


Boletín de

la Sociedad Española de

Mineralogía

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

Directora: P. Fenoll Hach-Alí



Volumen 12-1, 1989

Resúmenes de Comunicaciones
IX Reunión de la S.E.M.
Valladolid, 26-30 Junio 1989

La Sociedad Española de Mineralogía creada en 1976 por un grupo de universitarios y amantes del estudio de los minerales, constituye la sociedad nacional para aquellas ciencias en las que los minerales son especial objeto de estudio. De este modo pretende promover y organizar trabajos de investigación y de desarrollo en los ámbitos de conocimiento de la Mineralogía, Cristalografía, Petrología, Geoquímica y Yacimientos Minerales. Esta sociedad se ha propuesto el doble objetivo de hacer progresar la investigación y la enseñanza en los citados campos científicos y desarrollar paralelamente una labor divulgativa entre el gran público de aficionados a los minerales. En la actualidad cuenta con más de cuatrocientos cincuenta socios, entre universitarios, profesionales de la geología y amantes del mundo mineral, procedentes de todos los puntos de la geografía española, encontrándose incorporados a ella algunos científicos de otros países.

Sus actividades las divide en dos campos: uno divulgativo que comporta la organización de Excursiones de reconocimiento mineralógico, Conferencias y Muestras de minerales (y fósiles), con la publicación de un *Suplemento Divulgativo e Informativo* de carácter trimestral, y otro, decididamente científico, empeñado en promover la organización de Reuniones Científicas anuales, cuyos resultados aparecen publicados en el *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, de periodicidad anual, una vez que han sido aceptados por el comité de redacción tras su revisión por especialistas. Son los Departamentos de Mineralogía de las diferentes universidades españolas los que, desde el nacimiento de esta sociedad, se encargan de organizar estas reuniones. Esta sociedad mantiene amistosas relaciones con las principales sociedades geológicas españolas (Sociedad Española de Arcillas, Sociedad Geológica de España, Asociación de Geología Aplicada a los Yacimientos Minerales, etc.), siendo frecuente que organicen sus reuniones científicas en colaboración.

Desde 1987 esta sociedad se encarga de conectar el mundo científico de la mineralogía española con el de otras sociedades europeas semejantes (Société Française de Mineralogie et de Cristallographie, Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Mineralogical Society of Great Britain, etc) a través del Grupo Europeo de Mineralogía (Group of European Mineralogist, G.E.M.). El G.E.M. representa a 14 sociedades europeas de Mineralogía: Alemania, Austria, Bélgica, Dinamarca, España, Finlandia, Francia, Gran Bretaña e Irlanda, Holanda, Italia, Noruega, Portugal, Suecia y Suiza. Esta asociación edita cada año un INDEX que incluye los trabajos publicados en las revistas europeas de Mineralogía (Bulletin de Minéralogie, Fortschritte der Mineralogie, Mineralogical Magazine, Rendiconti de la SIMP y Schweizerische und Petrographische Mitteilungen). En orden a ser incluidos en este Index el *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* irá modificando su formato y algunas normas de su edición, para conseguir la homologación con el resto de las revistas europeas.

Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía

Volumen 12, Parte 1, 1989

Directora: P. Fenoll Hach-Alí. Univ. Granada.

Comité Editorial: C. Ayora, Univ. Barcelona; C. Casquet, Univ. Comp. Madrid; J. M. García Ruiz, CSIC Granada; I. Gil Ibarra, Univ. País Vasco; J. M. Herrero, Univ. País Vasco; F. López Aguayo, Univ. Zaragoza; J. López Ruiz, CSIC Madrid; E. Martínez, Univ. Oviedo; M. Ortega, Univ. Granada; A. Pesquera, Univ. País Vasco; M. Rodríguez Gallego, Univ. Granada; F. Velasco, Univ. País Vasco; N. Velilla, Univ. Granada.

Inscripciones.- Esta Revista se envía directamente a todos los miembros de la sociedad que mantienen actualizada su cotización. Sin embargo, los no asociados y entidades que deseen obtenerla pueden solicitar su recepción mediante el pago de un abono de 2.500 Ptas por ejemplar, en concepto de costes de edición, dirigiéndose a la Secretaría: Sociedad Española de Mineralogía, C/ Alenza, 1 (Despacho 201), 28003-MADRID. Para inscribirse como socio los candidatos deberán cumplimentar su solicitud (Boletín de Inscripción), obligándose a pagar una cuota anual, lo que les dará derecho a asistir a las reuniones y recibir la documentación que periódicamente se distribuye entre los socios, incluido el Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía. Todo cambio de dirección deberá ser notificado al Secretario de la sociedad, para evitar la devolución de correspondencia.

Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía

Vol. 12-1

Periodicidad anual

I.S.S.N. 0210-6558

IX REUNIÓN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGÍA

Valladolid, 26-30 Junio, 1989

Volumen 12-1, 1989

(Resúmenes de Comunicaciones)

**Publicado por la Sociedad Española de Mineralogía y
la Sociedad Geológica de España, con la colaboración de
Universidad de Valladolid y
la Secretaría de Estado para Universidades e Investigación.**

**Sociedad Española de Mineralogía
Alenza, 1 – 28003 MADRID**

Sociedad Española de Mineralogía

Junta Directiva para el bienio 1988-1989:

Presidente: Emilio del Valle Menéndez
Vicepresidente: Purificación Fenoll Hach-Alí
Secretario: Javier García Guinea
Vicesecretario: Rogelio de la Vega Panizo
Tesorero: Gonzalo Cortiñas Bravo
Vocales: Jesús Miñana Saiz
Francisco Velasco Roldán
Manuel Caramés Lorite
Fernando Villegas Herrero
Rafael Arana Castillo
Francisco López Aguayo
Miguel Ortega Huertas
Jesús Martínez Frías

Comité Editorial 1988-89:

C. Ayora (Univ. Barcelona)
C. Casquet (Univ. Compl. Madrid)
J.M. García Ruiz (C.S.I.C. Granada)
I. Gil Ibarguchi (Univ. País Vasco)
J. M. Herrero (Univ. País Vasco)
F. López Aguayo (Univ. Zaragoza)
J. López Ruiz (C.S.I.C. Madrid)
E. Martínez (Univ. Oviedo)
M. Ortega (Univ. Granada)
S. Pesquera (Univ. País Vasco)
M. Rodríguez Gallego (Univ. Granada)
F. Velasco Roldán (Univ. País Vasco)
N. Velilla (Univ. Granada)

Los resúmenes que se publican en este número han sido presentados en la IX Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía que se celebró en Valladolid durante los días 26 al 30 de Junio de 1989.

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

Depósito Legal: GR 705-89

I.S.S.N. 0210-6558

Imprime: Copistería "La Gioconda", C/. Melchor Almagro (Granada)

IX REUNIÓN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGÍA

Comité Organizador

Area de Cristalografía y Mineralogía
Universidad de Valladolid

Fernando Rull Pérez
José Antonio de Saja Saez
Anselmo Acosta Echeverría
Carmelo Prieto Colorado
Jesús Medina García
Alejandro del Valle González (Secretario)

Comité de Honor

Excmo. Sr. Rector de la Universidad de Valladolid
Excmo. Sr. Consejero de Cultura y Bienestar Social (J.C. y L.)
Excmo. Sr. Presidente Diputación Provincial de Valladolid
Excmo. Sr. Decano de la Facultad de Ciencias de Valladolid

INDICE

MARTIN CALLEJA, J.; ALCANTARA, R. Y GARCIA-RUIZ, J.M. - Comparación de técnicas experimentales para la medida de la banda de metaestabilidad. Caso del KHT.....	1
ALCANTARA, R.; SANTOS, A.; MARTIN CALLEJA, J. Y GARCIA-RUIZ, J.M. - Morfología de equilibrio y morfología de crecimiento del bitartrato potásico.....	2
GOMEZ MORALES, J. Y RODRIGUEZ CLEMENTE, R. - Obtención de $AlPO_4$ tridimita a baja temperatura.....	3
PRIETO, M.; FERNANDEZ-DIAZ, L. Y LOPEZ-ANDRES, S. - La velocidad de sobresaturación como parametro determinante de los mecanismos de crecimiento en geles. Aplicación a los carbonatos y sulfatos de Sr y Ba.....	5
PEREZ SIRVENT, C.; ORTIZ GONZALEZ, R.; LOPEZ-AGUIAYO, F. Y ARANA, R. - Sistemas experimentales de sulfatos solubles: Fe (II), Fe (III), Al, Mg y Zn.....	6
RULL, F.; ALIA, J.M. Y VEINTIEMILLAS, S. - Estudio espectroscópico por IR y Raman de sulfatos dobles del tipo Langbeinita cristalizados a partir de soluciones hirvientes.....	7
FERNANDEZ-DIAZ, L.; ZAVALA, C.; SAN MIGUEL, A.; LOPEZ-ANDRES, S. Y PRIETO, M. - Crecimiento de cristales de anglesita y celestina en gel de sílice. Transferencia de masa y criterios de cristalización.....	9
SCHMIDT, S.Th.; PANIAGUA, A.; GRZETIC, I. Y PIESTIRYZNSKI, A. - Tl, As and Hg sulfides and sulfosalts as suitable microprobe reference material: Synthesis, analytical characterization and applications.....	10
PANIAGUA, A.; SCHMIDT, S.Th. Y KLEIN, D. - Synthetic chalcogenides, antimonides, and arsenides of precious metals as suitable microprobe reference material.....	11
GARCIA-RUIZ, J.M. - Registro material de estructuras autoorganizadas.....	12

