina.

### RESULTADOS Y DISCUSION

El estudio mineralógico se ha realizado mediante XRD y SEM y en el geoquímico se han empleado AEM, XRF, NA e ICP.

Mineralógicamente, el tránsito K/T en Agost está caracterizado por una fuerte disminución del contenido en carbonatos (21%) y un incremento importante en filosilicatos y cuarzo con proporciones del 42% y 12% respectivamente. La aparición de Fds es también un hecho patente pero exclusivo de las muestras situadas hasta 12 cm por encima del K/T en proporciones que no superan el 5%. Se han detectado abundantes esférulas morfológicamente análogas a las descritas por Smit y Klaver (1981) y por Hansen et al. (1986), si bien nuestros datos actuales no permiten precisar su composición y, consiguientemente, su hipotético origen. Los minerales de la arcilla mayoritarios y sistemáticamente presentes son esmectitas, illita y caolinita (Fig. 1). Es interesante destacar la disminución paulatina del contenido en esmectitas en los niveles arcillosos desde el K/T hasta la muestra A-9 así como un incremento en las proporciones de caolinita y una tendencia similar en el contenido en illita. Particularmente significativa es la existencia, contrastada mediante TEM, de paligorskita aunque en cantidades inferiores al 5%. A techo y a muro del mencionado paquete margoso (20 cm de potencia), la mineralogía de arcillas es más variable cuantitativamente relacionándose, en este caso, con la litología más o menos carbonatada de las muestras.

Geoquímicamente, el tránsito K/T en Agost presenta una anomalía en Ir de 30 ppb así como una elevada concentración de Cr, Ni, Co, Fe, Ti, Pb, U, As, Sb, Zn, etc. (Fig. 1), similar -y a veces superior- a la de otras secuencias estratigráficas análogas. La variación vertical del Mg, contraria a la del Ca, puede relacionarse con esmectitas y/o paligorskita y no con la presencia de carbonatos. El aumento del contenido total de REE se produce en los niveles arcillosos inmediatamente superiores al K/T (hasta 12 cm por encima), ligado al predominio en filosilicatos.

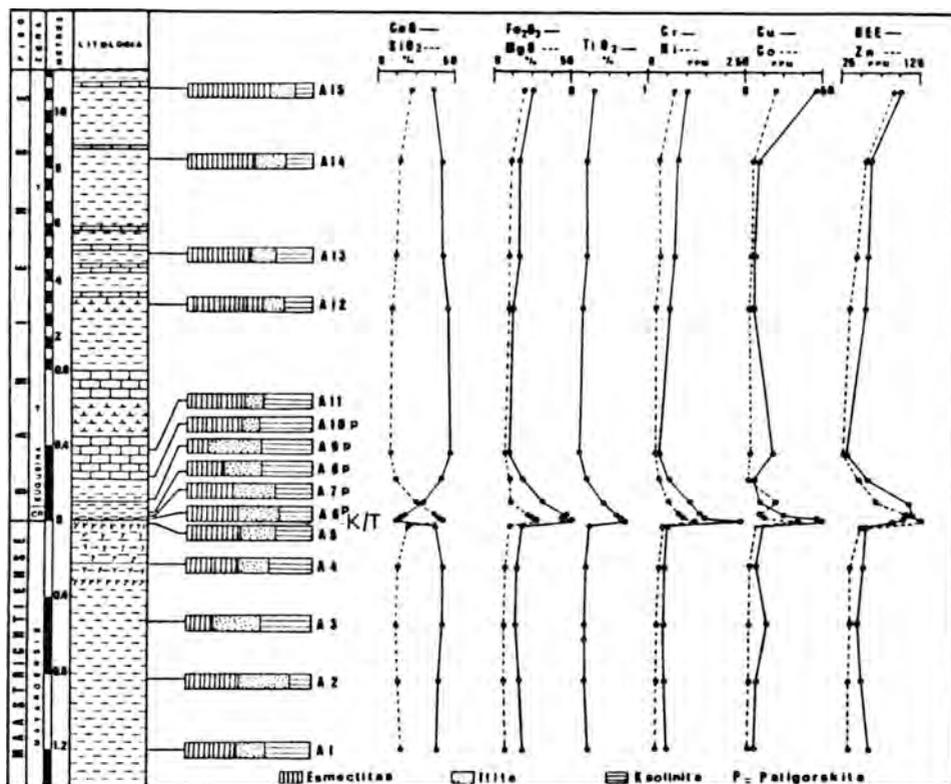


Fig. 1. Mineralogía de arcillas y geoquímica

Las elevadas concentraciones en Ir encontradas en el K/T de esta secuencia abogan en favor de una hipótesis extraterrestre, siguiendo las interpretaciones de diversos autores (Alvarez, et al., op.cit. i.e.). Sin embargo hemos detectado anomalías positivas de As (16 ppm), Sb (1.1 ppm) y Zn (130 ppm), elementos de origen claramente terrestre. Las elevadas concentraciones de Cr, Ni, Fe, Co y Ti, entre otros, son interpretadas indistintamente como aval de un tipo u otro de hipótesis. En nuestro caso, la abundancia de esmeclitas y la presencia de paligorskita en determinados niveles (Fig. 1) pueden relacionarse con la alteración halmirolítica de material volcánico y, por tanto, con una hipótesis terrestre. En este supuesto la caolinita representaría claramente un aporte detrítico (confirmada por los altos valores Ce/Ce\* determinados en los niveles del tránsito: 0.90 a 0.99), cuya presencia conjunta con las esmeclitas obedecería a posibles cambios climáticos o a variaciones en el área fuente. A falta de datos sobre contenido en otros elementos del grupo del Pt y de la realización de nuevos microanálisis en partículas arcillosas y en las esférulas, parece clara la existencia de diversas fuentes como origen de las anomalías geoquímicas en estos sedimentos.

#### REFERENCIAS

- Alvarez, L.W. et al. (1980). *Science*, 208, 1095-1108.  
 Smit, J. and Hertogen, J. (1980). *Nature*, 285, 198-200.  
 Smit, J. and Klaver, G. (1981). *Nature*, 292, 47-49.  
 Hansen, H.J. et al. (1986). *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 35, 75-82.

## MINERALOGIA DEL TRANSITO MIOCENO-PLIOCENO EN EL SECTOR NW DE LA CUENCA DE VERA (SE ESPAÑA). IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES

SANCHEZ BELLON, A. (1); ORTEGA HUERTAS, M. (1); SEBASTIAN PARDO, E. (1) Y BARRAGAN BAZAN, G. (2)

- (1) Dpto. Mineralogía-Petrología e Inst. Andaluz de Geología Mediterránea. Universidad, CSIC. Granada.
- (2) Dpto. Estratigrafía-Paleontología. Universidad de Granada.

El tránsito Mioceno-Plioceno en el sector NW de la cuenca de Vera ha sido estudiado por numerosos autores que plantean diferentes interpretaciones. Así, Montenat et al. (1976), González Donoso y Serrano (1977) y Carrasco et al. (1979) indican que en dicho tránsito no se produce discontinuidad en la sedimentación marina. Por el contrario, Cita et al. (1978) y Geerlings et al. (1980) encuentran evidencias de que, durante el tránsito Mio-Plioceno y entre materiales marinos a techo y a muro, se depositaron unos sedimentos en un ambiente restringido, posiblemente con aguas poco profundas y con poca o nula comunicación con el mar. Galán et al. (1987), a partir de datos de mineralogía, definen un cambio en las condiciones sedimentarias de un medio confinado a uno marino abierto coincidiendo con el tránsito Mioceno-Plioceno.

Con esta comunicación, que forma parte de un estudio de dicho tránsito en toda la cuenca de Vera, se pretende precisar el tipo de cambios en el medio de depósito producidos a lo largo del mismo, apoyando la hipótesis de un alto en la sedimentación marina al menos en este sector de la cuenca.

### RESULTADOS Y DISCUSION

Se han muestreado tres secuencias del tránsito Mioceno-Plioceno, el cual ofrece diferentes características, tanto estratigráficas como sedimentológicas, bajo una apariencia general de continuidad sedimentaria. No obstante, es necesario resaltar ciertos datos que inducen a pensar que la continuidad de la sedimentación marina pudiera ser sólo aparente, tales como la discordancia angular existente entre las turbiditas messinienses y la formación Cuevas en dos de las secuencias, o bien, la presencia de laminitas y laminitas con pasadas de arenas en la zona de tránsito. En la base de las secuencias existen materiales margosos y margoso-limosos de color amarillo grisáceo. En la parte central se sitúan laminitas compactas de color gris verdoso que reflejan una baja tasa de sedimentación. En estas laminitas es donde se hallan las algas carofitas descritas por Geerlings et al. (1980). Sobre éstas existen margas grises, ya pliocenas que se continúan con el Plioceno de la formación Cuevas claramente marino.

La mineralogía (de la muestra total y de las fracciones arcilla y limo) se ha estudiado mediante DRX, Microscopía óptica y Microscopía Electrónica (TEM y SEM). Esta última técnica ha sido fundamental a la hora de identificar algunos minerales que mediante DRX quedaban difusos. Tal ha sido el caso de la paligorskita, cuya reflexión a 10.5 Å quedaba prácticamente camuflada entre las pertenecientes a la illita y a los interestratificados illita-esmectita.

La mineralogía global es similar en las tres secuencias: calcita, dolomita, cuarzo y feldespatos, más la presencia puntual de yeso, ópalo CT y goethita como minoritarios. Sin embargo sus proporciones relativas vienen a definir una etapa central menos detrítica con predominio de calcita + dolomita, y una etapa final más detrítica con aumento sensible de cuarzo + feldespato.

En la mineralogía de arcillas es de destacar la presencia de paligorskita a todo lo largo de las tres series, mostrando su máxima concentración en las zonas centrales de las mismas, coincidiendo con la etapa menos detrítica y con las laminitas con algas carofitas. Además existen esmectitas, interestratificados ilita esmectita, ilita, caolinita, clorita y paragonita. Otro dato destacable es el aumento de caolinita y clorita hacia techo en todas las secuencias, coincidiendo con la etapa más detrítica.

Del estudio óptico de los cantos de rocas metamórficas incluidos en los sedimentos que constituyen las series, y de los parámetros cristalquímicos de los filosilicatos, se propone como área fuente primordial los materiales pertenecientes al Complejo Nevado-Filábride.

A partir de los datos expuestos se deduce que la sedimentación se produjo bajo lámina de agua en un medio restringido y confinado, ocasionado por la compartimentación de la cuenca, en el que se alcanzaron las condiciones adecuadas para la formación de paligorskita. En este medio se desarrolló una etapa, más o menos coincidente con el tránsito Mioceno-Plioceno, en la cual el confinamiento fué máximo (elevadas concentraciones de paligorskita, presencia de laminitas con algas carofitas y disminución del índice de detricidad), y en la que probablemente esta zona quedó aislada del mar abierto. Este supuesto se intenta confirmar actualmente mediante estudio de elementos traza e isótopos.

(Este trabajo ha sido financiado por el Grupo de Investigación nº 4065 de la Junta de Andalucía y por el Proyecto PB022801 de la CICYT)

#### REFERENCIAS

- Carrasco, F., González Donoso, J.M., Linares, D., Rodríguez, P. y Serano, F., (1979): Estudios geol., 35: 559-567
- Cita, M.J., Vismara Schilling, A., y Bossio, A., (1978): Abstract Messinian Seminar 4 (Roma).
- Galán, E., González López, M., Fernández Nieto, C. y González Díez, I. (1985): Miner. Petrogr. Acta. 29-A, 259-266.
- Geerlings, L.P.A., Dronkert, H., Van de Poel, H. y Van Hinte, J.E., (1980): Paleontology-Proc., 83, 29-37.
- González Donoso, J.M. y Serrano, F., (1977): Cuad. Geol. Univ. de Granada, 8, 241-251.
- Montenat, C., Bizon, G., Bizon, J.J., Carbonell, G., Muller, C., y De Reneville, P., (1976): Rev. Inst. Fr. Pétrole, 31, 613-661.

## LAS MARGAS "TEGULINAS" DEL PREBETICO DE ALICANTE. PRECISIONES APORTADAS POR SU COMPOSICION MINERALOGICA

LOPEZ GALINDO, A. Y LOPEZ GARRIDO, A.C.

Inst. Andaluz de Geología Mediterranea. CSIC-Universidad.Granada.

Los materiales estudiados se ubican en una sucesión de edad Albense superior-Cenomanense inferior que aflora en el flanco norte, invertido, de la estructura del Cid-Maijmó, al NW de la ciudad de Alicante. Forman parte del Prebético Interno.

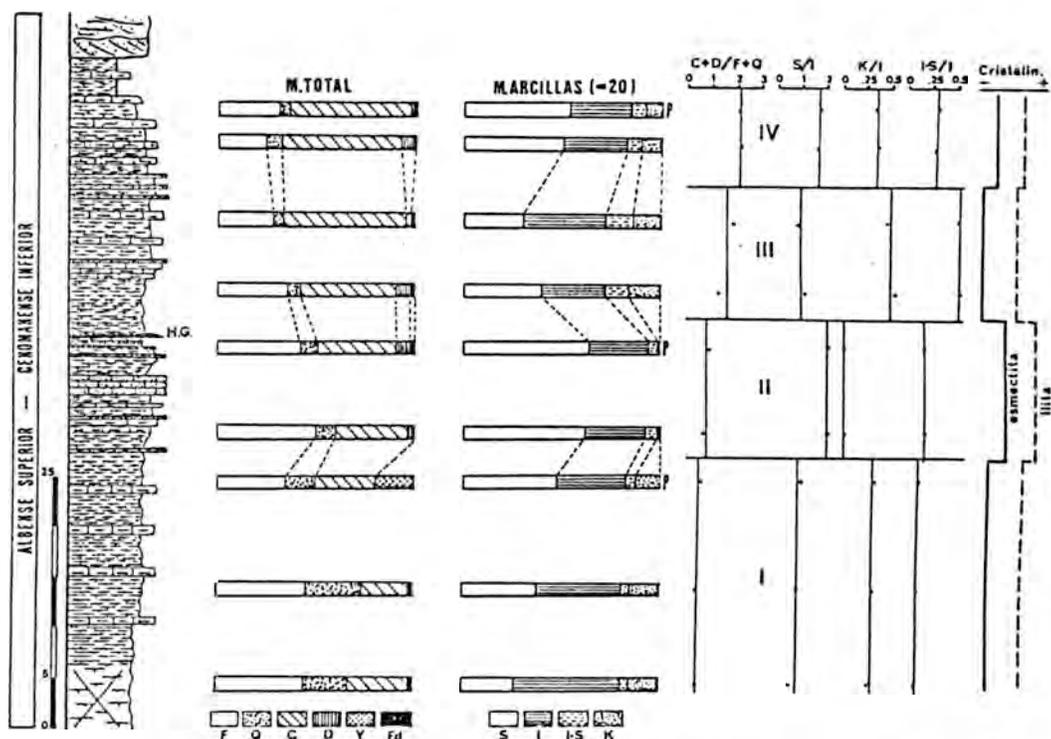
En conjunto se trata de una secuencia que comienza con margas grises-negras o "Tegulinas" y termina con calcarenitas bioclásticas con abundantes orbitolinas. La base es una alternancia de margas y arcillas grises azuladas, margocalizas y calizas con ammonites del Albense superior. Hacia la parte media de la serie se inician las intercalaciones arenosas y calcareníticas que se disponen en secuencias estratocrecientes. Las barras calcareníticas son más abundantes hacia la parte superior de la secuencia, hasta llegar a ser dominantes en el techo de la misma.