NIETO, F.; MELLINI, M Y FOLIDORI, G - Naturaleza mineralógica de la denominada "oxiclorita" en rocas del complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas).....	13
PRIETO, A.C.; DUBESSY, J. Y CATHELINÉAU, M - Estudio y caracterización de cloritas trioctaédricas por espectroscopía Raman e Infraroja.....	15
MATA, M.P.; PEREZ LORENTE, F.; SORIANO, J. Y LOPEZ-AGUAYO, F. - Caracterización de cloritóides de la Sierra de los Cameros (Soria-La Rioja): Primeros datos analíticos.....	16
MELGAREJO, J.C. Y AYORA, C. - Escapolita en metasedimentos del Paleozoico inferior del Priorato, Cataluña.....	18
VIA CHICOTE, J.; BASTERRA RUIZ, R.; TASCÓN GARCIA, A.; GIL IBAREUCHI, I. Y ARRIBORTUA MARCAIDA, M.I. - Analcimas asociadas al vulcanismo intracretácico del sinclinal de Vizcaya (Flanco SW, Asua, Vizcaya).....	19
GONZALEZ MAÑAS, M. Y CABALLERO, M.A. - Caracterización por topografía de Rayos-X de los planos de composición de las maclas del Brasil en cristales sintéticos de cuarzo.....	20
ALIA, J.M. Y RULL, F. - Discusión sobre el papel estructural del agua de hidratación en el yeso y la basanita.....	21
ACOSTA, A.; ALIA, J.M.; PRIETO, A.C. Y RULL, F. - Caracterización estructural de talcos: aplicación a los talcos de Charches (Granada).....	22
PIZARRO, J.L.; DANCE, J.M.; VILLENEUVE, G. Y ARRIBORTUA, M.I. - Estudio de las propiedades magnéticas del mineral tavorita Li Fe (FO ₄) (CH, F) natural y sintético.....	23
MARTIN DE VIDALES, J.L.; ALIA, J.M.; GARCIA NAVARRO, F. Y RULL, F. - Caracteres estructurales de fases interestratificadas irregularmente Kerolita-estevensita.....	25
LA IGLESIA, A. Y ORDÓÑEZ, S. - Cristalinidad de las caolinitas en yacimientos de bauxitas carsticas del N.E. de España.....	27
URTIAGA GREAVES, M.K.; HIGUERO MENDIHE, A.; ARRIBORTUA MARCAIDA, M.I. ELORZA ZANUETA, J.J. - Estudio mineralógico y cristalográfico de las manifestaciones silíceas incluidas en materiales jurásicos de la Sierra de Aralar (NW de Navarra, España).....	28

IRABIEEN, M.J.; VELASCO, F. Y AROSTIEGUI, J. - Caracterización mineralógica y granulométrica de los sedimentos actuales del río Nervión (Vizcaya).....	30
GUERALT, I.; LLORENS, P.; PLANA, F. Y GALLART, F. - Dinámica mineral y geoquímica de sedimentos fluviales en suspensión. Cuenca de Izas (Pirineos).....	31
BALCAZAR, J.L.; SEGURA, M.; VIGIL, R.; CARENAS, B. Y SORIA, N. - Granulometría de los materiales relacionados con interrupciones sedimentarias en la "Facies Utrillas" de la región de Nuevalos.....	33
BALCAZAR, J.L.; SEGURA, M.; RUIZ, G.; VIGIL, R. Y CARENAS, B. - Análisis mineralógico de los sedimentos en "Facies Utrillas" de la región de Nuevalos (Zaragoza).....	34
MILLAN, A.; GARCIA GUINEA, J.; ARRIBAS, J.G. Y CALDERON, T. - Caracterización óptica de fluoritas españolas.....	35
LIFANTE, G. Y CALDERON, T. - Caracterización óptica de la esparraguina.....	36
PEREZ SIRVENT, C.; ORTIZ GONZALEZ, R.; ARANA, R.; LOPEZ AGUAYO, F. Y MANCHENO, M.A. - Determinación de sulfatos hidratados por fluorescencia de Rayos X.....	37
RODRIGUEZ-GORDILLO, J.; NAVARRETE-AGUILERA, C. Y GARATE-ROJAS I. - Estudio de los materiales, procesos de alteración y metodología restauradora en la portada de la Casa de Castril (Museo Arqueológico de Granada).....	39
SORIANO CARRILLO, J.; GARCIA CALLEJA, M.A. Y DE HENITO CABELLAS, A. - Estudio mineralógico de un hormigón antiguo.....	41
ALVAREZ PEREZ, A. Y PLANA LLEVAT, F. - Estudio y caracterización de calizas ornamentales utilizadas en época romana.....	43
ROS SALA, M.M.; ARANA, R. Y GALVEZ, J. - Minería y metalurgia en el asentamiento prehistórico de los Gavines (Hazzarrón, Murcia).....	44
ARRIBAS, J.G.; MILLAN, A.; SIBILIA, E. Y CALDERON, T. - Factores que afectan en la determinación del error asociado a la datación absoluta por termoluminiscencia: Fábrica de Ladrillos (Getafe).....	45
CORBELLA, M. Y MELGAREJO, J.C. - Características mineralógicas y texturales de fosfatos de las pegmatitas graníticas del Cap de Creus (Pirineo oriental catalán).....	46

PESQUERA, A.; VELASCO, F. Y FONTAN, F. - Mineralogía y geoquímica de la pegmatita híbrida de Añarbe (Macizo paleozoico de Cinco Villas, Pirineos Vascos).....	48
RODA, E.; VELASCO, F. Y PESQUERA, A. - Aspectos mineralógicos de las pegmatitas de la Fregeneda (Salamanca).....	50
ONDARROA, C. Y PESQUERA, A. - Estado estructural y composición de feldespatos alcalinos de pegmatitas asociadas a materiales metamórficos de alto grado (Macizo de Ursuya, Pirineos Vascos).....	52
GIL, P.P.; CRESPO, J.; VELASCO, F. Y CASARES, M.A. - Mineralizaciones de hierro asociadas a calcarenitas de edad albiense: Mina de Dícido (Cantabria).....	54
FERNANDEZ FERNANDEZ, A. Y MORO BENITO, M.C. - Estudio de las magnetitas de Latedo: Contribución al conocimiento geológico y metalogénico de las mineralizaciones de Fe asociadas a los materiales ordovícicos de la provincia de Zamora.....	56
LAGO, M.; AMIGO, J.M. Y POCCHI, A. - Características composicionales y geotermométricas de clinopiroxenos en doleritas triásicas ("ofitas") del area de "El Grado-Aguinaliu" (Provincia de Huesca).....	57
LAGO, M.; AMIGO, J.M.; TORRES, J.A.; BAMEO, C.; HIDALGO, M.A. Y POCCHI, A. - Características composicionales y geotermométricas de piroxenos en rocas calco-alcalinas, stephaniense-pérmicas en la Cadena Ibérica (Provincia de Teruel).....	59
LAGO, M.; TORRES, J.A.; BAMEO, C.; HIDALGO, M.A. Y POCCHI, A. - Caracteres composicionales de xenocristales de granates en rocas calco-alcalinas, stephaniense-pérmicas, del sector de la depresión del Camarás y el anticlinal de Montalbán (Provincias de Zaragoza y Teruel).....	61
GIL ACERO, M. Y MORO BENITO, M.C. - Geología y mineralogía de los niveles calcosilicatados con scheelita interestratificados en el complejo Esquisto-Graváquico de Villalcampo (Zamora).....	63
HERNANDEZ SANCHEZ, E. Y MORO BENITO, M.C. - Las mineralizaciones de Sn asociadas a la zona de cizalla dextra del complejo granítico-metamórfico de Villaseco-Pereruela (Zamora).....	65
GIL ACERO, M.; HERNANDEZ SANCHEZ, E. Y MORO BENITO M.C. - Relaciones genéticas entre las mineralizaciones de Sn (W y P) del complejo Esquisto-Graváquico de Villalcampo y las de Sn del Complejo Granítico laminar de Villaseco-Pereruela.....	67

REGUILON ERAGADO, R.M. Y ARRIBAS MORENO, A. - Geología y geoquímica del granito de Montánchez (Cáceres).....	68
REGUILON ERAGADO, R.M. Y ARRIBAS MORENO, A. - Contenido y distribución del U y el Th en el granito de Montánchez (Cáceres).....	69
SUBIAS, I.; FERNANDEZ-NIETO, C. Y GONZALEZ LOPEZ, J.M. - Estudio estratigráfico y mineralógico del devónico y carbonífero de Sallent de Gallego (Huesca).....	70
LOPEZ GALINDO, A. Y MARTIN ALGARRA, A. - Las arcillas del cretácico medio de los flyschs de Ubrique y del corredor del Boyar (Complejo del Campo de Gibraltar).....	72
MANGAS VITUOLA, J. Y ARRIBAS MORENO, A. - Características de los fluidos hidrotermales asociados a los filones de cuarzo con Sn y W del yacimiento de San Finx, La Coruña, España.....	74
GARCIA IGLESIAS, J. Y LOREDO PEREZ, J. - Estudio mineralógico y textural en la zona de alteración supergénica del yacimiento de sulfuros complejos ("Mina Antonia", Los Oscos, Asturias).....	76
GUTIERREZ, J.L.; PANIAGUA, A.; RODRIGUEZ-PEVIDA, L.S. Y LUGUE, C. - An example of hydrothermal zoning between As-Sb-Au and Hg mineralizations in the Cantabrian Zone (N. Spain): The Pedrosa del Rey area, NE Leon.....	77
GIL, P.P.; CRESPO, J.; VELASCO, F. Y CASARES, M.A. - Evolución diagenética temprana de las calcarenitas albienses asociadas a la mineralización de hierro de Dicedo (Cantabria).....	78
GIL, P.P.; MELENDEZ, J. Y VELASCO, F. - Mineralizaciones secundarias de hierro asociadas a los yacimientos de siderita del anticlinorio de Bilbao.....	79
CANALS, A.; CARDELLACH, E. Y AYORA, C. - La Mina Eugenia (Pb-Zn-Ag) (Bellmunt del Priorat, Tarragona) geoquímica de los fluidos y mecanismos de formación.....	80
FERNANDEZ-NIETO, C.; SUBIAS, I. Y GONZALEZ LOPEZ, J.M. - El yacimiento filoniano de Valdeplata (Calcena, Zaragoza).....	82
SUBIAS, I. Y FERNANDEZ-NIETO, C. - El yacimiento de Pb-Zn de Yenefrito (Panticosa, Huesca).....	84
GONZALEZ, A.; LUNAR, R. Y LOPEZ GARCIA, J.A. - Las mineralizaciones epitermales de Ba-(F-Pb-Cu-Ag) de la zona de	

Navalagamella (S.C.E.): Aspectos geológicos, geoquímicos y microtermométricos.....	86
MAYOR, N.; LUNAR, R. Y OYARZUN, R.- Mineralizaciones de Ba-Pb-Zn-Cu-(F) en el sector del embalse de San Juan (Sistema Central, Madrid).....	88
GUMIEL, J.C.; QUILEZ, E. Y VINDEL, E.- El yacimiento de W-Sn-Bi-Mo de San Nicolás (Valle de la Serena): Evolución de los fluidos mineralizadores.....	89
SAINZ DE BARANDA, B. Y LUNAR, R.- Mineralizaciones de Zn-Pb-Cu asociadas a materiales volcánicos devónicos en el sinclinal de Almadén (Ciudad Real).....	90
GERVILLA, F.; FENOLL, P.; TORRES-RUIZ, J. Y LABLANC, M.- Peculiaridades de las mineralizaciones de la Mina de San Juan (Los Jarales, Carratraca), en el contexto de los depósitos de cromita-arseniuros de Ni de los macizos ultramáficos Bético-Rifeños.....	91
GIMENO, D.; MARINI, C. Y SISTU, G.- Mineralizaciones fosfático-baríticas (+sulfuros) en litofacies carbonáticas condensadas devónicas del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia).....	93
GIMENO TORRENTE, D.- Génesis de rocas epiclásticas a partir de la erosión de domos ácidos submarinos. Un ejemplo del paleozoico del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia).....	95
PEDRAZUELA GONZALEZ, F.- Estudio del criadero de scheelita "la Pirámide"; en el sistema central español; notas sobre la concentración del mineral.....	97

INDICE DE AUTORES

ACOSTA, A.	22
ALCANTARA, R.	1,2
ALIA, J.M.	7,21,22,25
ALVAREZ PEREZ, A.	43
AMIGO, J.M.	57,59
ARANA, R.	6,37,44
AROSTEGUI, J.	30
ARRIBAS MORENO, A.	68,69,74
ARRIBAS, J.G.	35,45
ARRIORTUA MARCAIDA, M.I.	19,23,28
AYORA, C.	18,80
BALCAZAR, J.L.	33,34
BAMBO, C.	59,61
BASTERRA RUIZ, R.	19
DE BENITO CAÑELLAS, A.	41
CABALLERO, M.A.	20
CALDERON, T.	35,36,45
CANALS, A.	80
CARDELLACH, E.	80
CARENAS, B.	33,34
CASARES, M.A.	54,78
CATHELINEAU, M.	15
CORBELLA, M.	46
CRESPO, J.	54,78
DANCE, J.M.	23
DUBESSY, J.	15
ELORZA ZANDETA, J.J.	28
FENOLL HACH-ALI, P.	91
FERNANDEZ-DIAZ, L.	5,9
FERNANDEZ FERNANDEZ, A.	56
FERNANDEZ NIETO, C.	70,82,84
FONTAN, F.	48
GALLART, F.	31
GALVEZ, J.	44
GARATE-ROJAS, I.	39
GARCIA CALLEJAS, M.A.	41
GARCIA GUINEA, J.	35
GARCIA IGLESIAS, J.	76

GARCIA NAVARRO, F.	25
GARCIA RUIZ, J.M.	1,2,12
GERVILLA LINARES, F.	91
GIL ACERO, M.	63,67
GIL IBARGUCHI, I.	19
GIL, P.P.	54,78,79
GIMENO, D.	93,95
GOMEZ MORALES, J.	3
GONZALEZ LOPEZ, J.M.	70,82
GONZALEZ MAÑAS, M.	20
GONZALEZ, A.	86
GRZETIC, J.	10
GUMIEL, J.C.	89
GUTIERREZ, J.L.	77
HERNANDEZ SANCHEZ, E.	65,67
HIDALGO, M.A.	59,61
HIGUERO MENDIBE, A.	28
IRABIEN, M.J.	30
LA IGLESIA, A.	27
LAGO, M.	57,59,61
LEBLANC, M.	91
LIFANTE, G.	36
LOPEZ-AGUAYO, F.	6.16.37
LOPEZ ANDRES, S.	5.9
LOPEZ GALINDO, A.	72
LOPEZ GARCIA, A.	86
LOREDO PEREZ, J.	76
LUNAR, R.	86,88,90
LUQUE, C.	77
LLORENS, P.	31
KLEIN, D.	11
MANCHEÑO, M.A.	37
MANGAS VIÑUELA, J.	74
MARTIN ALGARRA, A.	72
MARTIN CALLEJA, J.	1,2
MARTIN DE VIDALES, J.L.	25
MARINI, C.	93
MATA, M.P.	16
MAYOR, N.	88
MELENDEZ, J.	79
MELGAREJO, J.C.	18,46
MELLINI, M.	13
MILLAN, A.	35,45
MORO BENITO, M.C.	56,63,65,67
NAVARRETE-AGUILERA, C.	39
NIETO, F.	13

ONDARROA, C.	52
ORDOÑEZ, S.	27
ORTIZ GONZALEZ, R.	6, 37
OYARZUN, R.	88
PANIAGUA, A.	10, 11, 77
PERERUELA GONZALEZ, F.	97
PEREZ LORENTE, F.	16
PEREZ SIRVENT, C.	6, 37
PESQUERA, A.	48, 50
PIESTRYZNSKI, A.	10
PIZARRO, J.L.	23
PLANA LLEVAT, F.	31, 43
POCOVI, A.	57, 59, 61
POLIDORI, G.	13
PRIETO, A.C.	15, 22
PRIETO, M.	5, 9
QUERALT, J.	31
QUILEZ, E.	89
REGUILON BRAGADO, R.M.	68, 69
RODA, E.	50
RODRIGUEZ CLEMENTE, R.	3
RODRIGUEZ-GORDILLO, J.	39
RODRIGUEZ PEVIDA, L.S.	77
ROS SALA, M.M.	44
RUIZ, G.	34
RULL, F.	7, 21, 22, 25
SAINZ DE BARANDA, B.	90
SANTOS, A.	2
SAN MIGUEL, A.	9
SCHMIDT, S. Th.	10, 11
SEGURA, M.	33, 34
SIBILIA, E.	45
SISTU, G.	93
SORIA, N.	33
SORIANO, J.	16, 41
SUBIAS, I.	70, 82, 84
TASCON GARCIA, A.	19
TORRES-RUIZ, J.	91
TORRES, J.A.	59, 61
URTIAGA GREAVES, M.K.	28
VEINTEMILLAS, S.	7
VELASCO, F.	30, 48, 50, 54, 78,
VIA CHICOTE, J.	19
VIGIL, R.	33, 34
VILLENEUVE, G.	23
VINDEL, E.	89
ZABALA, C.	9

COMPARACION DE TECNICAS EXPERIMENTALES PARA LA MEDIDA DE LA BANDA DE METAESTABILIDAD. CASO DEL KHT.

MARTIN CALLEJA, J. (1); ALCANTARA, R. (1) y GARCIA-RUIZ J.M. (2)
(1) Dpto. de Química Física. Univ. de Cádiz.
(2) Instituto Andaluz de Geología Mediterranea. CSIC-Univ. de Granada.

La banda de metaestabilidad y el tiempo de inducción son variables fundamentales para el estudio de la cinética de precipitación en soluciones sobresaturadas (Nyvlt 1982). Dichas variables dependen de propiedades intrínsecas del sistema estudiado, pero desgraciadamente tienen también una fuerte componente asociada a la técnica experimental usada para determinarlas. Como paso previo en el estudio de la conducta de nucleación y crecimiento de cristales de bitartrato potásico (KHT), se han realizado un conjunto de experiencias que se reúnen en dos apartados:

1) Caracterización físico-química de las soluciones hidroalcohólicas de KHT, en particular, la relación entre las variables siguientes: grado alcohólico, concentración, pH, conductividad y temperatura.

2) Estudio de la eficacia de distintos métodos para la medida del tiempo de inducción y de la banda de metaestabilidad. Estos métodos se agrupan en dos tipos: a) variación de propiedades electroquímicas (conductividad y pH) y b) variación de propiedades ópticas (inspección visual, transmisión y dispersión). Se describe el dispositivo experimental diseñado para aplicar simultáneamente los cinco métodos y se discuten la sensibilidad y fiabilidad de cada uno de ellos, así como los límites de resolución alcanzables con diseños más sofisticados.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

NYVLT, J. (1982): Industrial Crystallization. Verlag Chemie. Weinheim. 180 p.

MORFOLOGIA DE EQUILIBRIO Y MORFOLOGIA DE CRECIMIENTO DE BITARTRATO POTÁSICO

ALCANTARA, R. (1); SANTOS, A. (2); MARTIN CALLEJA, J. (1) y GARCIA-RUIZ, J.M.(3).

(1) Dpto. de Química Física. Univ. de Cádiz.

(2) Dpto. de Estructura y Propiedades de los Materiales. Univ. de Cádiz.

(3) Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. CSIC-Univ. de Granada.

El estudio de la modificación del hábito de crecimiento de un cristal como consecuencia de la presencia de impurezas exige, obviamente, el conocimiento de su morfología teórica, esto es, aquella que viene determinada exclusivamente por la dependencia angular de la energía específica de superficie.

En varios aspectos de las técnicas de estabilización de vinos a la precipitación del bitartrato potásico (KHT) se sospecha que las sustancias organolépticas que están contenidas en el vino pueden actuar como impurezas activadoras del proceso de crecimiento de cristales de KHT. Por ello, con objeto de evaluar el efecto de dichas impurezas sobre las diferentes caras de un cristal de KHT, se ha realizado un análisis de la morfología teórica de equilibrio del bitartrato potásico mediante el uso de tres aproximaciones al problema: a) ley de Bravais, b) ley de Donnay-Harker y c) análisis de las cadenas de enlace periódico (PBC's). Se comparan los tres resultados con la morfología de crecimiento descrita en la literatura y con los obtenidos por los autores en condiciones próximas y lejanas al equilibrio. Se han estudiado las figuras de corrosión y de crecimiento en diversas caras del KHT y su relación con la estructura superficial de dichas caras. Asimismo, se introduce el concepto de secuencia morfológica de crecimiento y se aplica al caso concreto del bitartrato potásico.

OBTENCION DE $AlPO_4$ TRIDIMITA A BAJA TEMPERATURA.

GOMEZ MORALES, J. y RODRIGUEZ CLEMENTE, R.
Instituto de Ciencia de Materiales (CSIC). Barcelona.

A partir de soluciones acuosas de dihidrógeno fosfato potásico KH_2PO_4 y nitrato de aluminio $Al(NO_3)_3$ en concentraciones ≤ 0.2 M a $pH \leq 2.5$ (HNO_3) se obtienen diversas fases del fosfato de aluminio (variscita, tridimita, berlinita) dependiendo de la temperatura y la presión.

En la literatura existen referencias donde se detallan las condiciones de síntesis de estas fases y los campos de estabilidad termodinámica. No hemos encontrado antecedentes sobre la síntesis de $AlPO_4$ tridimita a $80^\circ C$, si bien se ha indicado que el K^+ favorece esta forma por ocupar posiciones intersticiales para la neutralidad eléctrica (R. Liang et al., 1985).