El dispositivo sedimentario responde al mecanismo de progradación de barras calcareníticas de la plataforma abierta, en una cuenca en la que la tasa de sedimentación supera a la tasa de subsidencia, en un contexto de ascenso eustático que culmina con la implantación generalizada, en todo el dominio prebético, de una amplia plataforma bioclástica en el Cenomanense inferior.

Mediante DRX y TEM se han estudiado un total de 18 muestras, 9 de las cuales, pertenecientes a la parte inferior de la secuencia, se tomaron en canteras actualmente en explotación para material de ladrillería.

Las muestras están compuestas por filosilicatos, cuarzo, carbonatos y, en muy escasa cantidad, plagioclasas. Ocasionalmente aparece yeso, si bien su presencia está ligada a fenómenos halocinéticos de material triásico. La relación calcita + dolomita/filosilicatos + cuarzo se hace progresivamente mayor hacia el techo, como respuesta al ascenso gradual del nivel del mar (transgresión cenomanense).

Las arcillas constitutivas de las fracciones arcilla y limo son esmectitas, ilita, interestratificados irregulares ilita-esmectita, caolinita y, en escasa cantidad, paligorskita. En base a las proporciones relativas de los diferentes grupos de arcillas identificados se pueden diferenciar cuatro tramos en la secuencia (ver la figura). El tramo inferior (I), constituido por una alternancia de margas oscuras, margocalizas y calizas margosas, se caracteriza por presentar altas proporciones de ilita (50%) y caolinita (15%) y malas cristalinidades de esmectitas e ilitas. En el tramo II encontramos, alternando con las margas, areniscas, areniscas calcáreas y calizas arenosas con laminaciones cruzadas de bajo ángulo y ostreidos, finalizando el tramo con un "hard-ground". Los niveles margosos contienen abundantes esmectitas (60%) de alta cristalinidad y desaparece la caolinita. En el tramo III predominan de nuevo las margocalizas y margas grises azuladas, caracterizándose las arcillas por un descenso importante en las cristalinidades y en la proporción de esmectitas, la reaparición de la caolinita (15%) y la presencia de altos porcentajes de interestratificados irregulares (15%). En el tramo superior (IV), bastante rico en bancos de areniscas y margocalizas arenosas con orbitolinas, ocurren cambios similares a los observados en el tramo II, es decir, aumenta la cantidad de esmectitas y la cristalinidad de ilita y esmectita y disminuye la importancia de los interestratificados y de la caolinita.



Dada la naturaleza claramente detrítica de estas arcillas, los cambios mineralógicos deben ser atribuidos a la conjunción de cambios climáticos y pulsos tectónicos. Así, durante el acúmulo del tramo inferior, debía existir una fuerte hidrólisis en el área fuente (paleomeseta, rica en rocas ígneas y/o metamórficas de carácter ácido), que estaría sometida a un clima cálido y elevada humedad durante todo el año, y en donde el drenaje era bueno. Un rejuvenecimiento tectónico del área fuente durante el tramo II sería el causante de un mayor aporte de terrígenos a la cuenca de depósito. Paralelamente, el clima varió hacia condiciones más templadas, con un contraste bien definido entre las estaciones seca y húmeda, favorable a la pedogénesis de beidellititas bien cristalizadas (la fórmula estructural media de las esmeclitas de las arcillas tegulinas, determinada mediante EDX, es  $(Si_{3.56}Al_{0.44})O_{10}(Al_{1.40}Fe_{0.28}Mg_{0.39})(OH)_2(K_{0.35}Ca_{0.14})$ )

El "hard-ground" del techo de este tramo marcaría un pulso tectónico que originó una aceleración de la subsidencia, pasando de facies someras a facies de plataforma abierta, y que lleva aparejado un cambio litológico y mineralógico. Las condiciones en el área fuente vuelven a ser altamente hidrolizantes y particularmente favorables a la formación de caolinita e interestratificados del tipo I-S irregular. Por último, y antes de la implantación generalizada en el Prebético de la plataforma bioclástica durante el Cenomanense, nuevos cambios tectónicos y/o climáticos causarían los cambios mineralógicos ya citados entre los tramos III y IV. La presencia, en determinadas muestras, de paligorskita y el color oscuro de las margas, causado por la preservación de una pequeña cantidad de materia orgánica, podrían ser explicados suponiendo una cuenca de depósito poco profunda con comunicación limitada con el mar abierto.

*Este trabajo forma parte del Proyecto PB87-0271 de la CICYT y de los Grupos 4065 (Mineralogía y Geoquímica de los ambientes sedimentario y metamórfico) y 4083 (Análisis y dinámica de cuencas) de la JUNTA DE ANDALUCÍA.*

**ESTUDIO DE LAS ARCILLAS PROCEDENTES DE MOTRIL-SALOBREÑA Y SU RELACION CON MUESTRAS CERAMICAS DE YACIMIENTOS ARQUEOLOGICOS DE DICHA ZONA**

DE ANDRES, A. (1); MUÑOZ, I. (2) Y GARCIA-RAMOS, G. (3)

(1) Inst. de Ciencia de Materiales. CSIC. Madrid.

(2) Dpto. de Geología. Univ. de Alcalá. Madrid.

(3) Dpto. de Química Inorgánica. Univ. de Sevilla.

Las muestras investigadas son arcillas cerámicas de la zona Motril-Salobreña. El interés de este estudio está centrado en la identificación mineralógica de varios yacimientos de arcillas de la zona, cuyas propiedades cerámicas ya han sido estudiadas por nosotros, y su posible relación con su empleo en la fabricación local de cerámicas tanto actuales como arqueológicas.

Los fragmentos estudiados proceden de un asentamiento arqueológico con piezas de diferentes culturas, que abarcan desde la ibérica a la árabe, ésto hace sospechar que la citada comarca ya fuese en la antigüedad un centro alfarero importante.

La metodología aplicada en el estudio de las muestras ha sido la Difracción de Rayos-X (DRX), para su identificación mineralógica, Análisis Térmico Diferencial (ATD) y Termogravimétrico (TG), así como Microscopía Óptica.

## LAS PEGMATITAS DE SIERRA ALBARRANA (CORDOBA, ESPAÑA). ASPECTOS GENETICOS Y CLASIFICACION

GONZALEZ DEL TANAGO, J. (1) Y PEINADO, M. (2)

(1) Dpto. de Petrología. Univ. Complutense de Madrid.

(2) Dpto. de Petrología. Univ. de Salamanca.

La Sierra Albarrana está constituida por materiales, principalmente, metapelíticos y metaarcósicos, integrados en dos unidades litoestratigráficas fundamentales: Gneises de La Albarrana (UGA) y Esquistos y Micaesquistos de La Albariza - Bémbazar (UEMAB). Este conjunto está afectado por un metamorfismo regional, polifásico, de edad hercínica. En ambas unidades afloran algunas metabasitas y diabasas, así como un cortejo de cuerpos, con textura pegmatoides, de diverso origen y condición. Durante la segunda fase tectonometamórfica, F<sub>2</sub>, se alcanza el máximo térmico, produciéndose algunas migmatizaciones que llevan asociadas un cortejo de cuerpos de naturaleza granítica y textura pegmatítica; las condiciones termobáricas y evolución de este proceso han sido estudiadas por González del Tánago y Peinado (in press).

Garrote et al. (1980) estudiaron los cuerpos pegmatoides de Sierra Albarrana, relacionándolos con el metamorfismo. Posteriormente González del Tánago y Peinado (in press.), en esta línea, señalan el diferente carácter y sentido que tienen estos pegmatoides, diferenciando las venas de segregación metamórfica originadas en condiciones subsólidas, de las pegmatitas graníticas s.s, en el sentido más tradicional, de origen anatóctico (Fersman, 1930 y otros autores recogidos en Cerny, 1982).

En el primer caso, se trata de un conjunto de venas de segregación, distribuidas por todo el entorno de Sierra Albarrana, con una mineralogía, de acuerdo con Vidale (1974), controlada por el ambiente metamórfico en el que se desarrollan.

En el segundo caso, se trata de un complejo pegmatítico que se distribuye por la UGA y bandas limitrofes de la UEMAB, de acuerdo con las direcciones estructurales NW-SE. Su origen, morfología, relaciones texturales y fisicoquímicas con el encajante e incluso, de alguna manera, su mineralogía, vienen condicionadas por los efectos tectonometamórficos de F<sub>2</sub>; En este sentido estas pegmatitas pueden incluirse en el grupo 3º de Ginzburg et al. (1979). Este complejo pegmatítico presenta en base a sus características morfológicas y mineralógicas, una zonalidad a escala de afloramientos (zonas 1 a 4 de Cerny, 1982), más o menos simétrica con respecto al eje axial de la Sierra, constituyendo en cierto modo un "pegmatite belt" en el sentido de Cerny (1982).

Desde un punto de vista mineralógico, ya clásico, (Fersman 1930), cabe distinguir un primer tipo de pegmatitas, con una mineralogía simple y un segundo, constituido por cuerpos de mayor envergadura, que presentan en general zonados característicos, aunque no siempre bien desarrollados, con una mineralogía más

compleja que puede incluir minerales de Be (González del Tánago y Peinado, 1984, e in press); óxidos de Al, Fe, Ti, U, Th, Nb y Ta (Arribas, 1967, Fenoll et al. 1983, González del Tánago y Peinado, 1984); fosfatos (González del Tánago y Peinado 1988); cloritoide (Ortega, 1982); andalucita, sillimanita, circón, allanita, bastnasita, uranofana; esporádicos sulfuros (molibdenita, lollingita, arsenopirita, pirita, etc.); y minerales tardíos o secundarios (anatasa, esfena, etc.). El estudio geoquímico de estos minerales revelan la pobreza en Li, Cs, Ta y Sn de estas pegmatitas; la moderada presencia de F y el ligero enriquecimiento en B y P. Desde este punto de vista estas pegmatitas tendrían afinidades con los grupos 1.1, 1.2 y 2.1 de Solodov (1971).

Desde una perspectiva local, las pegmatitas de Sierra Albarra se pueden clasificar, en un primer estadio y de acuerdo con su morfología, relación con el encajante y características texturales, geoquímicas y mineralógicas en dos grandes grupos.

Las pegmatitas del primer tipo tienen un fuerte condicionamiento tectónico; morfología tabular; originan moderados metasomatismos en el encajante y presentan, a veces, algunos procesos tardíos de reemplazamiento. Ejemplos representativos de este grupo son, en un sentido amplio, las pegmatitas de El Punto, La Segoviana o Peña Grajera.

El segundo tipo forma cuerpos lenticulares o esferoidales, ubicados exclusivamente en la UGA. Son mucho más anhidras que las anteriores, más ricas en feldespatos potásicos y pobres en moscovita o llegan a carecer de ella; apenas producen interacciones con el encajante salvo algunas turmalinizaciones; no presentan procesos tardíos; con frecuencia contienen algunas mineralizaciones de Fe, Ti, Nb, U, Zr, y T.R.; no contienen granates ni minerales con contenidos altos de Be. Se distinguen también aquí algunos subtipos, algunos bastante anómalos dentro de las pegmatitas graníticas. Algunos afloramientos representativos de este segundo grupo lo constituyen las canteras de La Coma, Tarabilla, Beta, Diéresis y Umbria.

#### Bibliografía

- Arribas, A. (1967): Bol. R. Soc. Esp. Hs. Nat. 65, 157-170.  
Cerny, P. (1982). M.A.C. 8, 1-32.  
Fenoll, et al. (1983): Est. Geol. 39, 253-259.  
Fersman, A.E. (1931): Acd. Sci U.R.S.S. Trans. Univ. Lov. 675 p.  
Garrote, A. et al. (1980): T. Geol. Min. 12 R. Oss-Mor. 145-165.  
González del Tánago, J. et al. (1984): 12 C. E. Geol. 2, 131-145  
González del Tánago, J., Peinado, M. (1988) Bol. Soc. Esp. Min. 11-2, 26-27.  
González del Tánago, J., Peinado, M. (1989) IX Re. S.E.M. Valld.  
González del Tánago, J., Peinado, M. (in press). Bol. I.G.T.E.  
Ginzburg, A.I. et al. (1979): Geol. Pegmt. Granit. 296 p.  
Ortega, M. et al. (1982): Bol. Geol. Min. 93, 436-445.  
Ortega, M. et al. (1984): Cuad. Lab. Laxe 8, 75-82.  
Solodov, N.A. (1971): Prin. Cie. Eval. Pegm. Rar. Elem. 592 p.  
Vidale, R.J. (1974): Geol. Soc. Amer. Bull. 85, 303-306.

## ESTUDIO MINERALÓGICO Y GEOQUÍMICO DE LOS GRANATES DE SIERRA ALBARRANA (CORDOBA, ESPAÑA)

GONZALEZ DEL TANAGO, J.

Dpto. de Petrología. Univ. Complutense de Madrid.

La Sierra Albarrana (Córdoba) está constituida por un conjunto de materiales, fundamentalmente, metapelíticos y metaarcóicos, afectados por un metamorfismo regional, hercínico, articulado en tres fases de las que las dos primeras ( $F_1$  y  $F_2$ ) son progradadas. Este metamorfismo ha sido estudiado por varios autores y recientemente por González del Tánago y Peinado (in press.)

Desde un punto de vista litoestratigráfico estos materiales forman dos unidades: Unidad de los Gneises de La Albarrana (UGA) y Unidad de Esquistos y Micaesquistos de la Albariza Bembézar (UEMAB). Dentro de ambas unidades se emplazaron dos cortejos filoneanos de carácter básico. El primero afectado por el metamorfismo regional está constituido por anfibolitas y rocas afines, mientras que el segundo, postmetamórfico, está formado por diabasas. En la UGA y bandas limítrofes de la UEMAB afloran una serie de cuerpos pegmatíticos de composición granítica. (Garrote et al., 1980; González del Tánago y Peinado, in press.; González del Tánago, este Volumen).

El granate es un mineral frecuente en Sierra Albarrana, lo que unido a los datos que proporcionan sus relaciones texturales, el estudio de las inclusiones minerales, el conocimiento de sus zonados químicos y el poder determinar las condiciones de equilibrio con otras fases minerales, hacen del mismo, quizás, el mineral más importante, desde el punto de vista petrológico, para el conocimiento y estudio geológico de esta Sierra.

En la UEMAB el granate forma parte de todas las asociaciones minerales, salvo en niveles, muy esporádicos, que no tienen composición apropiada para ello; en la UGA, por el contrario, su presencia está más restringida tanto por problemas composicionales como, por la existencia de altas  $f_0$  que han inhibido su nucleación; en las anfibolitas y rocas afines el granate entra a formar parte de dos de las series de las mismas; y por último, este mineral también forma parte de las paragénesis de dos subtipos de pegmatitas graníticas.

En las metapelitas constituye blastos con diversas relaciones y características texturales que parecen sugerir una blastesis a partir de  $F_1$  continuada durante  $F_2$ , hasta que la despresurización del edificio estructural hizo que sus condiciones de equilibrio se rebasaran y se formara cordierita. En las zonas del núcleo de Sierra Albarrana, en donde se alcanzaron las mayores temperaturas, el granate llegó a desestabilizarse, creciendo a sus expensas sillimanita.

En las metabasitas, el granate entra a formar parte, en una

serie de ellas, como poiquiloblastos muy idiomorfos, en equilibrio con anfíbol y sincinemáticos respecto a F; en otra, constituye agregados cristalinos de contornos irregulares y características, composicionales muy diferentes de los anteriores.

En uno de los subtipos pegmatíticos, forma monocristales o agrupaciones policristalinas que se distribuyen por las zonas media y externa de esos cuerpos (González del Tánago, este vol.); en otro caso, entra a formar parte de agregados ferromagnesianos fosfatos y minerales diversos. (Ortega et al., 1982 y 1984; González del Tánago et al., 1984).

Los resultados analíticos indican que la composición de los granates pertenecientes a las metapelitas y a la primera serie de las metabasitas es fundamentalmente almandínica (64.9 - 80.1 mol.%), con moderados contenidos en piropero (5.7 - 11.8 mol.%), variables en espesartita (8.1 - 19.1 mol.%) y bajos en andradita y grosularia (0 - 4.5 y 0 - 6.2 mol.% respectivamente); los contenidos en uwarovita son siempre irrelevantes en todos los granates de Sierra Albarrana.

En general, estos granates presentan una zonalidad de crecimiento en el sentido de Tracy (1982) que indica un régimen progrado; sin embargo, esta zonalidad tiende a desaparecer cuando los granates han estado sometidos a temperaturas superiores a 650°C. (Tracy, 1982; Ghent, 1988), por lo que los granates del núcleo de Sierra Albarrana apenas presentan zonados. Los granates pertenecientes a otro tipo de metabasitas, son muy cálcicos y contienen altos contenidos en Fe<sup>2+</sup> (34.7 - 51 mol.% y 42.6 - 55.6 mol.% de andradita y grosularia respectivamente); los contenidos en almandino oscilan en torno a 3 mol.%, mientras que los de piropero no rebasan los 0.5 mol.% y los de grosularia quedan por debajo de los 3 mol.%.

Los granates pegmatíticos, en todos los casos, son de composición almandínica-espesartítica (40 - 78.6 mol y 19 - 53.6 mol%) con contenidos muy limitados en piropero (inferiores a 2 mol.%) e irrelevantes en componente cálcico (siempre menores de 1 mol.%); no contienen Fe<sup>2+</sup>. Estos granates carecen de zonados, no habiéndose encontrado una correspondencia concluyente entre su composición y su ubicación dentro de los cuerpos pegmatíticos, como pronostica Baldwin y Von Knorring (1983).

#### BIBLIOGRAFIA

- Baldwin, Jr., Von Knorring, O. (1983): Can. Min. 21, 683-688.  
Ghent, E.D. (1988): Smith, D.C. Eclog. Geol. Fac. 207-236.  
González del Tánago, J. et al. (1984) I Cong. Soc. Esp. Geol. Vol. II, 131-145.  
González del Tánago, J., Peinado, M. (in press.): IX reunión de la S.E.M. Valladolid 1989.  
González del Tánago, J., Peinado, M. (in press.): Bol. ITGE.  
González del Tánago, J., Peinado, M. (este vol.)  
Ortega et al. (1982): Bol. geol. Min. 93, 436-445.  
Ortega et al. (1984): Cuad. lab. Laxe 8, 75-82.  
Tracy, R.J. (1982): Min. Soc. Amer. Vol. 10, 355-394.

EVOLUCION GEOQUIMICA DE LOS MINERALES DE Nb-Ta DEL CAMPO PEGMATITICO DEL CAP DE CREUS

CORBELLA, M. Y MELGAREJO, J.C.

Dpto. de Cristalografía, Mineralogía i Dipòsits Minerals. Univ. de Barcelona.

La península del Cap de Creus corresponde al afloramiento más oriental del Pirineo de los materiales afectados por la orogenia hercínica. La superficie de la península está ocupada en su mayor parte por metapelitas y metapsamitas cambro-ordovicicas, cuyo grado metamórfico abarca desde la zona de clorita-moscovita (en la parte suroccidental) hasta la zona de sillimanita-feldespato potásico y migmatítica (en su extremo nororiental). Es en este sector de la península donde aflora el campo pegmatítico, en las zonas de grado medio y alto.

Se han distinguido cuatro tipos de pegmatitas, según criterios mineralógicos y texturales, que corresponden a cuatro zonas aproximadamente paralelas a la costa norte de la península y, a su vez, a la zonación metamórfica. Coincidiendo con las zonas de mayor grado metamórfico afloran las pegmatitas de tipo I, estériles y microclínicas. Emplazadas en las zonas de grado metamórfico medio se encuentran los demás tipos pegmatíticos, observándose en ellos una estructuración interna comparativamente más compleja y una mineralogía (silicatos, fosfatos y óxidos) progresivamente más evolucionada, traducida en un incremento de elementos incompatibles desde las pegmatitas antes mencionadas hasta las de tipo IV. Estas últimas, de composición albitico-moscovítica, se localizan en la parte más externa del campo.

Un grupo de minerales frecuente en la mayoría de las pegmatitas del Cap de Creus son los óxidos de Nb y Ta, presentes con una composición variable en todos los tipos o zonas pegmatíticas. Dentro de este grupo de óxidos se han distinguido las siguientes especies minerales: columbo-

tantalita, tapiolita, ixiolita, eschinita i minerales del grupo ilmenorutilo-strüverita.

La fase más abundante es la columbo-tantalita, que se ha observado en todas las tipologías pegmatíticas. Su composición varía desde términos ricos en Fe y Nb en las pegmatitas de tipo I hasta términos comparativamente más ricos en Mn y Ta en las pegmatitas de tipos III y IV. A su vez, es notable la disminución del contenido en otros cationes (Y, U, Sn, Ti y W) en el mismo sentido.

Una característica común a muchos de las cristales de columbo-tantalita es la zonación que presentan, siendo en la mayoría de ellos concéntrica o de tipo "patchy". Las distintas zonas presentan composiciones oscilantes en cuanto a Nb-Ta y Fe-Mn.

La tapiolita está presente en las pegmatitas más evolucionadas, las de tipo III y IV, lo que refleja un aumento de la cantidad de Ta en el fluido pegmatítico hacia estas zonas externas.

Otra fase, todavía sin caracterizar, es la llamada fase Z, compuesta por Ta y U principalmente. Aparece solamente en las pegmatitas de tipo IV, lo que corrobora el incremento de Ta hacia el extremo del campo pegmatítico.

La fase encontrada que representa un mayor grado evolutivo del fluido pegmatítico es la eschinita, en las pegmatitas de tipo IV. El hecho de no aparecer hasta estas últimas pegmatitas indica una baja proporción en tierras raras en el fluido, cantidad que se ha concentrado por un proceso de fraccionamiento.

La anterior conclusión se ve reforzada por la variada composición que presentan los términos del grupo ilmenorutilo-strüverita. Aparecen desde las pegmatitas de tipo I, con composiciones cercanas a las de ilmenorutilo, hasta las de tipo IV, donde presentan cantidades significativas de tierras raras.

Se concluye que las fases minerales de Ta i Nb presentes en el campo pegmatítico del Cap de Creus contienen una mayor proporción en Ta, Mn y REE hacia las pegmatitas más evolucionadas del campo.

**POTENCIAL GEOQUIMICO CUALITATIVO DE LOS GRANITOS RICOS EN SILICE DE LA SIERRA DE GUADARRAMA EN LA GENESIS DE MINERALIZACIONES DE METALES RAROS**

VILLASECA, C.; BRÄNDLE, J.L.; CASILLAS, R. Y PEREZ-SOBA, C.

Dpto. de Petrología y Geoquímica, Univ. Complutense de Madrid.  
Inst. de Geología Económica. CSIC. Centro Mixto. Madrid.

Los plutones graníticos más ricos en SiO<sub>2</sub> de la Sierra de Guadarrama suelen ser de carácter tardi-tectónico a post-tectónico respecto a la orogenia hercínica y de composición variablemente peraluminica. Estos factores, junto a la aparición dispersa de depósitos de metales raros: Sn-W-Mo-Nb-Ta, tanto dentro de algunos plutones (pegmatitas, greisens, etc.) como en sus aureolas de influencia (diques y venas pegma-aplíticas e hidrotermales, skarns, etc.), coinciden con rasgos característicos de granitos fértiles en este tipo de mineralizaciones.

El estudio geoquímico en elementos mayores de estos plutones leucograníticos (BELLIDO, 1979; BRANDEBOURGER, 1984; CASILLAS, 1989 y datos inéditos) coincide, a grandes rasgos, con los valores de granitos peraluminicos asociados a mineralizaciones de Nb-Ta-(Sn), pues suelen tener muy bajas proporciones de MgO, CaO y TiO<sub>2</sub>, la SiO<sub>2</sub> está típicamente comprendida entre 73.1% y 77.6%,  $K_2O+Na_2O \geq 7.5$  (siendo la razón  $K_2O/Na_2O > 1$  en la mayoría de los casos) y las relaciones normativas de Q-Or-Ab de gran parte de estas rocas se proyectan en el campo potásico de mínima fusión para condiciones de 2 Kbars.

En cuanto a contenidos en elementos trazas "granitófilos (incompatibles)", los datos son muy escasos y dispersos pues sólo se poseen análisis de Th, Y, Nb, Ga y T.R. de algunos plutones. La mayor parte de los plutones ácidos muestreados presentan relaciones bajas de K/Rb y altas de Rb/Ba, Rb/Sr, esto es: son pobres en Sr, Ba, normalmente unidos a bajos contenidos en Zr y Eu, lo que les permite ser clasifi-

cados como granitos fértiles (ČERNÝ, 1989) o como granitos precursores (TISCHENDORF, 1974).

De los datos disponibles en la actualidad se podrían hacer tres agrupaciones de plutones leucograníticos con potencialidad geoquímica de generar mineralizaciones de metales raros.

Un primer grupo lo formarían granitos con marcados enriquecimientos en T.R., Y y Nb, cuyo macizo tipo sería La Pedriza (T.R.  $\approx$  34-40  $\times$  condrito, Y=5-125 ppm y Nb=10-45 ppm).

Un segundo grupo se compondría de las cúpulas graníticas más pobres en Y, (T.R.), Th y Nb, pero que parece que concentran en su lugar W, U, (Sn), como es el caso de Cabeza Mediana.

Finalmente, hay plutones leucograníticos menos especializados geoquímicamente y que, con los escasos datos de que disponemos en la actualidad, muestran pautas intermedias en Y, Nb y T.R. entre los dos grupos citados (Cabeza Lijar, El Turrall).

Estos plutones graníticos potencialmente fértiles aparecen en diversos sectores de la Sierra de Guadarrama sin ninguna distribución geográfica aparente. La gran mayoría de ellos llevan indicios de metalogénesis en elementos raros, pero sin que haya mineralizaciones importantes. La intrusión en encajantes secos (son inyecciones de plutones en plutones) y la ausencia de unas condiciones tectónicas favorables, tal vez sean algunas de las causas de la inexistencia de grandes yacimientos.

Los datos geoquímicos son todavía muy escasos por lo que los esquemas propuestos deben entenderse, fundamentalmente, como líneas de investigación futura.

## CLASIFICACION TIPOLOGICA DE LOS YACIMIENTOS DE LITIO DEL MACIZO HESPERICO ESPAÑOL

GALLEGO GARRIDO, M. (1); MARTIN-IZARD, A. (2); GUMIEL, P. (1) Y GARCIA IGLESIAS (3)

- (1) ITGE. Madrid.
- (2) Dpto. de Geología. Univ. de Oviedo.
- (3) ETSIM. Univ. de Oviedo.