La evolución del pH durante la síntesis de variscita y tridimita (ascenso y posterior caída) sugiere procesos de nucleación con formación de partículas muy pequeñas y gran superficie específica en la que suceden fenómenos de adsorción de H^+ . Este comportamiento de los fosfatos de aluminio es debido a la existencia de posiciones ácidas y básicas superficiales, por lo que han sido utilizados como catalizadores (Kearby, 1961; Alberola y Marinas, 1969).

Los sólidos fueron identificados y caracterizados por

difracción de rayos X (método de polvo) y microscopía electrónica de barrido. El tamaño de partícula y potencial zeta fué medido con un dispositivo zeta-sizer. Los resultados obtenidos por medio de estas técnicas revelan que el método de síntesis es adecuado para la obtención de fosfato de aluminio monodisperso de tamaño de grano ($0.5 < \phi < 1$) μ .

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

ALBEROLA, A., MARINAS, J.M. (1969): El fosfato de aluminio como catalizador y soporte. I. Síntesis y características superficiales. Anales de Química LXV, 1001-1006.

KEARBY, K. (1961): Actes du Deuxième Congrès International de Catalyse, Editions Technip, Paris, vol. 2, 2567. Citado por Alberola y Marinas (1969).

LIANG, R. (1985): $AlPO_4$ Tridymite stabilized with $KMgPO_4$. Mat. Res. Bull. 20, 1253-1256.

LA VELOCIDAD DE SOBRESATURACIÓN COMO PARAMETRO DETERMINANTE DE LOS MECANISMOS DE CRECIMIENTO EN GELES. APLICACION A LOS CARBONATOS Y SULFATOS DE Sr Y Ba.

PRIETO, M.; FERNANDEZ-DIAZ, L. y LOPEZ-ANDRES, S.
Dpto. Cristalografía y Mineralogía. Univ. Complutense. Madrid.

El crecimiento de cristales en geles se caracteriza porque tiene lugar en un sistema no homogéneo en el que existen gradientes macroscópicos de concentración y variación de las condiciones de borde a lo largo del tiempo. Ello determina la evolución continua de la sobresaturación. Asimismo, el transporte ejerce un control cinético sobre los procesos de nucleación y crecimiento.

La evolución espacio-temporal de la sobresaturación permite traspasar sucesivos valores críticos de este parámetro. De este modo, los mecanismos de crecimiento se suceden (crecimiento continuo, crecimiento por nucleación bidimensional y por dislocaciones helicoidales). Cada mecanismo de crecimiento lleva asociada una respuesta morfológica (cristales dendríticos, esqueléticos, en tolva, idiomorfos...), por lo tanto la técnica de crecimiento en geles permite obtener sucesiones temporales y/o espaciales de morfologías de crecimiento.

Se han estudiado las morfologías de crecimiento de cristales de carbonatos y sulfatos de Bario y de Estroncio, mediante Microscopía Óptica y Microscopía Electrónica de Barrido (S.E.M.). La evolución morfológica observada se ha podido interpretar en base a la evolución de las condiciones de cristalización, especialmente de la sobresaturación y de la velocidad de sobresaturación. En el caso de los sulfatos de Bario y Estroncio, se han sucedido los tres mecanismos de crecimiento antes mencionados, mientras que los cristales de carbonatos solo muestran morfologías derivadas de crecimiento continuo y por nucleación bidimensional.

Asimismo, se ha estudiado la densidad de nucleación en las distintas experiencias. El valor alcanzado varió en función de la concentración de las soluciones madre empleadas. Este fenómeno se interpreta en base a los valores de la velocidad de sobresaturación.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS:

- PRIETO, M.; LOPEZ-ACEVEDO, V.; FERNANDEZ-DIAZ, L.; ARRIBAS, J.G.; VIEDMA, C.; MARTIN-VIVALDI, J.L. y LOPEZ-ANDRES, S. (1989): Desarrollo ontogénico y morfologías internas en cristales crecidos en sistemas difusivos. En: Los modelos geométricos y la Ciencia de Materiales. (Edt: Balcazar y Martínez-Carrera) (En prensa).
- SUNAGAWA, I. (1982): Morphology of crystals in relation to growth conditions. Estudios Geológicos, 38, 127-134.

SISTEMAS EXPERIMENTALES DE SULFATOS SOLUBLES: Fe (II), Fe (III), Al, Mg y Zn.

PEREZ SIRVENT, C.(1); ORTIZ GONZALEZ, R.(2); LOPEZ AGUAYO, F. (3) y ARANA, R. (1).

(1) Dpto. de Química Agrícola, Geología y Edafología. Univ. de Murcia.

(2) Servicio Universitario de Instrumentación Científica. Univ. de Murcia.

(3) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Univ. de Zaragoza.

En conexión con los estudios que se llevan a cabo en los distritos mineros de Mazarrón y Sierra Almagrera sobre los procesos de alteración supergénica y contaminación en escombreras y otros vertidos, se han planteado unas experiencias en medios confinados para conocer el comportamiento de distintas parejas de cationes frente al ión sulfato y a pH próximos a los que existen en el medio natural.

A partir de soluciones 1 M en sulfatos, se han preparado disoluciones con distintas relaciones molares entre las parejas de cationes elegidas, con valores comprendidos entre 5/1 a 0.9/1. A lo largo de varias semanas (4 a 8) y una vez iniciada la cristalización, se tomaron muestras con una frecuencia variable hasta obtener una cristalización completa. El muestreo se efectuó con una microjeringa, recogiendo volúmenes de 20 μ l, con objeto de alterar lo mínimo posible el proceso.

Si se dan las relaciones molares propicias, tiene lugar la formación de sulfatos dobles de elementos divalentes y trivalentes, apareciendo como fases precipitadas halotrichita, dietrichita, pickeringita y otras. Las secuencias de precipitación observadas corresponden claramente a los productos de solubilidad de los distintos elementos involucrados. En general precipitan los sulfatos con mayor grado de hidratación, salvo en algunos casos en medios muy ácidos, en que los de Fe(II) y Zn cristalizan solo con una molécula de agua.

Las fases identificadas por DRX en los productos de cristalización son las siguientes: alunógeno, khademita, halotrichita, romboclasa, rozenita, szomolnokita, guningita, hexahidrita, kieserita, pickeringita, dietrichita y coquimbita.

Estas mismas especies aparecen en los materiales de las escombreras al pie de las labores mineras y también en el residuo seco de las aguas ácidas que lixivian toda la zona.

ESTUDIO ESPECTROSCOPICO POR IR Y RAMAN DE SULFATOS DOBLES DEL TIPO LANGBEINITA CRISTALIZADOS A PARTIR DE SOLUCIONES HIRVIENTES.

RULL, F.(1); ALIA, J.M. (2); Y VEINTEMILLAS, S. (3).

(1) Lab. Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias. Valladolid.

(2) Lab. Edafología y Cristalografía. Universidad de Castilla la Mancha. Ciudad Real.

(3) Instituto de Ciencia de Materiales. CSIC. Barcelona.

Los métodos de crecimiento en solución acuosa de langbeinita no han permitido hasta el presente obtener monocristales de tamaño centimétrico. Ello se debe fundamentalmente a dos factores:

- a) La alta energía de deshidratación del ión divalente
- b) La existencia de un coeficiente de solubilidad negativo.

El primer factor condiciona fuertemente la cinética debido a la diferencia entre el entorno del ión divalente en la solución acuosa y en el cristal. El segundo factor favorece la nucleación parásita a medida que se aumenta la temperatura.

Todo esto sugiere, que una técnica de crecimiento adecuado para esta serie de sulfatos dobles debe ponderar el incremento de temperatura necesario para obtener la fase anhidra a una velocidad razonable con el efecto negativo de la nucleación parásita debido a este incremento de temperatura.

Por ello, se ha elegido la técnica de crecimiento en soluciones hirvientes y se ha emprendido la cristalización de la serie $M_2N_2(SO_4)_3$ donde $M = K^+, NH_4$ y $N = Mn^{2+}, Mg^{2+}$ y Cd^{2+} .

Se ha partido de los diagramas de fases que definen el campo de estabilidad de las diferentes fases, obtenidos de la literatura (1) y de los obtenidos por M. Sarrió y L. Mestres (2) de la Universidad de Barcelona.

A fin de aumentar el rango de sobresaturación alcanzable se ha diseñado un montaje especial en el que la resistencia calefactora se monta lateralmente, manteniendo una zona fría de solución en el fondo del reactor de forma que los núcleos parásitos se disuelvan al llegar al fondo del cristalizador.

El resultado de tal montaje es la formación de costras de cristales interpenetrados bien cristalizados y tamaño milimétrico

muy superiores a los obtenidos por precipitación normal a alta sobresaturación y por tanto aptos para su estudio espectroscópico.

Los resultados obtenidos por espectroscopía Raman e IR nos han permitido realizar un análisis del entorno de los iones SO_4 en dichos cristales. Este análisis ha sido comparado con uno similar realizado sobre las fases hidratadas de las mismas sales.

Se discute también, el papel del agua de hidratación en la estructura sobre todo, el efecto de apantallado en la interacción catión-anión.

Referencias

- 1.- A.Hidalgo López ,R.Rodríguez Clemente
Cristalización de la langneinita $\text{K}_2\text{Mg}_2(\text{SO}_4)_3$:Parámetros.
Bol.Soc.Esp.Min. Vol.9. (1986) 207-215
- 2.- M.Sarrió,L.Mestres (Comunicación Privada).

CRECIMIENTO DE CRISTALES DE ANGLÉSITA Y CELESTINA EN GEL DE SILICE. TRANSFERENCIA DE MASA Y CRITERIOS DE CRISTALIZACIÓN.

FERNANDEZ-DIAZ, L.; ZAVALA, C.; SAN MIGUEL, A.; LOPEZ-ANDRES, S. Y PRIETO, M.

Dpto Cristalografía y Mineralogía. Univ. Complutense. Madrid.

La nucleación en el crecimiento de cristales en geles es un fenómeno complejo que está controlado por numerosos parámetros. El establecimiento de hipótesis rigurosas que justifiquen la posición espacial del primer precipitado en la columna de difusión ha de estar basado en un estudio de la transferencia de masa y de la evolución del pH en el sistema. A partir de estos datos es posible determinar la distribución de iones libres, asociaciones iónicas y sobresaturación a lo largo de la columna de difusión.

En el presente trabajo la testificación experimental de la transferencia de masa sirve de vehículo para establecer unos "criterios de cristalización" que unidos a la sobresaturación permitan interpretar la posición del primer precipitado en el caso de la cristalización de anglesita y celestina en gel de sílice.

El dispositivo experimental consiste en un sistema doble difusión-reacción (Hensch, 1970). Los reactivos empleados han sido $Pb(NO_3)_2$ (0.5, 0.3 y 0.1 M) y Na_2SO_4 (0.5, 0.3 y 0.1 M) en el caso de la anglesita y $SrCl_2$ (0.5, 0.3 y 0.1 M) y Na_2SO_4 (0.5, 0.3 y 0.1 M) en el de la celestina. Con el objeto de modificar la velocidad de sobresaturación, las experiencias se han realizado con columnas de difusión de diferentes longitudes (28, 12 y 7 cm.).

La testificación de la transferencia de masa y el cálculo de la sobresaturación en el sistema se ha llevado a cabo siguiendo un protocolo descrito por Prieto et al. (1987).

Asimismo, se ha estudiado la influencia de la sobresaturación y la velocidad de sobresaturación en la cinética de nucleación y en la morfología de crecimiento de los cristales obtenidos.

El carácter de sistema abierto del sistema empleado determina que las condiciones de cristalización se modifiquen a lo largo del tiempo y del espacio. Dicha evolución queda reflejada en diferentes estadios morfológicos que se interpretan como resultado de cambios en el mecanismo de crecimiento, siguiendo el modelo de Sunagawa (1982).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

HENSCH, H.K. (1970): *Crystal growth in gels*. The Pennsylvania University Press. University Park.

PRIETO, M.; VIEDMA, C.; LOPEZ-ACEVEDO, V.; MARTIN-VIVALDI, J.L. y LOPEZ-ANDRES, S. (1987): Evaluación de la sobresaturación en el crecimiento de cristales en geles: Aplicación al $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (Yeso). Bol. Soc. Esp. Mineral., 10-2, 261-269.

TL, AS AND HG SULFIDES AND SULFOSALTS AS SUITABLE MICROPROBE REFERENCE MATERIAL: SYNTHESIS, ANALYTICAL CHARACTERIZATION AND APPLICATIONS.

SCHMIDT, S. TH.; PANIAGUA, A.; GRZETIC, I. Y PIESTRYZNSKI, A.
Mineralogisch-Petrographisches Institut. Heidelberg. West Germany.

A need of suitable microprobe reference materials for sulfides and sulfosalts has been recognized during the study of different ore deposits with complex parageneses. Well-defined reference material for silicates and carbonates is easily available, for example, from the Smithsonian Institute (Jarosewich & Macintyre, 1983 and Jarosewich et al., 1980) but homogenous standards for sulfides and sulfosalts are difficult to achieve.

In spite of improved correction procedure of the electron microprobe analysis it is still important that the composition of the analyzed mineral approximates the composition of the reference material. This was especially noticed during the analysis of complex sulfides and sulfosalts.

During the analysis of thallium, arsenic and mercury sulfosalts the conventional standards for thallium (TlI and Tl_2O_3) and mercury (cinnabar) showed significant instability under the microprobe beam. In addition, the composition of the reference material was not close to the analyzed samples. Natural lorandite ($TlAsS_2$) for Tl and As and livingstonite ($HgSb_4S_8$) for Hg have proved to be particularly stable during analysis. Applying standard technique (Moh & Taylor, 1971) these minerals and related compounds as weissbergite ($TlSbS_2$), imiterite (Ag_2HgS_2) and $AgTlS_x$ were synthesized in order to achieve homogenous standards.

The synthesized material was checked using the following techniques. (1) optical microscopy, (2) X-ray diffraction, (3) DTA, (4) SEM, and (5) test of homogeneity (sigma ratio) and stability under the microprobe beam.

The selected synthesized standards were used for the analysis of major and trace elements in sulfides and sulfosalts of epithermal precious metal deposits and proved to be also particularly successful in detecting low concentrations of Hg and Tl under critical conditions of analysis, i.e. high acceleration voltage (30KV), high sample current (100 nA), and long counting times (100-300 sec).

Jarosewich, E. & Macintyre, I.G. (1983) Carbonate reference samples for electron microprobe and scanning electron microscope analyses. *J. Sed. Petrol.*, v. 53, p. 677-678.

Jarosewich, E., Nelen, J.A. & Norberg, J.A. (1980) Reference samples for electron microprobe analyses. *Geostandards Newsletter*, v. 4., p. 43-47.

Moh, G.H. & Taylor, L.A. (1971) Laboratory techniques in experimental sulfide petrology. *N. Jb. Miner., Monatshefte*, p. 450-459.

SYNTHETIC CHALCOGENIDES, ANTIMONIDES, AND ARSENIDES OF PRECIOUS METALS AS SUITABLE MICROPROBE REFERENCE MATERIAL.

PANIAGUA, A.; SCHMIDT, S. TH. Y KLEIN, D.

Mineralogisch-Petrographisches Institut. Heidelberg. West Germany.

The research of precious metal deposits involves the recognition of precious metals as major or trace elements in the structure of ore minerals, especially sulfides and related compounds. At present, this is mainly done by microanalytical techniques, specially by means of the electron microprobe analyzer.

Pure metals and alloys of precious metals are generally used for reference material. However, their use in the analysis of sulfides is problematic, in addition to the matrix effects, because the metals display different oxidation state in sample and standard generating systematic errors. This is particularly critical in the analysis of trace elements.

For this reason, a number of chalcogenides, antimonides and arsenides of Au, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir and Os have been synthesized using the dry silica-tube technique (Moh & Taylor, 1971). The synthesized material was checked using the following techniques. (1) optical microscopy, (2) X-ray diffraction, (3) DTA, (4) SEM, and (5) test of homogeneity (sigma ratio) and stability under the microprobe beam.

The selected standards were tested using an ARL-SEMQ microprobe at the University of Heidelberg, West Germany and a Camexa SX microprobe at the University of Oviedo, Spain. Samples from the Ramdohr Collection and from ongoing projects at our Institute, i.e. sulfides of deposits from Sudbury, Canada; Norel'sk-Talnakh, USSR; Bushveld, South Africa; and Ronda, Spain; as well as sulfides from epithermal precious metal deposits in the Central Massive, France; the Cantabrian Zone, Spain; and the Andean Cordillera were used.

MOH, G.H. & TAYLOR, L.A. (1971) Laboratory techniques in experimental sulfide petrology. N. Jb. Miner., Monatshefte, p. 450-459.

REGISTRO MATERIAL DE ESTRUCTURAS AUTOORGANIZADAS

GARCIA-RUIZ, J.M.

Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. CSIC-Univ.de Granada.

Los mecanismos que llevan a la emergencia de estructuras auto-organizadas en medios inicialmente homogéneos es actualmente un objeto de estudio intensivo. Reacciones químicas oscilatorias que ocurren en condiciones alejadas del equilibrio, inestabilidades en dinámica de fluidos, agregaciones controladas por difusión, etc., producen patterns auto-organizados con simetría no cristalográfica que habitualmente son caducos e inestables. El registro material de dichas estructuras permitirá un mejor conocimiento de sus leyes de formación y la posibilidad de simular en el laboratorio estructuras y texturas producidas en la naturaleza mediante procesos de auto-organización. La producción en el laboratorio de formas perennes de dichas estructuras necesita de ciertos requerimientos que son estudiados en esta comunicación. Se presentan a modo de ejemplo diferentes aplicaciones en el campo de la mineralización en medios biológicos y geológicos.

NATURALEZA MINERALÓGICA DE LA DENOMINADA "OXICLORITA" EN ROCAS DEL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE (CORDILLERAS BÉTICAS).

NIETO, F.(1); MELLINI, M. (2) Y POLIDORI, G. (2).

(1) Instituto Andaluz de Geología Mediterránea y Dpto. de Mineralogía y Petrología. CSIC- Univ. de Granada.

(2) Dpto. di Scienze della Terra. Univ. Perugia. Italia.

En el Manto o Unidad del Veleta del Complejo Nevado-Filabride (zonas internas de las Cordilleras Béticas) existe un mineral formador de rocas, de características ópticas muy semejantes a la biotita, interpretado hasta ahora como "oxiclorita", de acuerdo con lo establecido por Chatterjee (1966). Frecuentemente forma parte de la paragénesis principal de la roca, y ópticamente aparece en cristales discretos o intercrecido con clorita a escalas diversas. Gomez Pugnaire y Franz (1988) lo han interpretado como clorita con Fe^{3+} , aunque encuentran en los análisis cantidades variables de K que atribuyen a una fase intercrecida a escala inferior a la resolución espacial de la Microsonda Electrónica.

Con objeto de determinar la verdadera naturaleza mineralógica de este filosilicato, así como sus implicaciones en la interpretación geológica de la región, se ha realizado un estudio, combinando diversas técnicas. Se han detectado dos situaciones distintas no necesariamente incompatibles a nivel de muestra y completamente indistinguibles por medios ópticos:

1) Diagramas de difracción de rayos X (polvo) correspondientes a una clorita mayoritaria y a una fase tipo mica minoritaria, con análisis de microsonda coherentes con una clorita contaminada por K. La observación mediante HRTEM, con microanálisis EDX incorporado, revela que se trata de clorita con láminas de biotita intercrecida a nivel de muy pocas celdillas elementales, normalmente una o dos, en proporción inferior al 5%. En algunas zonas se puede apreciar la presencia de una fase de alteración, tipo esmectita.

2) Diagramas de difracción que presentan una serie no racional de espaciados basales entre 15.9 y 16.5 Å, con todas las características descritas por Reynolds (1988) para un interestratificado irregular. Los análisis de Microsonda responden a los de una clorita, con menores cantidades de K que en el apartado anterior, y una suma de óxidos netamente inferior, interpretable en términos de un contenido en H_2O variable entre 15 y 20%. Mediante HRTEM se observa que se trata de una fase de baja cristalinidad con un espaciado aproximado de 16Å y composición tipo clorita. Del conjunto de datos de las diversas técnicas se puede concluir que se trata de una clorita hidratada en forma variable, en la que la entrada del H_2O ha causado una expansión desde los 14Å hasta aproximadamente 16.5Å.

En ambas situaciones es visible mediante HRTEM la presencia de una fase casi amorfa muy rica en Fe, interpretable como una "protohematites". Esta fase está más representada en relación con el material del punto 2, aunque en el del punto 1 también está presente, particularmente en las zonas ricas en la alteración a esmectita. Se trata probablemente de material residual producido en los diversos procesos de transformación.