Este trabajo es una contribución a la caracterización y clasificación tipológica de una serie de yacimientos de Li y metales raros asociados, que se encuentran en el Macizo Hespérico Español. Con ello, se intenta poner de manifiesto los conocimientos actuales sobre el tema del que, si bien no existen trabajos específicos sobre alguno de estos yacimientos, cabe destacar que gran parte de los depósitos han sido descritos previamente desde el punto de vista de las mineralizaciones de Sn asociadas.

El Li aparece formando minerales independientes de forma casi exclusiva en las pegmatitas de elementos raros si bien, son también comunes en otras rocas asociadas a los últimos estadios de la evolución magmática de granitoides. A escala mundial, y dejando a un lado los yacimientos de tipo salar, que son a su vez los que contienen las mayores reservas, las pegmatitas constituyen la principal fuente de obtención del Li, además de otros metales raros asociados, como son Cs, Rb, Nb, Ta y, ocasionalmente, REE.

Dentro del Macizo Hespérico Español, los yacimientos de Li conocidos se sitúan en la zona Centro Ibérica y están asociados a granitoides alcalinos sin y tardicinemáticos considerados metalogénicamente fértiles. El control estructural de este tipo de mineralizaciones es variable, aunque las de mayor importancia están espacialmente relacionadas con zonas de cizalla. Estas bandas de deformación, que se localizan preferentemente en las zonas de contacto de los cuerpos intrusivos con las rocas metamórficas encajantes (cuarcitas, esquistos con andalucita, cordierita, biotita y anfibolitas), pueden estar originados por la actividad tectónica regional, o bien deberse a los esfuerzos de empuje ascensional de los magmas durante su emplazamiento.

La clasificación tipológica que aquí se propone tiene en cuenta criterios petrológicos, estructurales y mineralógicos y es de carácter fundamentalmente descriptivo. En primer lugar, las mineralizaciones se dividen en función de las características petrológicas del yacimiento (simples, complejas y stockscheider). Posteriormente se atiende a la posición estructural de cada tipo (intra y extrabatolíticas), y por último, se distinguen grupos según la mineralogía de Li dominante en cada caso (lepidolita, espodumena, ambligonita, litiofilita).

1. PEGMATITAS SIMPLES.

1-1. INTRABATOLITICAS.

1-1-1. Con ambligonita:

El Trasquilón (Cáceres), Golpejas (Salamanca).

1-1-2. Con litiofilita:

Garcirrey (Salamanca).

1-2. EXTRABATOLITICAS.

Encajadas en Complejo Esquisto Grauváquico:  
Barquilla (Salamanca).

Encajadas en Paleozoico :  
Valdeflores (Cáceres).

2. PEGMATITAS COMPLEJAS.

2-1. Con lepidolita (todas ellas encajadas en Complejo Esquisto Grauváquico).

Las Navas (Cañaveral, Cáceres), Tres Arroyos (Alburquerque, Badajoz), Mina Feli (La Fregeneda, Salamanca), Pinilla de Fermoselle (Zamora).

2-2. Con espodumena (todas ellas encajadas en Infrasilúrico)

Vilatuxe (Lalín, Pontevedra), Doade (Beáriz, Orense).

3. STOCKSCHEIDER.

Castillejo de Dos Casas (Salamanca).

**RASGOS COMPARATIVOS DE GRANITOS PALEOZOICOS ESTERILES Y MINERALIZADOS (Sn, W, Be, Li Y OTROS) ENTRE PLUTONES CENTRO-OCCIDENTALES IBERICOS Y DEL BASAMENTO ANDINO MERIDIONAL**

TOSELLI, A. (1); SCHALAMUCK, A. (2); ROSSI, J. (1) Y SAAVEDRA, J. (3)

(1) Fac. de Ciencias Naturales (UNT). Tucumán. Argentina.

(2) Fac. de Ciencias Naturales y Museo. La Plata. Argentina.

(3) Inst. de Recursos Naturales y Agrobiología. Salamanca.

Los granitos centro-ibéricos asociados a indicios o mineralizaciones de Sn, W y sus elementos paragenéticos habituales son, por lo general, leucocráticos y de carácter peraluminoso bien acentuado, con minerales aluminicos típicos (micas, turmalina) o no tan comunes en granitoides (cordierita, andalucita, sillimanita, granates), pobres en Ca y ricos en Na y K; en sus plutones, los términos máficos, con poco o ningún cuarzo, son muy escasos, apareciendo normalmente como enclaves de rasgos autolíticos. Durante la consolidación plutónica ha existido una cristalización fraccionada, entre otros procesos, pero la aplicación de los modelos matemáticos de la misma indica que no es ésta la causa última de la formación del depósito o indicio (Saavedra, 1981, 1982; Fernández Turiel, 1987).

Los granitos del basamento andino tienen edades variables dentro del Paleozoico, pero a los mas antiguos no se les conocen mineralizaciones asociadas del tipo de las que aquí se consideran. En los granitoides del Paleozoico Inferior hay términos tonalíticos (o mas básicos) asociados a granodioritas y granitos con minerales aluminicos (micas, turmalina, granate), en secuencias comagmáticas que se explican perfectamente por aplicación de las leyes de la cristalización fraccionada. Estos granitos, pese al carácter netamente peraluminico de gran parte de sus términos, tienen bajas relaciones isotópicas iniciales  $(87)\text{Sr}/(86)\text{Sr}$  (0.705-0.707), evidenciando, pues, contradicciones en los fundamentos de la conocida clasificación en los tipos I y S; son estériles (Saavedra et al., 1985, 1987; Toselli et al., 1987).

Otro grupo de granitos andinos, mas recientes, presentan mineralizaciones e indicios de Sn, W, F, Be, Li y otros. Son peraluminicos, con micas, turmalina, cordierita, andalucita, etc., de grano grueso o muy grueso, frecuentemente mas o menos porfiroides, ricos en álcalis y pobres en

ferromagnesianos y calcio (Rossi et al., 1985), con cierta semejanza a los granitoides estanno-wolframíferos ibéricos. A diferencia de éstos, tienen contenidos mayores en ciertos elementos (Y, Nb, etc.), y los minerales accesorios presentan cristalizaciones peculiares y complejas. La distribución de elementos en trazas significativos (en especial Rb) indica que no es la cristalización fraccionada el mecanismo responsable de la misma.

Los estudios en zonas geológicamente tan distintas coinciden en que el enriquecimiento en elementos raros se asocia a procesos de transferencia de materia en fase volátil (siempre es evidente el desarrollo de minerales hidroxilados y con B, F, etc.) independientes de la cristalización fraccionada ordinaria.

#### Referencias

- Fernández Turiel, J. L. (1987).- Aspectos geológicos y metalogenéticos del Batolito de Ricobayo y Complejo de Villaseco-Pereruela y sus mineralizaciones estanníferas asociadas, Zamora. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 307 págs.
- Rossi, J.; Toselli, A.; Indri, D.; Saavedra, J.; Pellitero, E. (1985).- Petrología y geoquímica de plutones fuertemente peraluminicos de las Sierras Pampeanas: el problema de los granitos cordieríticos. Rev. AMPS (Argentina), 16, 55-64.
- Saavedra, J. (1981).- Algunos criterios sobre el potencial metalogenético en estaño y wolframio aplicables a granitos del centro-oeste de España. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 2, 213-225.
- Saavedra, J. (1982).- Procesos geológicos y geoquímicos en la génesis de yacimientos estanno-wolframíferos ibéricos. Bol. Geol. Min., 93, 297-313.
- Saavedra, J.; Rossi, J.; Toselli, A.; García, A. (1985).- The origin of the two-mica granites of the Loma Pelada pluton, Tucumán, northwest Argentina. Lithos, 18, 179-185.
- Saavedra, J.; Toselli, A.; Rossi, J.; Rapela, C. (1987).- Role of tectonism and fractional crystallization in the origin of lower Paleozoic epidote-bearing granitoids, northwestern Argentina. Geology, 15, 709-713.
- Toselli, A.; Rapela, C. W.; Saavedra, J. (1987).- Circum-Pacific Phanerozoic Granites (International Symposium), S. M. Tucumán (Argentina). Field Trip: Northern Pampean Ranges, 46 págs.

## CONSIDERACIONES SOBRE LA DISTRIBUCION GEOQUIMICA DEL LITIO EN ALGUNOS GRANITOIDES DEL NO DE ESPAÑA.

LOPEZ BENITO, A.; CALVO PEREZ, B. Y ORTIZ FIGUEROA, G.

Fundación Benéfico Docente Gómez-Pardo. Madrid.

El área de estudio comprendida por el presente trabajo es el dominio tectónico conocido bajo el nombre de "Domo de Lugo", constituido por los materiales del Manto de Mondoñedo y su autóctono relativo que aflora en las ventanas tectónicas de Gistral y de Monte Carballosa.

En él afloran granitoides sincinemáticos de dos micas y biotíticas, así como postcinemáticos biotíticos, según la clasificación de BELLIDO et al. (1985). Más concretamente, los macizos graníticos estudiados son: San Ciprián, Román, Monseiban, Hombreiro, Sarria, San Juan de Muro (Sincinemáticos de dos micas), Vivero, Gistral, Santa Eulalia de Pena (sincinemáticos biotíticos), Tojiza, Neira, Lugo y Castroverde (postcimáticos biotíticos).

En total se dispone de 87 muestras representativas de todos estos plutones sobre los cuales se han determinado sus contenidos en elementos mayores y trazos.

En particular en este trabajo se ha estudiado la variación de los contenidos de litio en función de algunos parámetros geoquímicos tales como el índice de diferenciación, y la relación C/C+Hy y sus relaciones con algunos elementos mayores y trazas.

Se ha hecho especial hincapié en la observación de la variación de la relación  $(Fe + Mg)/Li$  por ser fundamental en el control de la distribución del litio en las rocas graníticas.

Como conclusiones más importantes se establece la mayor riqueza de litio en los granitoides sincinemáticos de dos micas, tanto a igualdad de estado de evolución como a nivel absoluto y un posible mecanismo que describe la historia geoquímica de la concentración del litio en los minerales que forman la roca, sobre todo en las micas.

**PETROLOGIA Y GEOQUIMICA DE LOS ORTONEISES ALCALINOS DEL MONTE GALIÑEIRO (PROVINCIA DE PONTEVEDRA)**

CORRETGE, L.G. (1); RAMBAUD, F. (2); GONZALEZ-MONTERO, P. (1); VILLA, L. (1) Y SUAREZ, O. (1)

(1) Dpto. de Geología. Petrología y Geoquímica. Univ. de Oviedo.

(2) ERCROS S.A. Madrid.

Los neises peralcalinos de la Sierra del Galiñeiro (Provincia de Pontevedra) fueron considerados por FLOOR (1966) como granitos de albita y microclina, neisificados por fases de deformación hercínica.

En el presente trabajo se pretende dar nuevos datos sobre la petrología y quimismo de las fases minerales de las diferentes facies diferenciadas por FLOOR (op. cit.), así como dar criterios petrográficos acerca de la correlación de la petrografía, mineralogía y acumulación de tierras raras.

Con respecto a la composición química de las fases ferromagnesianas de las facies presentes en el Galiñeiro se ha precisado su composición, desconocida o poco conocida hasta la actualidad. A continuación se facilitan las fórmulas estructurales de algunas de estas fases (micas, anfíboles, piroxenos), representativos de las poblaciones analizadas (Tabla 1. Fórmulas estructurales).

	<u>BIOTTA</u>	<u>RIEBECKITA</u>	<u>AEGIRINA</u>
Si	6,35	7,53	1,96
Al <sup>IV</sup>	1,57	0,35	0,02
Al <sup>VI</sup>	0	0	0
Ti	0,37	0,09	0
Cr	0	0,01	0
Fe <sup>+++</sup>	-	2,07	0,99
Fe <sup>++</sup>	3,42	2,56	0
Mn	0,06	0,16	0
Mg	1,72	0,09	0,01
Ni	0,01	0,01	0
Ca	0,01	0,19	0,01
Na	0,01	1,93	0,95
K	1,92	0,26	0,05

**LOS ENCLAVES CON ESPINELA+/-CORINDON DE LOS GRANITOIDES CALCOALCALINOS POSTECTONICOS**

SUAREZ, O. (1); ARIAS, D. (2); CORRETGE, L.G. (1) Y CUESTA, A. (1)

(1) Dpto. de Geología. Petrología y Geoquímica. Univ. de Oviedo.  
(2) ITGE. Madrid.

En este trabajo se aborda el estudio de enclaves ricos en aluminio y pobres en sílice, frecuentes en las rocas gabrodioríticas de las intrusiones postectónicas de Tapia y se aportan los primeros datos sobre la composición química de las fases minerales más características: espinela, corindón, biotita, plagioclasa, feldespato potásico e ilmenita.

Los diversos tipos de xenolitos de origen metasedimentario: cuarcíticos, cornubianíticos ricos en piroxeno (ARIAS & SUAREZ, 1984) junto con los aquí tratados, son más frecuentes en las zonas marginales de las intrusiones y reflejan la naturaleza del encajante: pizarras y grauvacas con algunas intercalaciones cuarcíticas que, cerca del contacto, han sufrido los efectos de un metamorfismo térmico de alto grado (corneanas piroxénicas).

Se han diferenciado tres tipos de enclaves xenolíticos ricos en Al, que se caracterizan respectivamente por la presencia abundante de plagioclasa (24-75 %), de feldespato potásico (54-68%) y de biotita (32-45%). La espinela (5-50%) e ilmenita (0.8 -15%) son fases comunes en todos los tipos mientras que el corindón caracteriza los dos primeros (2-15%) en los que con carácter accesorio aparecen rutilo, circón y a veces moscovita. Los xenolitos con corindón presentan estructura zonada, con núcleos más ricos en este mineral, mayor concentración de espinela en la zona intermedia y de opacos en la externa. Ocasionalmente se desarrollan texturas coroníticas entre espinela y corindón o entre espinela y otras fases.

Composicionalmente las espinelas pueden considerarse hercinitas con contenidos en MgO que varían del 5 al 11%; las plagioclasas son mucho más cálcicas (An-79) en el núcleo del enclave, y las biotitas tienen una composición relativamente próxima al polo siderofilítico con una relación Fe\* propia de biotitas metamórficas caracterizándose también por altos contenidos en Ti.