Se concluye que el mineral hasta hoy descrito como "oxiclorita" representa diversos estadios de un proceso de alteración, describible como hidrotermal s.l., que se produjo en una fase muy tardía del proceso retrometamórfico y afectó a una clorita con láminas de biotita intercrecidas en cantidad minoritaria y a nivel reticular. El origen exacto del intercrecimiento, no es conocido en detalle, pero debe corresponder al proceso metamórfico principal.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Chatterjee, N.D. (1966). Contrib. Min. Petr. 325-339.
Gómez Pugnare, M.T. y Franz, G. (1988). Geol. Rundschau, 619-640.
Reynolds (1988)- En "Hydrous phyllosilicates". Min. Soc. Amer. 601-626.

* Este trabajo será publicado en forma desarrollada en European Journal of Mineralogy.

ESTUDIO Y CARACTERIZACION DE CLORITAS TRIOCTAEDRICAS POR ESPECTROSCOPIA RAMAN E INFRARROJA.

PRIETO, A.C. (1); DUBESSY, J. (2) Y CATHELINÉAU, M. (2).

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

(2) CREGU y GS-CNRS. CREGU. Vandoeuvre les Nancy Cedex (Francia).

Las cloritas son filosilicatos formados por una unidad de tipo 2:1, con carga negativa, alternando regularmente con una capa interfoliar de tipo Brucítico, cargada positivamente. Las cloritas trioctaédricas tienen un espaciado interreticular $d(001)$ comprendido entre 14 y 14.4 Å y $d(060)$ del orden de 1.53 a 1.55 Å, con una gran variedad tanto en su composición química como en sus características estructurales, encontrándose en numerosos ambientes geológicos, siendo indicadores geotermométricos de gran interés.

Hasta el presente, este tipo de minerales, han sido relativamente poco estudiados por métodos espectroscópicos existiendo datos parciales de absorción IR que no cubren la totalidad de las soluciones sólidas y casi ninguna información de espectroscopía Raman.

Es objetivo de esta investigación establecer una metodología que complemente la laguna existente en la caracterización vibracional de estos compuestos y además permita correlacionar los diferentes parámetros cristalquímicos de cloritas con las variaciones observadas en los registros Raman y FTIR.

Los materiales han sido seleccionados de las colecciones del Museo Nacional de Historia Natural de París y del museo de Historia Natural de Berna, siendo muestras representativas de los principales polos de soluciones del tipo Cloritas Trioctaédricas. Inicialmente se ha efectuado una caracterización cristalquímica mediante DRX sobre polvo desorientado y lámina orientada, completando la caracterización química mediante el análisis puntual por microsonda electrónica.

Los registros Raman se han efectuado con un espectrómetro DILOR X-Y, en retrodifusión paralela y perpendicular a los planos reticulares (001) en modo macro y microscópico. Los espectros FTIR se han obtenido con un equipo MATTSON CYGNUS-100 en el rango de 4000-50 cm^{-1} .

Los resultados obtenidos permiten efectuar una interpretación de la dinámica vibracional de estos minerales, estableciendo correlaciones entre las diferentes bandas vibracionales de los principales polos de cloritas con los datos obtenidos tanto de sus características estructurales como de su composición química, sobre todo los referentes a las sustituciones en posiciones octaédricas (Fe^{2+} - Mg^{2+}) y tetraédricas (Si^{4+} - Al^{3+}) poniéndose de manifiesto el interés de utilizar técnicas espectroscópicas junto con la caracterización cristalquímica para un mejor conocimiento de este tipo de filosilicatos.

CARACTERIZACION DE CLORITOIDES DE LA SIERRA DE LOS CAMEROS (SORIA-LA RIOJA): PRIMEROS DATOS ANALITICOS.

MATA, M.P. (1); PEREZ LORENTE, F. (2); SORIANO, J. (3) Y LOPEZ-AGUAYO, F. (1).

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

(2) Dpto. Ciencias de la Tierra. Cristalografía y Mineralogía. Colegio Universitario de La Rioja.

(3) Lab. Central Estructuras y Materiales. (CEDEX-MOPU). MADRID.

La Sierra de Los Cameros está constituida por materiales de edad Cretácico inferior en facies Weald. Se trata de una potente serie de sedimentos continentales de origen fluvio-deltaico, en la que se diferencian cinco grupos (Beuther y Tischer, 1966) que corresponden a alternancias calcáreas y siliciclásticas. Las muestras estudiadas se sitúan dentro del grupo Urbión, al que posteriormente Salomón (1982) incluye en una de sus megasecuencias.

La asociación mineralógica encontrada está constituida por cuarzo, moscovita, cloritoide, clorita, calcita, paragonita y pirita. Como minerales accesorios aparecen turmalina, óxidos de hierro, circón, apatito y rutilo. El cloritoide aparece en buena parte de la serie ligado a diferentes tipos de niveles, si bien Guiraud (1983) citó su presencia en niveles lutíticos de ambiente reductor.

Los cristales de cloritoide de hábito prismático tienen un tamaño aproximado de 0.05-0.10 mm, alcanzando los más grandes 0.2 mm. No presentan orientación definida, aunque con carácter esporádico se observan agregados subradiales. Se trata de cristales con relieve alto y pleocroismo de incoloro a verde pálido correspondiente a secciones (hk0). Son frecuentes estructuras en reloj de arena, maclado simple y polisintético. Son normales las inclusiones de cuarzo y rutilo. El estudio por DRX pone de manifiesto que el cloritoide es triclinico, si bien alguna de las reflexiones de este polímorfo se solapan con algunas del cuarzo.

Se seleccionaron varias muestras para su estudio en microsonda electrónica y microscopía electrónica de barrido. Los resultados, expresados en valores medios, se recogen en la tabla I.

	Media 1	Media 2	Media 3	Media Tot.
SiO ₂	23.85	23.39	23.71	23.65
Al ₂ O ₃	36.87	37.94	37.98	37.59
FeO	24.43	28.34	26.81	26.53
MnO	.38	.32	.89	.53
N. átomos				
Si	2.14	2.04	2.06	2.08
Al	3.90	3.89	3.90	3.89
Fe	1.83	2.06	1.95	1.95
Mn	0.02	0.02	0.06	0.03

Por otra parte se realizaron varios perfiles en distintos cristales de cloritoide para observar posibles variaciones químicas en relación con las estructuras encontradas. Los resultados parecen indicar que estas variaciones no son significativas. Los resultados se resumen en la tabla II.

	punto 1	punto 2	punto 3	punto 4
SiO ₂	24.11	23.22	24.11	23.46
Al ₂ O ₃	38.28	37.87	38.31	37.29
FeO	27.62	27.92	29.25	28.02
MnO	.25	.26	.30	.34
N. átomos				
Si	2.07	2.03	2.05	2.06
Al	3.85	3.91	3.85	3.86
Fe	1.99	2.04	2.08	2.05
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02

Finalmente se realizaron análisis de micas y cloritas para establecer posibles condiciones de formación de los cloritoides. Los resultados se recogen en la siguiente tabla:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
clorita	20.96	23.19	28.72	0.07	5.73	-	.10
mica	44.36	61.00	2.48	-	-	0.70	8.36

BIBLIOGRAFIA

- BEUTHER, A. (1966) Geologisches Jahrbuch Beihefte 44, 103-121.
 GUIRAUD, M. (1983) These 3eme cycle Acad. Montpellier.
 SALOMON, J. (1982) Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon, 6, 228 pp.
 TISCHER G. (1966) Geologisches Jahrbuch Beihefte 44, 123-164.

ESCAPOLITA EN METASEDIMENTOS DEL PALEOZOICO INFERIOR DEL PRIORATO, CATALUÑA.

MELGAREJO, J.C. Y AYORA, C.

Dpto. de Cristalografía , Mineralogía y Depósitos Minerales.
Univ. de Barcelona.

En el Macizo del Priorato se encuentran los afloramientos de zócalo paleozoico más septentrionales de los Catalánides. Las series paleozoicas pueden ser agrupadas en dos unidades mayores: un conjunto pre-carbonífero y la secuencia carbonífera discordante sobre el anterior. Cuerpos plutónicos intermedio-ácidos y un cortejo de diques de composición afín intruyen en el conjunto anterior, ocasionando aureolas de metamorfismo de contacto.

Al SW de Falset puede obtenerse una serie en materiales de edad incierta, pero claramente pre-silúrica (cámbrico inferior?). En síntesis, en el sector de El Molar abarca de base a techo pizarras y grauvacas marrones (más de 200 m), pizarras negras con sulfuros (esfalerita, galena, calcopirita, pirita, pirrotina) (30 m), calcarenitas (30 m), dolomías y calizas (20 m), cuarcitas y pizarras pardas (50 m). Se interpreta esta secuencia como de somerización en medio costero.

El tramo superior de la serie de El Molar (dolomías laminadas) presenta abundantes cristales milimétricos de escapolita dispuestos ya sea siguiendo las superficies de laminación deposicional o según superficies de esquistosidad. Estos cristales son poiquiloblásticos, englobando dolomita, diópsido y cuarzo. Su análisis por microsonda electrónica revela composiciones intermedias entre los términos extremos marialita-meionita, siendo rica en Cl.

Atendiendo a su situación sedimentológica y metamórfica, se propone como modelo genético el metamorfismo de contacto isoquímico en grado medio de depósitos evaporíticos en una serie regresiva.

ANALCIMAS ASOCIADAS AL VULCANISMO INTRACRETACICO DEL SINCLINORIO DE VIZCAYA (FLANCO SW, ASUA, VIZCAYA).

VIA CHICOTE, J.; BASTERRA RUIZ, R.; TASCÓN GARCIA, A.; GIL IBARGUCHI, I. Y ARRIORTUA MARCAIDA, M.I..

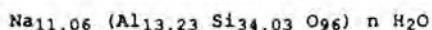
Dpto. de Mineralogía y Petrología. Univ. del País Vasco. Bilbao.

En el Cretácico Superior de la Cuenca Vasco Cantábrica tiene lugar el desarrollo de una actividad magmática de naturaleza volcánica, que da lugar a importantes acúmulos de materiales lávicos, piroclásticos y epiclásticos. Estos episodios volcánicos y/o subvolcánicos no sólo se extienden a lo largo del Sinclínorio de Vizcaya, sino que se manifiestan igualmente en los Pirineos Occidentales y Centrales.