Tanto los datos petrográficos como los de composición química mineral ponen de manifiesto el carácter restítico de estos xenolitos en los que los procesos de asimilación y fusión parcial han modificado la mineralogía y textura original de los fragmentos sedimentarios englobados por las rocas ígneas.

Finalmente se discute el papel que haya podido jugar la asimilación que se propone en la evolución magmática de las rocas plutónicas englobantes.

**PROCESOS DE MOSCOVITIZACION EN GRANITOS CALCOALCALINOS  
POSTECTONICOS**

CUESTA, A.; CORRETGE, L.G. Y SUAREZ, O.

Dpto. de Geología. Petrología y Geoquímica. Univ. de Oviedo.

Los procesos de moscovitización en plutones graníticos y la filiación de las moscovitas contenidas en ellos, como moscovitas "primarias" y/o "secundarias", han ocupado y ocupan buena parte de la literatura específica de moscovitas y de los procesos de alteración en rocas graníticas. Generalmente se acepta, que la presencia de este mineral va asociada a plutones peralumínicos (DEBON Y LEFORT, 1988) y no son abundantes -al menos en el hercínico Ibérico- los casos de plutones calcoalcalinos con diferenciados relativamente ricos en aluminio conteniendo moscovita como fase común cuantitativamente representativa.

El Plutón zonado de Caldas de Reyes (prov. de La Coruña y Pontevedra) (CUESTA, 1989), constituye un buen ejemplo de plutón postectónico, plurifacial de disposición groseramente concéntrica y esencialmente calcoalcalino (calcoalcalino a subalcalino potásico). Dos de las facies cartografiadas en él (facies externa leucócrata y subfacies moscovítica de la facies central) presentan diferenciados peralumínicos, cartográficamente representativos, que incluyen en su paragénesis moscovita -en un caso- y moscovita, grante y turmalina en el otro.

La composición química de las moscovitas analizadas refleja la presencia de dos poblaciones diferentes, correspondientes a cada una de las facies con moscovita, en las que han podido distinguirse variaciones composicionales que, a su vez, separan moscovitas de probable origen magmático primario y moscovitas postmagmáticas. En el presente trabajo se aportan datos composicionales y petrográficos que permiten argumentar en favor de un origen u otro y se discuten algunos aspectos relacionados con las posibles condiciones físicas de formación.

**NUEVAS APORTACIONES SOBRE LA PETROLOGIA Y GEOQUIMICA DEL PLUTON DE PEÑA PRIETA (ZONA CANTABRICA, N. DE ESPAÑA)**

GALLASTEGUI, G.; SUAREZ, O.; CUESTA, A. Y CORRETGE, L.G.

Dpto. de Geología. Petrología y Geoquímica. Univ. de Oviedo.

El stock de Peña Prieta consiste en un cuerpo circunscrito de 2Km<sup>2</sup> de superficie que lleva asociada una facies de borde de trazado discontinuo y una compleja red externa de diques de disposición anular y radial, ocupando en conjunto una superficie de 4Km<sup>2</sup> (GALLASTEGUI et al., 1990). Su presencia está relacionada con una actividad magmática de carácter calcoalcalino desarrollada durante el Carbonífero superior-Pérmico, que determina la aparición de más de 250 afloramientos en el ámbito de la Unidad del Pisuerga Carrión (JULIVERT, 1971), generalmente diques y sills, además de un reducido número de stocks de los que, el de Peña Prieta es el de mayores dimensiones y mayor variedad petrográfica. El plutón está emplazado en materiales de edad Namuriense - Westfaliense B-D sobre los que desarrolla un metamorfismo térmico con formación de andalucita postcinemática.

Petrográficamente está constituido por una variedad de rocas que comprenden desde dioritas hasta términos graníticos que muestran una amplia variedad textural y en algunos casos claras afinidades subvolcánicas. Se aportan en el trabajo los primeros datos sobre la composición química de las principales fases minerales analizadas en las diferentes facies cartografiadas en el stock, plagioclasa, anfíbol, biotita, y otras más minoritarias como clinopiroxeno y granate.

Los anfíboles, presentes de manera generalizada en todas las facies, a excepción de algunos diques, son esencialmente cálcicos principalmente magnesio-hornblendas. En conjunto ofrecen una evolución dominada por la variación en Si, sin que se aprecie una evolución significativa en las proporciones relativas de Mg y Fe ( $Mg^* > 0,5$ ).

La biotita es el máfico dominante, distinguiéndose varios tipos texturales; los análisis reflejan una composición esencialmente homogénea con ligera tendencia evolutiva hacia el polo siderofílico, débil aumento gradual en la relación  $Fe^*/Al^{IV}$ . Su composición química caracteriza estas rocas como subalcalinas-calcoalcalinas, lo que resulta coherente con la tipificación química de roca total.

El granate únicamente aparece en algunos de los diques de la red externa y en la facies de borde más extendida en el stock. Parecen existir dos tipos o variedades composicionales: un grupo relativamente rico en Fe (almandínico) y un segundo grupo de composición intermedia entre el polo rico en magnesio (piropo) y el polo almandínico; ambos parecen deficitarios en Mn. Se discute, tanto por su quimismo como por sus características texturales su filiación cogenética o extraña (xenocristales) respecto a las rocas que los contienen.

Por último, se realiza en el trabajo un intento de determinar las condiciones físicas (P-T) de enfriamiento de la masa plutónica partiendo de las características químicas de algunas de las fases analizadas.

CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS DE LOS POLIMORFOS DE  $Al_2SiO_5$ , EN  
ROCAS GRANITICAS

FERNANDEZ-CATUXO, J.; GORRETGE, L.G. Y SUAREZ, O.

Dpto. de Geología, Petrología y Geoquímica. Univ. de Oviedo.

En este trabajo se presenta un estudio sobre los aspectos geoquímicos de los polimorfos de la alúmina en rocas graníticas del hercínico Ibérico.

Se han analizado mediante microsonda electrónica, muestras procedentes de tres macizos peraluminicos en los que la andalucita, principalmente, alcanza la categoría de mineral característico. Estos son: Cabeza de Araya (Cáceres), Ponferrada (León) y Valdeverdejo-Puente del Arzobispo (Toledo).

Los resultados analíticos muestran que las andalucitas de los tres macizos estudiados presentan ligeras diferencias en el contenido de elementos menores de sustitución.

Igualmente se ha constatado que la zonación composicional de las andalucitas, que se manifiesta preferentemente por las variaciones en FeO y MgO, no se correlaciona exactamente con la distribución de las zonas pleocroicas; existe por el contrario un desplazamiento notable entre el zonado pleocroico y el zonado composicional.

TIPOLOGIA DE CIRCON EN LOS GRANITOIDES DEL DOMO TERMICO BOAL-LOS ANCARES. ZONA ASTUR OCCIDENTAL LEONESA

CORRETGE, L.G.; SUAREZ, O. Y FERNANDEZ SUAREZ, J.

Dpto. de Geología. Petrología y Geoquímica. Univ. de Oviedo.

RESUMEN.

En este artículo, que puede ser considerado como continuación de un trabajo anterior (Corretgé, Suárez, Fernández Suárez y Gallastegui, 1990), se presentan los resultados del estudio de las poblaciones de circón en los principales granitoides aflorantes en el denominado domo térmico Boal-Los Ancares (Martínez y Gil Iburguchi, 1983), es decir Boal, El Pato, Campo de Agua, Ancares y Ponferrada.

Se ha aplicado la metodología de Pupin (1972 et seq.), sobre una muestra representativa de la facies dominante de cada cuerpo granítico, no obstante, en aquellos casos (Ancares especialmente) en los que existen facies claramente diferenciadas e incluso cartografiables se ha pretendido igualmente establecer la posible relación entre dichas facies en base a sus respectivas poblaciones de circón.

El estudio de las poblaciones correspondientes a los diferentes granitoides y su representación en los diagramas de "punto medio" (P.M.) y "tendencia de evolución tipológica" (T.E.T.) (Pupin, 1988) pone de manifiesto los siguientes aspectos:

a) la notable similitud de estos granitoides (independientemente de otros aspectos petrológicos y geoquímicos), tanto en la posición de los puntos medios de la población como en las respectivas T.E.T.

b) la pertenencia clara de estos granitoides a los dominios tipológicos de anatexia cortical (diagrama T.E.T.).

c) su posición en el diagrama P.M., limítrofe con el dominio de los granitoides calcoalcalinos, es un dato más en favor del carácter "mixto" que fué tempranamente atribuido a estos granitoides en base a datos de diferente índole (regionales y petrográficos especialmente) (ver Corretgé, 1972).

d) Todos los granitoides y Boal de modo especial se caracterizan por una etapa postmagmática (tardimagmática) importante, puesta de manifiesto por la abundancia de tipos "G1" (prisma 110 sólo y pirámide 101) y "L" (prisma 110 sólo y diferente grado de desarrollo relativo de las pirámides 101 y 211).

## CONTENIDO Y DISTRIBUCION DEL U Y EL Th EN EL GRANITO DE ALBURQUERQUE, CACERES

REGUILON BRAGADO, R. (1) Y ARRIBAS MORENO, A. (2)

(1) Dpto. de Geología. Univ. de Salamanca.

(2) Comisión de las Comunidades Europeas, División XII. Bruselas.

El granito de Alburquerque esta constituido por tres facies fundamentales de acuerdo con su contenido en micas. Facies I, formada por leucogranitos de dos micas con moscovita dominante y tamaño de grano de fino a medio. Facies II, o granito de dos micas con biotita dominante y tamaño de grano medio a grueso. Y facies III, o granitos biotíticos con tamaño de grano grueso a muy grueso y carácter fuertemente porfiroide.

Geoquímicamente es un granito alcalino, en el que predomina el K<sub>2</sub>O sobre el Na<sub>2</sub>O, escaso contenido en CaO y marcado carácter peraluminico.

El fondo geoquímico del uranio esta comprendido entre 3 y 29.9 ppm. con un contenido medio de 9.11 ppm., mientras que en el caso del Th, el fondo geoquímico esta comprendido entre 3 y 27, con un contenido medio de 9.99 ppm. Los contenidos medios más altos en uranio se encuentran en la facies I o granitos con moscovita, de grano fino, y los más bajos en la facies III o granitos biotíticos, de grano grueso. Para el caso del Th los contenidos más altos estan en la facies III y los más bajos en la facies I.

Estos contenidos medios son en el caso del uranio, superiores a los dados por Rogers & Adams (1969) para varios granitos mundiales con 3.9 ppm. mientras que los del Th, son bastante más bajos que los dados por estos mismos autores para estos mismos granitos y que son de 20 ppm.

El alto contenido medio en uranio del granito de alburquerque, hace que se le considere como un granito fértil en dicho elemento en el que además, se encuentran gran número de indicios uraníferos.

**SOBRE LA PRESENCIA DE URANINITA COMO MINERAL PRIMARIO DE URANIO EN EL GRANITO DE TRUJILLO (CACERES), Y SU RELACION CON LAS MINERALIZACIONES DE ESTE ELEMENTO EN DICHO PLUTON**

REGUILON BRAGADO, R. (1);ARRIBAS MORENO, A. (2);MARTIN-IZARD,A. (3)

(1) Dpto. de Geología. Univ. de Salamanca.

(2) Comisión de la Comunidades Europeas. División XII. Bruselas.

(3) Dpto. de Geología. Univ. de Oviedo.

El granito de Trujillo posee un alto contenido medio en uranio, con un valor de 8.07 ppm. el cual, frente al contenido medio de varios granitos mundiales considerados como estandar, con valores medios de 3.9 ppm. (Rogers & Adams, 1969), es bastante mas alto, por lo que se le considera un granito fértil en dicho elemento. Además, tiene también numerosos indicios de uranio, aunque solo unos cuantos pueden considerarse como significativos.

Las mineralizaciones aparecen en filones de cuarzo, muchas veces brechificados, que rellenan fracturas y fisuras del granito de direcciones comprendidas entre N10E y N40E. Los minerales de la ganga son principalmente cuarzo lechoso y ahumado, fosforitas y jaspe rojo. Por lo que se refiere a la mena y aparte de pechblenda y oxidos negros de uranio, se encuentran también sulfuros de Fe, fundamentalmente pirita y marcasita, y algo de galena. Las características geoquímicas de granito (Reguilón 1988), el que los filones mineralizados se encuentren encajados en la propia roca ígnea y las texturas de las estructuras mineralizadas parecen indicar que el uranio de la mineralización procede del propio granito, por lo que se hizo necesario encontrar un mineral primario del que fuera facilmente lixiviable el uranio para posteriormente ser depositado este elemento en las fisuras y fracturas en las que se encuentra actualmente.

Con este fin, se realizo un detallado estudio microscópico de láminas delgadas procedentes de las muestras del granito que habían dado un alto contenido geoquímico en uranio, y en las que se identificó un pequeño mineral opaco que por sus características, como son forma más o menos cuadrada, estar rodeados de halos pleocroicos cuando se encuentra incluido en minerales con Fe (biotita y turmalina principalmente), y presencia de grietas radiales de tensión debidas a la emisión de particulas radioactivas, podía tratarse de uraninita, hecho que se confirmó mediante autoradiografías y el estudio en escaning con microanálisis por energía dispersiva, que dio como único elemento mayoritario el uranio.

**DATAACION ABSOLUTA DE GRANITOIDES DE LA SIERRA DE GREDOS, POR EL METODO Rb-Sr**

LALLENA, P.P.; SANZ, H.G.; PEREZ DEL VILLAR, L. Y QUEJIDO, A.J.

Unidad Operativa de Técnicas Químicas y Geológicas. CIEMAT. Madrid.

En relación con el proyecto sobre datación absoluta de granitoides hespéricos, por el método Rb-Sr, que se lleva a cabo en el C.I.E.M.A.T., se han obtenido las isocronas internas de algunos tipos de granito de la zona meridional de la Sierra de Gredos:

- Granodiorita calcoalcalina biotítica, orientada tectónicamente y con trazas de moscovita secundaria (A).
- Dique aplítico de la Loma del Cuchillar (B).
- Granito de feldespato alcalino con moscovita dominante, del macizo de El Berrocal (C).

Los dos últimos están intruidos en la granodiorita (A), la cual está, normalmente, sin deformar.

Las isocronas internas respectivas se han obtenido a partir de los puntos correspondientes a la roca total, apatito, feldespato potásico, plagioclasa-cuarzo y biotita. La moscovita se ha tenido en cuenta solamente en el caso de la granodiorita (A), por cumplir con su correspondiente isocrona.

Para el cálculo de la edad del granito de El Berrocal (C) se han considerado los puntos correspondientes a dos alícuotas de roca total, dos concentrados diferentes de apatito y tres de biotita.

Los resultados obtenidos están resumidos en la tabla I, y de ellos pueden hacerse las consideraciones siguientes:

TABLA I. EDAD ABSOLUTA Y  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  DE LOS GRANITOS ESTUDIADOS

GRANITO	EDAD M.a.	COEF. CORRELACION	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
A	297,3 ± 3,8	0,9990	0,7115 ± 0,0022
B	296,6 ± 2,1	0,999990	0,7312 ± 0,0020
C	290,0 ± 0,8	0,99995	0,7254 ± 0,0010

a). En principio, la edad de la granodiorita orientada parece corresponder con la de la fase tectónica que la deformó, y no con la de su cristalización magmática. En este sentido, conviene recordar que el punto correspondiente a la moscovita secundaria cumple con la isocrona, hecho poco frecuente en granitos con dos micas.

b). Durante la distensión subsiguiente a la fase de deformación que afectó a la granodiorita, hizo intrusión el dique aplítico de la Loma del Cuchillar y otros paralelos de la misma naturaleza. La morfología en dique de estas intrusiones estuvo condicionada por el carácter longitudinal con que se manifiesta la deformación en la granodiorita.

c). Posteriormente, hizo intrusión el granito de feldespato alcalino de El Berrocal, el cual corta al dique anteriormente descrito.

d). A partir de la relación  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  obtenida para la granodiorita orientada, no puede aventurarse, por el momento, hipótesis alguna sobre su origen, ya que pudo ocurrir una rehomogenización del Sr durante la fase de deformación.

e). Los valores de la relación  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  obtenidos para la aplita y el granito de El Berrocal son excesivamente altos para la edad calculada. Este hecho puede explicarse considerando que estos granitos estaban enriquecidos en  $^{87}\text{Sr}$  en el momento de su cristalización, bien por proceder de la fusión parcial de un material sílico más antiguo, o por haberse contaminado durante su ascenso hacia la superficie.

**CONTENIDOS Y VARIACION DE LAS TIERRAS RARAS EN LOS GRANITOIDES TARDIHERCINICOS DE LA SIERRA DE GUADARRAMA. (S.C.E.)**

CASILLAS, R. (1); BRÄNDLE, J.L. (1); FUSTER, J.M. (1); HUERTAS, M.J. (1); PEINADO, M. (2); PEREZ-SOBA, C. (1) Y VILLASECA, C. (1)

- (1) Dpto. de Petrología y Geoquímica. Univ. Complutense de Madrid y Unidad E.I. de Petrología y Geoquímica. (IGE). CSIC.Madrid.  
(2) Dpto. de Petrología. Univ. de Salamanca.

Este trabajo tiene por objeto estudiar los contenidos y variaciones de las tierras raras, ( La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb y Lu ), y elementos trazas asociados a ellas en los diferentes grupos de granitoides del sector oriental del Sistema Central Español, ( zona más al Este del afloramiento metamórfico de la Cañada ). Estas asociaciones se han establecido previamente en función de sus características petrológicas y mineralógicas, ( FUSTER & VILLASECA, 1987; CASILLAS, 1989 ), y son las siguientes:

1). Asociación básica-intermedia-ácida cafémica calcoalcalina, (Ej.: El Tiemblo). Presentan contenidos moderados de T.R., ( media de  $\Sigma$ T.R.: 115 ppm. ), y una distribución de la concentración de las mismas respecto a la SiO<sub>2</sub> convexa.

2). Plutones granodioríticos-monzograníticos de tendencia aluminica o alúmino-cafémica que se pueden agrupar en dos grandes conjuntos, respectivamente:

2a). Granodioritas y monzogranitos biotíticos o biotítico-cordieríticos, (Ej.: Hoyo de Pinares), a veces deformados, con apatito, circoón, y monacita entre sus minerales accesorios, con contenidos en T.R. muy variables, ( el  $\Sigma$ T.R. varía entre 38 y 249 ppm. ).

2b). Granodioritas y monzogranitos biotíticos o biotítico-anfibólicos, ( Ej.: Las Navas del Marqués ), caracterizados por tener entre los minerales accesorios apatito, circoón, monacita, allanita y esfena. Presentan concentraciones más altas de T.R. y un rango de variación en sus contenidos más bajo que las rocas del grupo 2a, (  $\Sigma$ T.R. varía entre 119 y 189 ppm. ).

3). Plutones monzograníticos y leucograníticos diferenciados:

3a). Granitos microporfídicos cordieríticos. Forman un grupo de granitoides con

contenidos moderados en T.R., ( media de  $\Sigma$ T.R. de 113 ppm. ), y una elevada relación La/Lu, ( media: 223 ), que indica el alto grado de fraccionamiento de las tierras raras ligeras respecto a las pesadas.

3b). Leucogranitos biotíticos de grano grueso, (Ej.: Pedriza de Manzanares). Presentan los más altos contenidos en T.R. pesadas entre los leucogranitos, escaso fraccionamiento de T.R. y grandes anomalías negativas de Eu.

3c). Leucogranitos cordieríticos, ( Ej.: Cabeza Mediana ), relativamente empobrecidos en T.R., ( media de  $\Sigma$ T.R. de 74 ppm. ), con bajo fraccionamiento de las mismas y grandes anomalías negativas de Eu, salvo alguno de los más empobrecidos, que , por el contrario, presenta leves anomalías positivas.

3d). Leucogranitos biotíticos de grano medio a fino, a veces, aplopegmatíticos más enriquecidos en T.R., ( media de  $\Sigma$ T.R. de 157 ppm. ), que el grupo anterior y con anomalías negativas de Eu menos pronunciadas.

En todos estos tipos de granitoides, y en cada grupo previamente establecido, la disminución en el contenido de T.R. va acompañada de una disminución del grado de fraccionamiento de las mismas y un aumento de la anomalía negativa del Eu. En general, el contenido en T.R. y las variaciones observadas en el comportamiento de estos elementos pueden ser explicadas en función de los contenidos en minerales accesorios: monacita, apatito y circón en el caso de los grupos 2a y 3c; y monacita, allanita, apatito, circón y esfena en los grupos 2b, 3b y 3d. La variación de la anomalía del Eu en los granitoides de todos los grupos establecidos parece estar fundamentalmente controlada por los feldespatos. El contenido y las relaciones de las T.R. en monacita y allanita de cada tipo de granitoide también registra una variación que condiciona la observada en la roca granítica que los contiene. En los términos intermedios de los granitoides del grupo 1, donde la abundancia de allanita, apatito y circón es muy baja, parece tener gran importancia, la participación de minerales con bajo Kd para las T.R y elementos trazas a ellas asociados como anfíbol, plagioclasa y biotita.

El alto grado de fraccionamiento de T.R. en el grupo de los granitos microporfídicos pudiera estar condicionado por la existencia de granate en el residuo de fusión parcial de los magmas generadores de estas rocas.

Por último, cabe resaltar que las ligeras anomalías positivas de Eu que aparecen en algún leucogranito cordierítico más empobrecido en T.R. pudieran deberse al lavado preferente de las T.R. trivalentes por fluidos hidrotermales postmagmáticos, responsables de la fuerte moscovitización que presentan algunos de estos plutones.

## LAS EPISIENITAS DE LA SIERRA DEL GUADARRAMA, PROPUESTA DE CLASIFICACION PETROGRAFICA

CABALLERO, J.M. (1); CASQUET, C. (1); PELLICER, J.M. (1) Y TORNOS, F. (2)

- (1) Dpto. de Petrología y Geoquímica. Univ. Complutense de Madrid.  
(2) Sección de Recursos Mineros. ITGE. Madrid.

Las episienitas del Guadarrama son rocas hidrotermales procedentes de la decuarcificación y alcalinización subsolidus de granitoides (leucogranitos a adamellititas) y, en menor medida, de gneises. En general forman masas lenticulares según dos direcciones estructurales (aprox. N-110-E y N-30-E), lo que indica un fuerte control tectónico durante su formación.

Estas rocas son relativamente sencillas, en ellas se han identificado los siguientes minerales principales: feldespato potásico, plagioclasa ácida, anfíbol, epidota, clinopiroxeno, biotita, clorita y cantidades variables de cuarzo. Los minerales accesorios que se han reconocido son apatito, circón, anatasa, alanita, monacita, esfena, monacita, apatito, magnetita, hematites y, ocasionalmente, pirita, kaolinita, vermiculitas, esmectitas, sericitas y granates.

El estudio petrográfico abarca un elevado número de zonas episieníticas repartidas en el Guadarrama. A partir de este se puede distinguir cuatro grupos principales de episienitas, entre los que parece existir una notable continuidad. Estos grupos son:

Tipo A.- Microclinitas biotítica.

Tipo B.- Episienitas de tendencia albitica, que a su vez se pueden encuadrar en tres categorías:

B1) Episienitas de piroxeno (+/- anfíbol). Formadas por microclina pertítica, oligoclasa-albita, hedembergita (a veces de tendencia egrínica), ocasionalmente hastingsita y, como accesorios aparecen alanita, apatito, esfena, circón, magnetita y monacita.

B2) Episienitas de anfíbol (+/- epidota). Formadas por microclina pertítica, albita, hastingsita, epidota (pistacita), biotita y ripidolita-brunsvigita, con apatito, esfena, circón, alanita, monacita y magnetita de accesorios.

B3) Episienitas con clorita (+/- epidota). Formadas por microclina pertítica, albita, ripidolita-brunsvigita y epidota (pistacita), y accesorios del tipo apatito, esfena, anatasa, monacita, alanita, circón y hematites.

A la alteración episienítica se superpone una segunda alteración de más baja temperatura representada principalmente por clorita, con cuarzo y sericita asociados (alteración filítica), que por lo general es débil, pero que puede llegar en algunos puntos (p. ej. en Otero de Herreros) a modificar en profundidad la mineralogía y la composición de la episienita anterior. Localmente se observa algo de fluorita asociada a esta etapa así como, accidentalmente, un granate muy rico en Mn. Las mineralizaciones de interés económico se asocian precisamente a esta etapa de alteración filítica. Estas mineralizaciones pueden ser importantes como es el caso de Otero de Herreros, explotada desde época romana, y constituida por una compleja asociación de sulfuros (pirita, calcopirita, magnetita, cobres grises, galena, esfalerita, estannina, bismutini-

ta, molibdenita, Bi nativo y sulfosales de Cu-Bi-Pb. Otras mineralizaciones reconocidas y asociadas a estas rocas son las de Colmenarejo (Cu-Zn-(U)) y Hoyo de Pinares (Sn-W-Cu-Pb-Zn-(Bi-U)).

A estas dos alteraciones se pueden superponer otras de menor importancia y peor definidas, que sólo se reconocen localmente. Se trata en primer lugar de una alteración de tipo carbonático, acompañada a veces por cuarzo y otra de tipo argilítico, con formación de esmectitas.

La evolución mineralógica de las episienitas es por lo tanto muy compleja y responde a un proceso de interacción con el fluido hidrotermal que evoluciona en tiempo y espacio y que está jalonado por actividad tectónica.

Texturálmente las episienitas conservan, como rasgo más característico, la fábrica de la roca original. Normalmente son masivas, formando los feldespatos el armazón de la roca, mientras que los demás minerales epigenéticos (clorita, anfíbol, epidota, la mayor parte de los accesorios, etc.) ocupan espacios intersticiales. El incremento de la porosidad es por tanto, pequeño, salvo en aquellos casos en los que las alteraciones tardías actúan disolviendo los minerales máficos. Otro rasgo textural son las texturas dinámicas de tipo cataclástico, bien visibles en los feldespatos y que suelen ir acompañadas por recristalizaciones y reemplazamientos granoblásticos.

**GEOQUIMICA DE ELEMENTOS TRAZA SIGNIFICATIVOS (Tierras Raras, Y y Nb) EN LAS EPISIENITAS DE LA SIERRA DE GUADARRAMA (S.C.E.)**

CABALLERO, J .M. (1); CASQUET, C. (1); PELLICER, M.J. (1);  
TORNOS, F. (2).

(1) Dpto. de Petrología y Geoquímica. Univ. Complutense. Madrid.

(2) Sección de Recursos Mineros. ITGE. Madrid.

Las episienitas del Guadarrama son rocas hidrotermales procedentes de la decuarcificación y alcalinización subsolidus de granitoides (leucogranitos a adamellitas) y, en menor medida, de gneises. En general forman masas lenticulares según dos direcciones estructurales (aprox. N-110-E y N-30-E), lo que indica un fuerte control tectónico durante su formación.

En base a criterios petrográficos se han reconocido hasta el momento dos grupos principales de episienitas: a) Microclinitas biotíticas y b) Episienitas de tendencia albitica. En este grupo se puede reconocer además, tres subgrupos: b1) Episienitas piroxénicas, b2) Episienitas anfibólicas (+/- epidóticas) y b3) Episienitas cloríticas (+/- epidóticas). El tipo de episienita parece controlado fundamentalmente por la composición del fluido hidrotermal y la temperatura, siendo la litología previa relativamente independiente.

Por lo que respecta a la geoquímica de Tierras Raras (TR), Y y Nb, se observa en todos los casos un comportamiento uniforme en los distintos tipos litológicos, cuyos rasgos más destacables son los siguientes:

a) En todas las episienitas todas las TR aumentan de manera moderada y muy uniforme con relación al granito (la relación La/Lu varía muy poco y se mantiene la anomalía de Eu). El factor de aumento varía por lo general entre 1 y 2, aunque en algún caso se llega a relaciones de 2.5-4.

b) El aumento es, en general, un poco más acentuado en el caso de las Tierras Raras Pesadas (TRP) que en el de las Ligeras (TRL), destacando en particular el caso del Lu que da sistemáticamente una anomalía positiva en los diagramas normalizados al granito inalterado.

c) El menor aumento corresponde a los elementos Ce y Eu, traduciéndose en general en una anomalía negativa en los diagramas normalizados al granito.

d) Respecto al Y y Nb, se observa igualmente en todos los casos, un aumento relativo al granito con un factor de aumento comprendido entre 1 y 2.