La paragénesis mineral Analcima + Cuarzo + Calcita aparece asociada al relleno de venas dentro de un paquete de pillow-lavas. Las analcimas se encuentran tapizando la superficie de las fracturas en contacto directo con la matriz de naturaleza basáltica.

El mineral aparece en cristales euhédricos de color blanquecino verdoso y formas trapezoédricas de hasta 1 cm de tamaño. Su caracterización por difracción de rayos X en muestra policristalina y posterior afinamiento de los valores de los espaciados mediante mínimos cuadrados [Appleman y Evans (1973)] nos ha llevado a la obtención de los siguientes parámetros cristalográficos: Sistema monoclinico, grupo espacial I 2/a, $a = 13.697(3)$ $b = 13.670(6)$ $c = 13.62(1)$ Å $\beta = 90.29(4)^\circ$, $V = 2549(2)$ Å³ $\rho_{exp} = 2.240(1)$ gr/cm³.

A partir de los análisis obtenidos mediante microsonda electrónica, se ha calculado la fórmula química del mineral, observándose que se trata de una analcima rica en SiO₂ y con una relación Si/Al = 2.6.



Se ha realizado el análisis termogravimétrico (ATG,ATD), detectándose a unos 300° C de temperatura, la existencia de una pérdida de masa del 7.4% que corresponde a una cantidad de 13.85 moléculas de H₂O. Estos resultados son comparables a los obtenidos por Harada (1972).

Hemos realizado estudios de correlación entre los diferentes elementos, y parámetros cristalográficos. Utilizando el método de Saha (1959) ($\Delta 2\theta = 2\theta_{639}$ Analcima-20₃₃₁ Silicio) hemos contrastado nuestros valores con los datos por él obtenidos, siendo los resultados comparables.

La formación de analcimas ricas en SiO₂ ha sido atribuida a la reacción de vidrios volcánicos con alto contenido en SiO₂ y agua marina. Esta situación nos lleva a zonas con alta actividad de la sílice y fluidos con temperaturas próximas a 190°C [Combs y Whetten (1967)].

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- APPLEMAN, D.E. and EVANS, H.T. (1973): Indexing and Least Squares Refinement of Powder Diffraction Data. N.T.I.S. Document n° PB-216188, Univ. U.S. Geological Survey, Washington D.C.
- COOMBS, D.S., WHETTEN, J.T. (1967): Composition of Analcime from Sedimentary and Burial Metamorphic Rocks. Geol. Soc. Am. Bull. 78, pp:269-282.
- HARADA, K. (1972): New Data on the Analcime-Wairakite Series. American Mineralog. Vol. 57, pp 924-931.
- SAHA, P. (1959): Gechemical and x-Ray Investigation of Natural and Synthetic analcites. Am. Miner. V. 44, pp:303-313.

CARACTERIZACION POR TOPOGRAFIA DE RAYOS-X DE LOS PLANOS DE COMPOSICION DE LAS MACLAS DEL BRASIL EN CRISTALES SINTETICOS DE CUARZO.

GONZALEZ MAÑAS, M. Y CABALLERO, M.A.

Dpto de Estructura y Propiedades de los Materiales. Univ. de Cádiz.

La macla del Brasil es una macla del tipo paralelo en donde los planos de composición coinciden con planos cristalográficos de índices sencillos. Las imágenes de difracción originadas por estos defectos son similares a las producidas por los defectos de apilamiento.

Las imágenes obtenidas en topografía de Rayos-X por traslación están constituidas por un conjunto de franjas paralelas a los contornos de espesor del defecto plano, es decir, paralelas al plano de composición en el caso de una macla del Brasil. En sección topográfica o "pose fija" estos defectos originan un conjunto de α -franjas cuya forma recuerda a un reloj de arena.

La estructura a ambos lados del defecto es paralela pero desplazada una cierta magnitud definida por un vector reticular \vec{R} , paralelo al defecto planar, que introduce una diferencia de fase α en los campos de onda a ambos lados del mismo. Este vector \vec{R} caracteriza tanto la naturaleza del defecto como su estructura.

En el caso de los planos de composición de la macla del Brasil la diferencia de fase total introducida por la presencia del defecto será la suma de la producida por el vector \vec{R} y de las diferencias de fase propias de los individuos izquierdo y derecho que constituyen la macla y que varían con el plano reflector utilizado en la experiencia.

En este trabajo se presentan y analizan diferentes secciones topográficas correspondientes a los planos de composición de la macla del Brasil en cristales sintéticos de cuarzo. Dichos planos son paralelos a los del romboedro mayor (0111). Así mismo se determina el módulo del vector desplazamiento $|\vec{R}|$ siendo este $1/9 [100]$, es decir 0.546 Å.

DISCUSION SOBRE EL PAPEL ESTRUCTURAL DEL AGUA DE HIDRATACION EN EL YESO Y LA BASANITA.

ALIA, J.M.(1) Y RULL, F. (2).

(1) Lab. de Edafología y Mineralogía. Univ. de Castilla La Mancha. Ciudad Real.

(2) Lab. de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias. Valladolid.

El estudio de la dinámica vibracional del yeso ha sido abordado mediante Raman e IR por varios autores.

Una lectura detallada de los trabajos existentes muestra que, mientras hay un acuerdo casi unánime en la interpretación de los modos normales de vibración de los iones sulfato y su relación con la estructura cristalina, esto no es así para las moléculas de agua. Esta disparidad de criterios tiene su origen en la complejidad del espectro observado en esa región de los movimientos internos del agua.

Como consecuencia de todo ello, no existe (al menos a nuestro conocimiento) un mecanismo claro que explique su deshidratación parcial, es decir, la transformación yeso-basanita. Esto resulta sorprendente si se tiene en cuenta la importancia tecnológica que tal proceso y su inverso (la rehidratación) han tenido y tienen en la actualidad.

Estudios previos sobre la deshidratación del yeso realizados mediante espectroscopía IR (Rull F. et al. 1989) parecen apuntar la posibilidad de que el comportamiento dinámico-vibracional de las ocho moléculas de agua existentes en la celdilla unidad no sea idéntico.

Ante esta posibilidad se ha iniciado un estudio en profundidad sobre el papel estructural que el agua de hidratación juega en el yeso y la basanita.

Para ello se ha llevado a cabo, un análisis espectroscópico detallado, a temperatura ambiente, utilizando la deuteración parcial y paralelamente, otro estudio, también a través de la espectroscopía sobre las procesos de deshidratación y rehidratación para muestras hidratadas con H_2O , D_2O y mezclas de ambos tipos de moléculas.

En este trabajo se discuten los resultados obtenidos así como las dificultades para su interpretación en términos de los datos estructurales conocidos, mediante técnicas de difracción.

REFERENCIAS

Rull F., Alia J.M., Acosta A.; (1989), Estudio de la deshidratación parcial del yeso mediante espectroscopía IR; Bol. Soc. Esp. Min. Vol. 12, (en prensa).

CARACTERIZACION ESTRUCTURAL DE TALCOS: APLICACION A LOS TALCOS DE CHARCHES (GRANADA).

ACOSTA, A. (1); ALIA, J.M. (1); PRIETO, A.C. (2) Y RULL, F. (2).
(1) Lab. Edafología y Mineralogía. Univ. de Castilla la Mancha. Ciudad Real.
(2) Lab. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Valladolid.

El presente trabajo esta enmarcado dentro de un programa de caracterización mediante técnicas de difracción y técnicas espectroscópicas de talcos a nivel mundial.

El objetivo fundamental de tal estudio es el de establecer una correlación entre la estructura estática (obtenida por difracción), la estructura dinámica vibracional (obtenida espectroscópicamente) y la composición química.

El mineral estudiado procede de un yacimiento de talco de Charches (Granada) situado en la vertiente sur de la sierra de Baza y geológicamente pertenece a la unidad Rambla del Agua, dentro del conjunto "Manto del Mulhacen" (Acosta 1979).

Se han realizado análisis químicos y mineralógicos por difracción de R-X, encontrándose en las muestras la presencia única de talco. Ello nos ha animado a realizar un estudio espectroscópico por IR y Raman con el objeto de caracterizar vibracionalmente un espécimen sin la presencia de minerales anejos.

Los espectros Raman se han realizado sobre muestras pulverulentas en la configuración micro-Raman y los espectros IR han sido obtenidos sobre muestras preparadas en KBr y Nujol.

Los resultados espectroscópicos obtenidos son discutidos en relación con los de análisis químico y difracción de R-X, haciendo hincapié en la problemática de la sustitución catiónica en la capa tetraédrica y octaédrica y las posibilidades de esta metodología combinada en la elucidación de las propiedades estructurales de estos filosilicatos.

REFERENCIAS

Acosta A. (1979), Estudio mineralógico, geológico y genético de los yacimientos de talco del SE de España. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.

ESTUDIO DE LAS PROPIEDADES MAGNETICAS DEL MINERAL TAVORITA, $\text{Li Fe}(\text{PO}_4)(\text{OH},\text{F})$ NATURAL Y SINTETICO.

PIZARRO, J.L. (+); DANCE, J.M. (1); VILLENEUVE, G. (1) Y ARRIORTUA, M.I. (2).

(1) Lab. de Chimie du solide du CNRS, Univ. de Bordeaux I. France.

(2) Dpto. de Mineralogía y Petrología. Univ. del País Vasco. Bilbao.

El mineral Tavorita, $\text{LiFe}(\text{PO}_4)(\text{OH},\text{F})$, pertenece al grupo de la Ambligonita, siendo el término que contiene Fe^{3+} análogo a la Montebrazita. Este mineral aparece generalmente asociado a la alteración de la Trifilita en pegmatitas ricas en Li.

La Tavorita cristaliza en el sistema triclínico, $\text{P}\bar{1}$. En su estructura (Fig. 1) los cationes Fe^{3+} ocupan dos diferentes posiciones, estando coordinados octaédricamente por 4 oxígenos de grupos $(\text{PO}_4)^{3-}$ y por 2 aniones (OH, F) . Estos octaedros de Fe^{3+} presentan un vértice común (OH, F) formando cadenas paralelas a la dirección $[101]$. Los grupos fosfato unen entre sí estas cadenas, dejando "canales" en los que se encuentran los átomos de Li coordinados octaédricamente (Genkina et al. (1984)).