Por lo expuesto, parece que la alteración de los contenidos en TR, Y y Nb en las episienitas del Guadarrama es, en general, pequeña.

El aumento de todas las TR durante la episienitización es típica de procesos de alcalinización. La movilidad de las TR indica que están siendo transportadas en forma de complejos estables en el fluido hidrotermal (Cl-complejos para el caso de las TRL y, probablemente, F-complejos y Carbonato-complejos para las TRP). La presencia local de fluorita y de carbonatos en las episienitas avalan esta suposición. El pequeño aumento del Eu sugiere que el medio hidrotermal era moderadamente reductor, encontrándose este elemento en forma de Eu<sup>2+</sup>.

El aumento de las TR, Y y Nb tiene su expresión en el incremento observado de minerales accesorios en cuya red pueden introducirse. El aumento de las TRP e Y se relaciona probablemente con los recrecimientos observados en los circones ígneos. Respecto a las TRL, su contenido aumenta debido a la formación de alanita, formada al menos en parte, a expensas de la monacita ígnea (inestable en estas episie-nitas). Otros minerales abundantes en las episienitas, como el apa-tito y la esfena contribuyen al aumento general de todas las TR y, en particular, de las intermedias.

EMPLACEMENT AND COMPOSITIONAL FEATURES OF GRANITIC AND METAMORPHIC XENOLITHS IN STEPHANIAN-PERMIAN CALC-ALKALINE ANDESITES (RAMA ARAGONESA, IBERIAN CHAIN)

LAGO, M. (1); TORRES, J.A. (1); AUQUE, L.F. (1); MANDADO, J. (1) & VAQUER, R. (2)

(1) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Univ. de Zaragoza.

(2) Dpto. de Geoquímica, Petrología i Prospecció Geològica. Univ. de Barcelona.

Xenoliths of granitic (granites and aplites) and metamorphic nature, enclosed in different calc-alkaline andesitic sills and dykes are frequent in the volcanic rocks (in the Stephanian-Permian limit) of Camaras Axial Basin and Montalban Anticline Structure (Rama Aragonesa, Iberian Chain; Conte, 1985; Muñoz et al. 1985; Conte y Lago, 1985 a y b; Lago et al. 1987 a y b; Lago et al. 1988 a, b y c; Torres et al., 1989 a, b y c; Lago et al., in press).

Subvolcanic rocks, enclosing xenoliths, represent a gradual transition from basaltic andesites ( $An_{80} + Opx + Cpx \pm Hb \pm$  almandine rich garnet) to amphibolitic andesites ( $An_{75-50} + Opx + Cpx + Hb + Bi +$  almandine rich garnet). Near Loscos village, there is a microgabbro (with petrographic zoning) outcrop. This intrusive rock ( $An_{80-70} + Opx + Cpx + Hb + Bi +$  Opaques) is crossed by basaltic andesite dyke ( $An_{80} + Opx + Cpx \pm Hb$ ); on the border of this intrusion abundant metamorphic xenoliths exist with a high percentage of almandine rich garnet in its mineralogical association.

Granitic xenoliths appear to be distributed with a major disposition, parallel to sill spread. These granitic xenoliths are associated to metamorphic ones, although there exist isolated magmatic xenoliths which show granite-aplite contacts. Their geometry and size are variable (centimetric to metric escale) and they usually show reaction borders (xenolith-andesite). Mineralogical changes in this transition zone (occasionally, several mm. thick) can be recognized in situ. Mineral association in these xenoliths are constituted by  $Pl + Fk + Q +$  garnets (of almandine type and zoned).

Metamorphic xenoliths, with wide compositional range, usually present reaction borders. Global mineralogical composition is defined by  $garnet \pm spinel \pm biotite \pm sillimanite$  (fibrolite)  $\pm$  corundum  $\pm$  quartz. Common associations are:

- Almandine rich garnet + spinel (hercynite type) + fibrolite
- Almandine rich garnet + spinel + fibrolite (sillimanite) + corundum + rutile.
- Spinel + fibrolite + corundum + biotite + rutile + quartz

-Garnet + quartz

The observed lithological variability is related to different modal proportion of those minerals as well as different textural characters (schistosity, banding, etc.).

Mineralogical changes in reaction borders of both xenolith types do not affect garnets, which appear to be gradually distributed from these reaction borders to host andesite rocks. On the other hand, high proportions of garnets, as isolated crystals in the andesites, are associated to zones with a high density of metamorphic and/or magmatic xenoliths

Analysis of the quoted mineralogical associations appear to indicate the existence of an innermost connection between calc-alkaline epizonal magmatism of fast setting in this zone of the Iberian Chain, and metamorphic-granitic rocks in the socle, in a similar way as appears to occur in Atienza (Ancochea et al., 1980; Hernán et al., 1981) and Noguera de Albarracín (Auqué, 1986; Auqué et al., 1987) zones.

**PETROLOGIA Y GEOQUIMICA DEL MAGMATISMO ALCALINO, TRIAS-LIAS, EN EL BORDE SUR DE LAS CADENAS COSTERO-CATALANAS (TARRAGONA)**

LAGO, M. (1); POCÓVI, A. (1); BASTIDA, J. (2); VAQUER, R. (3); ZACHMANN, D. (4) Y TORRES, J.A. (1)

- (1) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Univ. de Zaragoza.
- (2) Dpto. de Geología. Univ. de Valencia.
- (3) Dpto. de Geoquímica, Petrología i Prospecció Geològica. Fac. de Geologia. Univ. de Barcelona.
- (4) Institut für Geologie und Paläontologie. Technische Universität. Braunschweig. B.R.D.

En el borde sur-occidental de las Cadenas Costero-Catalanas (Región del Bajo Ebro, Tarragona) está bien representado un magmatismo básico e indiferenciado, con afinidad alcalina, para el que estudios preliminares (Mitjaliva y Martí, 1986; Mitjaliva, 1987; Lago et al. 1988 c; Pócoví et al., 1989 a y b) facilitaron la corroboración en la definición de una provincia alcalina que, con edad de emplazamiento pre-Hettangiense, está asociada al rifting que afectó a la corteza continental del Tethys oriental.

Este magmatismo comprende manifestaciones explosivas (bombas, cineritas, etc.) y subvolcánicas (dominantes en volumen), donde los sills predominan respecto a los diques. El rápido ascenso del magma y la plasticidad de los sedimentos encajantes (pre-Formación Imón), poco consolidados, facilitaron: a) una amplia extensión areal de las intrusiones subvolcánicas, b) una frecuente interacción: magma-sedimento inconsolidado (procesos de espilitización), y c) una destacada pérdida energética (débil metamorfismo de contacto). Un avance sobre la naturaleza y extensión de los procesos de espilitización ha sido abordada por Lago et al. (1988 b y c; 1989 a y b), y comprende tanto a la paragénesis mineral secundaria (clorita, albita, adularia, etc.) como a la movilidad relativa de los elementos mayores y LIL-REE.

Los xenolitos peridotíticos (Ol + Sp + Opx ± Cpx) son frecuentes, y su composición es análoga a la estudiada por Azambre y Fabries (1989) en el sector de Corbières (Pirineos orientales franceses). Los xenolitos granitoideos son esporádicos. La composición original en los basaltos es Fo<sub>77</sub>+Augita titanada+An<sub>74-60</sub>+Ti-magnetita.

Un estudio cartográfico detallado en las intrusiones subvolcánicas ha facilitado obtener datos geoquímicos más completos (mayores y LIL-REE) para estas rocas y su comparación con los de intrusiones análogas (en composición y edad de emplazamiento) ubicadas en otros sectores de la provincia alcalina ya indicada (Cadena Ibérica Occidental, N de Mallorca, Ecrins-Pelvoux en Alpes franceses y Corbières en Pirineos Orientales). Destaca un alto contenido en TiO<sub>2</sub> (1.9 - 3.0 %), y en Nb (30 - 76 ppm.) que presenta buena correlación (r=0.92) con el Zr (126 - 339 ppm.). Los valores en Y/Nb < 0.4; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> > 0.35 %; Ti/V=60-79; (La/Y)<sub>cn</sub> con rango en 5.3-8.5; La/Yb=8.4-12.6, y los obtenidos en otras relaciones (p.e. Ni/V; Cr/Ni; Ni/Co; Zr/Y, etc.), confirman la afinidad alcalina, una

reducida diferenciación y el ambiente de emplazamiento en intraplaca continental. En rocas poco espilitizadas se aprecia una buena correlación de valor decreciente y creciente, respectivamente, para los elementos de transición e incompatibles con el desarrollo de la diferenciación que, en valores absolutos, es reducida.

Un estudio particular sobre el contexto paleogeográfico de los sectores integrantes de esta provincia alcalina, permite observar la alternancia, y/o ausencia, de episodios explosivos y subvolcánicos, así como el valor variable de la espilitización en estas intrusiones. Los datos petrológicos y geoquímicos obtenidos, indican que la espilitización presenta una intensidad máxima en la Cadena Ibérica (donde faltan los términos explosivos) respecto a los restantes sectores. En este sentido, el Li presenta un valor en aquel sector de hasta 463 ppm., mientras que no supera el rango de 19-43 ppm. en la región del Bajo-Ebro, donde existen etapas pluriepisódicas con alternancia de manifestaciones explosivas (bien representadas) y las subvolcánicas.

ISOTOPOS ESTABLES DE C Y O EN LOS CARBONATOS DE LOS SKARNS DE LA Cerdanya (Pirineo Central): RESULTADOS E INTERPRETACION

Soler, A. (1); Cardellach, E. (2) y Ayora, C. (3)

- (1) Dpt. de Cristalografía, Mineralogía i Dipòsits Minerals. Univ. de Barcelona.
- (2) Dpt. de Geología. Fac. Ciencias. Univ. Autónoma de Barcelona.
- (3) Inst. de Geología, Jaime Almera. CSIC. Barcelona.

La intrusión del macizo granítico de Andorra, da lugar a la formación de una aureola de metamorfismo de contacto muy bien desarrollada sobre los materiales encajantes de edad comprendida entre pre-caradociense y Carbonífero inferior. La intrusión tuvo lugar a una presión aproximada de 2 Kbar y a una temperatura cercana a los 650 °C, tal y como indica la paragenesis muscovita-feldespato potásico-cuarzo y andalucita-sillimanita.

En los carbonatos devónicos se desarrollan diferentes tipologías de exoskarms: skarns de idocrasa-wollastonita estériles, skarns de idocrasa-wollastonita mineralizados en W, skarns de hedenbergita (Au-Ag-Bi-W-As-Pb-Zn), skarns de pirrotina (Bi-Cu-Bi-As), skarns de arsenopirita (Au-Ag-Bi-As-Pb-Zn-Cu-Pt-Pd), skarns de pirrotina-arsenopirita (Sn-Au-Ag-Bi-As-Cu), skarns de magnetita y skarns de hematites (Soler y Ayora, 1989; Soler et al., 1989b; Soler, 1990).

Con el fin de acotar los distintos parámetros físico-químicos que controlan el proceso metasomático, se ha llevado a cabo el estudio isotópico en 66 muestras de carbonatos asociados a los diferentes tipos de skarns mineralizados. El muestreo detallado a escala métrica y centimétrica de la composición isotópica de los calcitas asociadas a las diferentes tipologías de los skarns, junto con la utilización de diagramas  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$  permiten estimar la temperatura,  $X_{\text{CO}_2}$  y las relaciones agua/roca a la que ha tenido lugar el proceso, así como conocer el origen del fluido metasomático.

La composición isotópica de las calcitas analizadas muestran una variación importante en  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ , desde los valores de los carbonatos devónicos regionales ( $\delta^{13}\text{C} = +2$  por mil,  $\delta^{18}\text{O} = +25$  por mil) hasta valores de  $\delta^{13}\text{C} = -11$  por mil y  $\delta^{18}\text{O} = +10$  por mil correspondientes a las calcitas situadas en pequeñas vetas secantes. Representando gráficamente los datos isotópicos en un diagrama  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$  se puede deducir que las variaciones isotópicas observadas son debidas a un intercambio entre un fluido equilibrado con un magma granítico ( $\delta^{13}\text{C} = -6$  y  $\delta^{18}\text{O} = +8$  por mil) y los carbonatos regionales devónicos a diferentes condiciones de temperatura, fracción molar de  $\text{CO}_2$  y relación agua/roca. La comparación con los posibles modelos matemáticos de modelización de las variaciones de  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ , permiten acotar dichos parámetros.

En nuestro caso, el proceso de intercambio isotópico en los diferentes skarns estudiados, ha tenido lugar a temperaturas comprendidas entre 300 y 600 °C, por un fluido pobre en CO<sub>2</sub> (X<sub>CO<sub>2</sub></sub> entre 0.1 y 0.01) y con relaciones agua/roca entre 0.5 y 30. Estos datos concuerdan con los obtenidos mediante el equilibrio de las fases silicatadas, el geotermómetro de la arsenopirita, el geotermómetro isotópico galena-esfalerita y el estudio microtermométrico de las inclusiones fluidas (Soler y Ayora, 1989; Soler et al., 1989b; Soler 1990). Asimismo, se ha puesto de manifiesto que a pesar de existir distintos tipos de skarns en el área estudiada, todos ellos están relacionados entre sí, habiéndose desarrollado a partir de un mismo fluido metasomático, pero en condiciones físico-químicas distintas.

La modelización isotópica del C y O en un mismo skarn donde los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  de las calcitas vienen controlados por un intercambio isotópico a una temperatura aproximadamente constante, la disminución de la relación agua/roca nos permite obtener el tipo de flujo dominante, así como el sentido de avance del fluido metasomático. Así, se ha observado dos tipos de flujo: difuso y canalizado. El flujo canalizado tiene lugar desde el contacto intrusivo a través de las juntas de estratificación, y es también evidente a través de la zonación de los calcosilicatos que se forman. Por otra parte, el flujo difuso avanza desde las juntas de estratificación hacia ambos lados del carbonato a través de la porosidad de la roca. Estas observaciones concuerdan con el desarrollo geométrico del skarn y de sus frentes metasomáticos, observados en el campo. La geoquímica isotópica es especialmente útil en la detección de este último tipo de flujo, ya que la roca no muestra ninguna evidencia mineralógica y textural del paso de fluidos.

#### REFERENCIAS.

SOLER, A. y AYORA, C. (1989).- Gold bearing arsenopyrite bodies in skarns from l'Alt Urgell, Central Pyrennes, Spain. In: Augustithis (Ed.): Skarns their genesis and metallogeny. Teophrastus Publications, Athens.

SOLER, A.; CARDELLACH, E.; AYORA, C. y DELGADO, J. (1990).- Gold bearing hedenbergite and pyrrhotite skarns from the SW contact of the Andorra Granite (Central Pyrennes, Spain). Mineralium Deposita. En prensa.

SOLER, A. (1990).- Geologia i Metal·logenia de la terminació sud del granit d'Andorra (Pirineu Central). Tesis Doctoral, Dep. Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, Univ. Barcelona.

## LOS SKARNS CON ESTAÑO DE L'ALT URGELL (PIRINEOS CENTRALES)

SOLER, A. Y DELGADO, J.

Dpt. de Cristalografía, Mineralogía i Dipòsits Minerals. Univ. de Barcelona.

El area estudiada se encuentra representada principalmente por materiales de edad comprendida entre precaradociense y Carbonífero inferior, de composición predominantemente pelítica a excepción de los devónicos que constituyen una potente serie carbonatada sobre la que se desarrollan los skarns objeto de este trabajo. Estos materiales han sufrido dos episodios de deformación hercínica: un primer episodio en el que tiene lugar la formación de pliegues con ejes de dirección E-W y un segundo episodio caracterizado por la formación de laminas cabalgantes. Todo el conjunto de materiales paleozoicos y estructuras hercínicas anteriormente descritas están cortados por la intrusión del granito de Andorra - Mont Lluís, constituido por un único cuerpo intrusivo, netamente homogéneo y cuya composición es la de una granodiorita biotítica de tipo calcoalcalino (Soler y Enrique, 1989). El emplazamiento del intrusivo tuvo lugar a una presión aproximada de 2 Kbar y a una temperatura cercana a los 650 °C, tal y como indica la paragenesis muscovita-feldespato potasico-cuarzo y andalucita-sillimanita.

El metasomatismo asociado al metamorfismo de contacto sobre los carbonatos devónicos ha dado lugar a la formación de diferentes tipologías de skarns: skarns de idocrasa-wollastonita estériles, skarns de idocrasa-wollastonita mineralizados en W, skarns de hedenbergita (Au-Ag-Bi-W-As-Pb-Zn), skarns de pirrotina (Bi-Cu-Bi-As), skarns de arsenopirita (Au-Ag-Bi-As-Pb-Zn-Cu-Pt-Pd), skarns de pirrotina-arsenopirita (Sn-Au-Ag-Bi-As-Cu), skarns de magnetita y de hematites (Soler y Ayora, 1989; Soler et al., 1989b; Soler, 1990).

Los skarns mineralizados en estaño corresponden a la tipología de skarns de pirrotina-arsenopirita. En ellos se desarrollan dos zonas: una silicatada, formada por hedenbergita y cantidades menores de granate estanífero, epidota, idocrasa, cuarzo y calcita; y otra metálica, constituida por pirrotina y arsenopirita y en menor grado casiterita, calcopirita, oro nativo, bismuto nativo y bismutinita. Asociados a las paragénesis metálicas se encuentra cuarzo, grosularia y epidota.

A partir de la geotermometría de la arsenopirita, del dominio de estabilidad de las paragenesis silicatadas y metálicas y de la termoquímica de las cloritas se deduce que

los skarns de estaño del Alt Urgell se han formado a partir de fluidos pobres en CO<sub>2</sub> a 2 Kbar de presión, a temperaturas comprendidas entre los 400 y 500 °C, fugacidad de oxígeno próxima al tampón QFM y fugacidad de azufre próxima al equilibrio bismuto nativo-bismutinita.

Los análisis de la composición isotópica del azufre de la arsenopirita muestran valores de  $\delta^{34}\text{S}$  alrededor del 9 por mil. Estos valores son claramente superiores a los esperados para fluidos hidrotermales equilibrados con magmas graníticos a alta temperatura (< 5 por mil), y sugieren otra fuente de azufre, más pesada, de origen crustal. Valores de  $\delta^{34}\text{S}$  próximos al 11 por mil se han encontrado también en la arsenopirita singénica del pre-Caradoc de la Vall de Ribes a unos 30 km al oeste de l'Alt Urgell (Ayora et al. 1990). Consecuentemente, es probable que la fuente de azufre dominante durante la fase mineralizadora tenga su origen en la removilización del azufre presente en los metasedimentos pre-caradocienses.

#### REFERENCIAS.

AYORA, C.; RIBERA, F. y CARDELLACH, E. (1989).- Ore forming constraints of epigenetic gold deposits in dolomites from de Vall de Ribes area. Eastern Pyrennes, Spain. Mineralium Deposita. En Prensa.

SOLER, A. y AYORA, C. (1989).- Gold bearing arsenopyrite bodies in skarns from l'Alt Urgell, Central Pyrennes, Spain. In: Augustithis (Ed.): Skarns their genesis and Metallogeny. Teophrastus Publications, Athens.

SOLER, A. y ENRIQUE, P. (1989). La terminación sur-occidental del batolito de Andorra-Mont Lluís: características petrológicas y geoquímicas. Acta Geológica Hispánica, t.24, nº2, p. 139-146.

SOLER, A.; CARDELLACH, E.; AYORA, C. y DELGADO, J. (1989).- Gold bearing hedenbergite and pyrrhotite skarns from the SW contact of the Andorra Granite (Central Pyrennes, Spain). Mineralium Deposita. En prensa.

SOLER, A. (1990).- Geologia i Metallogenia de la terminació sud del granit d'Andorra (Pirineu Central). Tesis Doctoral, Dep. Cristallografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, Univ. Barcelona.

## ESTRUCTURAS FLUIDALES DE LAS "OFITAS" DE LA ZONA SUBBÉTICA

MORATA CESPEDES, D.A.

Dpto. Mineralogía-Petrología e Inst. Andaluz de Geología Mediterránea. Universidad, CSIC. Granada.

En el Triás de facies Keuper de la Zona Subbética afloran numerosos cuerpos de rocas subvolcánicas básicas, "ofitas", que forman pequeños stocks, sills o diques, de varios metros a decenas de metros de potencia. Los contactos entre las ofitas y las rocas encajantes (arcillas, yesos y dolomías) generalmente son mecánicos, pero, ocasionalmente se conservan bordes enfriados indicativos de contactos ígneos primarios (Puga et al, 1989).

En el presente trabajo se muestran las características texturales y estructurales más notables en algunos afloramientos de 'ofitas'. Entre éstas cabe destacar las siguientes:

- estructuras correspondientes a "arrugas de flujo", formas "lobuladas" y formas "almohadilladas", indicativas de una intrusión somera en sedimentos poco consolidados y saturados en agua (Kokelaar, 1982).

- texturas variolíticas (cristales palmeados, divergentes y aciculares de plagioclasas con piroxeno y menas en los intersticios) y texturas spínifex (cristales esqueléticos de plagioclasa en agrupaciones radiales con clinopiroxeno y menas), indicativas ambas de un rápido enfriamiento de la intrusión.

Elas son indicativas de condiciones de emplazamiento someras, sin embargo, la ausencia de estas estructuras en otros afloramientos de "ofitas" que conservan bordes enfriados microcristalinos, puede deberse a su intrusión a mayores profundidades.

### REFERENCIAS

- Kokelaar, B.P. (1982). J. Geol. Soc. London, vol 139, 21-33.  
Puga, E.; Portugal, M.; Díaz de Federico, A.; Bargoss, G.M. y Morten, L. (1989). Geodinamica Acta, 3, 4, 253-266.

**FORMAS, CAUSAS Y MECANISMOS DE ALTERACION DE LOS MATERIALES PETREOS DE LA TORRE DE LA CATEDRAL DE GRANADA**

SEBASTIAN PARDO, E. (1); SORIANO CARRILLO, J. (2); RODRIGUEZ NAVARRO, C. (1) Y ALVAREZ DE BUERGO, M. (2)

- (1) Dpto. Mineralogía-Petrología e Inst. Andaluz de Geología Mediterránea. Universidad, CSIC. Granada.  
(2) Lab. Central de Estructuras y Materiales. CEDEX-MOPU. Madrid.

Según el diseño de Diego de Siloe, la Catedral de Granada debía de tener, en la fachada Oeste, dos torres gemelas. Al poco tiempo de comenzar su ejecución en el año 1523, surgieron una serie de problemas que dieron lugar a que únicamente se levantara una, la actual. Bajo la dirección de Ambrosio de Vico, llegaron a construirse cuatro cuerpos; la aparición de diversas grietas y la amenaza de ruina en los dos cuerpos superiores, hizo que se demoliera uno de ellos y se dejara la Torre con solo tres cuerpos, tal y como aparece en la actualidad.

En 1585 se ponen las campanas en la Torre (Gomez-Morero Calera, 1989); en años posteriores continua progresando el estado ruinoso, parece que debido a la debilidad del basamento, y es necesario ejecutar obras de consolidación hasta su terminación en 1602 (Gómez-Moreno, 1892).

En su construcción se utilizó fundamentalmente piedra franca de las canteras de Santa Pudía y Restabal, y en pequeñas proporciones piedra de Alfacar y de Sierra Elvira. Mientras estos dos últimos materiales son travertinos y calizas, respectivamente, la piedra franca es una roca significativamente más blanda y porosa, concretamente son areniscas calcáreas biocásticas. Su composición mineralógica, proporción y tamaño de los bioclastos, textura, porosidad, etc... están recogidos en un trabajo anterior (Sebastian Pardo et al., 1990).

Las formas de alteración que se aprecian en la Torre son primordialmente arenizaciones, picados y alveolización en sus fachada Sur y Oeste; descamaciones y desplacados en las de orientación Norte y Este; además, se observan grietas, fisuras e incluso fracturas, acompañadas de costras, pátinas, emmugrecimientos e importantes pérdidas de material; todas estas formas son muy abundantes, y se ubican en cualquier orientación.

Curiosamente el deterioro es más pronunciado en la fachada orientada al Sur que en la Norte, e incluso las formas de alteración son diferentes, este hecho es debido a que en esta zona el régimen dominante de vientos portadores de lluvias es de influencia W-SW, por otra parte las campanas sobresalen más del interior de la Torre en la fachada SW y, además, las calcarenitas en este último punto tienen mayor proporción de detriticos, tamaño de grano más heterogeneo y una mayor porosidad.

El mecanismo de alteración, que de forma más generalizada se observa, es la cristalización de sales (carbonatos, cloruros y sulfatos). Este proceso da lugar a la aparición de fenomenos disruptivos como consecuencia del crecimiento de cristales de estas sales en los poros de las rocas.

El proceso de cristalización de sales esta ligado a los movimientos del agua en el seno de la roca, ya que se produce la disolución y transporte hacia la superficie del cemento de la roca con la consecuente neoformación de calcita, yeso y cloruros en la zona superficial.

En el proceso descrito anteriormente, la presencia de contaminantes atmosféricos también juega un papel importante. Así, el CO<sub>2</sub> acidifica el agua convirtiéndola en agua carbónica con mayor capacidad de disolución de carbonatos, mientras que el SO<sub>2</sub> en presencia de humedad y de otros contaminantes sólidos (como elementos metálicos: Cr, Cu, Mn y V); gaseosos (ozono y óxido de nitrógeno), o radiaciones solares ultravioletas, puede sufrir una oxidación catalítica llegando a sintetizarse ácido sulfúrico (Bufalini, 1971), que al atacar a la roca calcarea, produce la formación del yeso y otros sulfatos.

Otro mecanismo de degradación estrechamente conectado con los procesos descritos anteriormente, es el agua de escorrentia, que proveniente de los temporales de lluvia de orientación W-SW, es retenida y posteriormente resbala por la superficie externa de las campanas, cargandose en compuestos muy agresivos para la calcarenita, donde finalmente incide. En este sentido, se observa como las pérdidas de material más importantes se producen en los elementos escultóricos y ornamentales que sobresalen de la fachada y están situados en la vertical de las campanas.

Los datos obtenidos por DRX, SEM y EDS apoyan esta hipótesis, ya que las costras, pátinas y un número importante de muestras de la calcarenita alterada, contienen diferentes tipos de silicatos, cloruros y sulfatos complejos de Cu, Zn y Pb, así como oxalato de calcio (Wedellita) y partículas carbonosas. Así mismo, se han detectado cantidades significativas de Cr, Mg, Ti y Mn.

También hay que considerar como factor de alteración, los esfuerzos que en los poros de la roca ejercen los cambios de estado del agua, como consecuencia de las heladas, que son muy numerosas en Granada (30 anuales de promedio). Una parte importante de las fisuraciones es muy probable que se deban a la actividad sísmica, muy abundante en esta región, y a problemas de los cimientos de la Torre.

(Este trabajo ha sido financiado por el Grupo de Investigación n° 4065 de la Junta de Andalucía, y forma parte de la Acción Integrada Hispano-Italiana n°65 / 1990 )

## REFERENCIAS

- Bufalini, M. (1971): *Current Researchs*, vol. 5, n° 8, 685-700.  
Gómez-Moreno, M. (1892): *Guía de Granada*. Imprenta de Indalecio Ventura, 530 pp.  
Gómez-Moreno Calera, J.M. (1989): *La arquitectura religiosa Granadina en la crisis del Renacimiento (1560/1650)*. Universidad de Granada-Diputación provincial de Granada, 486 pp.  
Sebastián Pardo, E., Rodríguez Gordillo, J., Soriano, J., Velilla, M. (1990): *Ingeniería Civil*, 74, 11 pp.