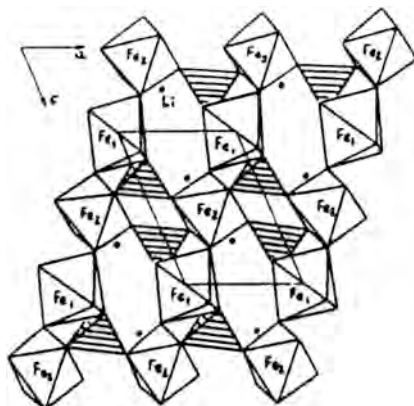


Fig. 1 - Estructura de la Tavorita.

La existencia de cadenas paralelas de octaedros conteniendo iones Fe^{3+} posibilita la aparición de interacciones magnéticas de corto alcance entre cationes Fe^{3+} según un esquema monodimensional (1D). Con el fin de obtener información acerca de dichas interacciones 1D, hemos estudiado las propiedades magnéticas del mineral Tavorita sobre muestras naturales y sintéticas.

La Tavorita natural procede de la Pegmatita Tip Top, Custer, South Dakota, y ha sido amablemente cedida por "The National Museum of Natural History, Smithsonian Institution", Washington. Las muestras sintéticas han sido obtenidas en forma de monocristales a partir del sistema $\text{LiF-Fe}_2\text{O}_3\text{-H}_3\text{PO}_4$, mediante síntesis hidrotermal ($T = 350\text{-}450^\circ\text{C}$, $P = 1500^3 \text{ atm.}$). En ambos casos la caracterización fue efectuada por difracción de rayos X, observándose un buen acuerdo con los resultados obtenidos por Roberts et al. (1988).

Las medidas de variación de la susceptibilidad magnética (χ) en función de la temperatura presentan un ancho máximo a $T = 60^{\text{m}} \text{ K}$, siendo más difícil de apreciar en el caso del mineral natural. Este comportamiento es típico de un antiferromagnetismo 1D en el que los iones Fe^{3+} interactúan entre sí dentro de cada cadena. Por debajo de 20 K se da un brusco incremento de χ interpretándose como la aparición del orden tridimensional (3D^{m}) debido a la interacción antiferromagnética intercadenas. Entre 200 K y la temperatura ambiente ambas muestras siguen un comportamiento paramagnético según la ley de Curie-Weiss, $\chi_{\text{m}} = C/(T-\theta)$.

La interacción de canje (J/k) en el interior de una cadena de Fe puede ser estimada por parametrización mediante un modelo de comportamiento isotrópico 1D (modelo de Heisenberg). Considerando $S = 5/2$ para el ion Fe^{3+} se obtiene un valor de $J/k = -8\text{K}$.

Este comportamiento corresponde al de un sistema magnética relativamente simple (1D), aportando información sobre sistemas de mayor complejidad (presencia de cationes paramagnéticos con comportamiento anisotrópico, fuertes interacciones intercadenas, estructuras cristalinas más complejas, etc...).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- GENKINA, E.A., KABALOV, Yu. K. MAKSIMOV, B.A. y MEL'NIKOV, O.K. (1984) : The Crystal Structure of Synthetic Tavorite $\text{LiFe}[\text{PO}_4]$ (OH,F). Sov. Phys. Crystallogr., 29(1), 27-30.
- ROBERTS, A.C., DUNN, P.J., GRICE, J.D., NEWBURY, D.E., ROBERTS, W.L. (1988) : The X-ray crystallography of Tavorite from Tip Top Pegmatite, Custer, South Dakota. Powder Diffraction 3(2), 93-95.

† Becario del Gobierno Vasco/Eusko Jaurlaritza.

CARACTERES ESTRUCTURALES DE FASES INTERESTRATIFICADAS IRREGULARMENTE KEROLITA-ESTEVENSTITA.

MARTIN DE VIDALES, J.L. (1); ALIA, J.M. (2); GARCIA NAVARRO, F. (2) Y RULL, F. (3).

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

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

(3) Dpto. Física Materia Condensada. Cristalografía-Mineralogía y Química Inorgánica. Univ. de Valladolid.

El estudio mineralógico de materiales lutíticos rosas de la cuenca de Madrid (Martín de Vidales et al., 1988), puso de manifiesto la presencia de fases magnésicas muy puras correspondientes a filosilicatos 2/1 intermedios entre los términos Kerolita y Estevensita. Con el fin de determinar específicamente la naturaleza estructural de estas fases anómalas, se desarrolla en este trabajo su estudio detallado mediante técnicas de difracción de rayos X y espectroscopía de absorción IR, así como medidas de superficie específica (N_2 , BET).

El estudio de las bandas bidimensionales hk realizado a partir de los diagramas de polvo desorientado, indican una estructura laminar con alto grado de desorden, con un parámetro medio $b=9.144 \text{ \AA}$.

Una detallada investigación sobre las propiedades de hinchamiento, realizadas a partir de muestras homoionizadas en sodio y solvatadas en atmósfera saturada en etilén-glicol, indican que su expandibilidad tiene lugar muy lenta e irregularmente alcanzándose el equilibrio tras 120 días de solvatación.

A partir de las medidas precisas de intensidad y posición de las reflexiones correspondientes a los espaciados $d(001)$ (difractómetro Siemens D-500, DACO-MP system program), así como la aplicación de los principios de interestratificación de sistemas laminares desarrollados por Reynolds (1980, 1986), nos ha sido posible establecer que estos minerales se encuentran formados por láminas de Kerolita ($d_{001}=9.65 \text{ \AA}$) y Estevensita ($d_{001}-ETG=16.9 \text{ \AA}$) interestratificadas de forma totalmente desordenada ($Reichweite=0$). Las proporciones medias son 80%-Kerolita/20%-Estevensita. En la totalidad de las muestras se identifica fase Kerolita segregada.

Así mismo, ha sido posible identificar que, en algunos casos, existe una mezcla física de dos tipos de interestratificados: Kerolita-(0.8)/Estevensita-(0.2) con Estevensita-(0.6)/Kerolita-(0.4), ambos totalmente desordenados ($Reichweite=0$).

Por otra parte, el número medio de láminas empaquetadas según el eje c^+ es de tres láminas por dominio lo que supone un tamaño medio de cristalito de 30 \AA según esta dirección. Este último resultado queda confirmado por las elevadas superficies específicas (N_2 , BET) que muestra estos materiales, variables entre 240 y $300 \text{ m}^2/\text{gr}$.

Los resultados obtenidos mediante espectroscopía IR, en la zona de tensión O-H, revelan la presencia de, al menos, seis bandas principales. Ello sería consistente con la presencia de dos osciladores -OH bien diferenciados, más dos tipos de moléculas de agua, una de ellas firmemente retenida.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- MARTIN DE VIDALES, J.L; POZO, M.; MEDINA, J.A. y LEGUEY, S. (1988): Formación de sepiolita-paligorskita en litofacies lutítico-carbonáticas en el sector de Borox-Esquivias (Cuenca de Madrid). Estudios geol. 44, 7-18.
- REYNOLDS, R.C., Jr. (1980): Interstratified Clay Minerals. Ch.3. In: Crystal Structures of Clay Minerals and X-ray Identification. G.W. Brindley and G. Brown, eds. Mineralogical Society, London. 249-303.
- REYNOLDS, R.C., Jr. (1986): The Lorentz-polarization factor and preferred orientation in oriented clay aggregates. Clays and Clay Minerals 34, 359-367.

CRISTALINIDAD DE LAS CAOLINITAS EN YACIMIENTOS DE BAUXITAS CARSTICAS DEL N.E. DE ESPAÑA.

LA IGLESIA, A. (1) Y ORDOÑEZ, S. (2).

(1) Instituto Geología Económica CSIC-UCM.

(2) Fac. de Geología. UCM. Ciudad Universitaria. Madrid.

El estudio mineralógico de muestras de materiales bauxíticos procedentes de los yacimientos de bauxitas cársticas mesozoicas del N.E. de España (zonas Surpirenaica, Catalánides y Maestrazgo) pone de manifiesto, junto a una gran homogeneidad mineralógica, la amplia variación de la cristalinidad de las caolinitas, siempre presentes en la paragénesis mineral.

Usando el método de Hinckley y el test de la hidrazina, se ha medido la cristalinidad de las caolinitas de mas de cincuenta muestras de diferentes yacimientos (pertenecientes a mas de una veintena de afloramientos). Así mismo, en las muestras, se ha estimado el espesor medio de los cristales de caolinita, mediante el método de Scherrer, y la relación caolinita/boehmita, a partir de la razón $I_{Boh}(100) / I_K(001)$, habiendo obtenido correlaciones lineales aceptables entre la cristalinidad (medida por el índice de Hinckley), el espesor medio de los cristales de caolinita y la relación I_{Boh} / I_K .

El análisis de estos datos pone de manifiesto el caracter poligénico de las caolinitas, parte de las cuales se pueden considerar singenéticas con las menas aluminosas, existiendo una neogénesis tardia de fases de caolinita de baja cristalinidad, a partir de boehmita preexistente.

Esta interpretación puede tener gran interés en la investigación y evaluación de yacimientos de las bauxitas cársticas, que han sufrido procesos de "degradación" (caolínización), incluso en épocas subcien te, como han puesto de manifiesto estudios realizados con M.E.B.

ESTUDIO MINERALÓGICO Y CRISTALOGRAFICO DE LAS MANIFESTACIONES SILICEAS INCLUIDAS EN MATERIALES JURASICOS DE LA SIERRA DE ARALAR (NW DE NAVARRA, ESPAÑA).

URTIAGA GREAVES, M.K. ; HIGUERO MENDIBE, A.; ARRIORTUA MARCAIDA, M.I. Y ELORZA ZANDUETA, J.J.

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

Las manifestaciones silíceas estudiadas, se encuentran en las "bandas" de edad jurásica que afloran al Noroeste de la provincia de Navarra. Dentro de estos afloramientos podríamos distinguir dos zonas separadas por una importante discontinuidad tectónica (cabalgamiento de la Sierra de Aralar), donde el Jurásico cabalga al Cretácico inferior margoso y al Cretácico superior de facies flysch. Al Norte de esta línea, se sitúan una serie de "bandas" del Jurásico con una dirección general que tiende a ser Este-Oeste y que con frecuencia, están afectadas por una tectónica violenta en la que el Keuper ha jugado un importante papel (Villalobos y Ramírez del Pozo, 1971). La más septentrional de estas "bandas" está afectada por un metamorfismo de desigual intensidad que da lugar a la marmorización de diferentes niveles del Jurásico, constituyendo el denominado "nappe des marbres" (Lamare, 1925).



Fig. 1.- Localización geológica (Villalobos y Ramírez del Pozo, 1971).

Para realizar el estudio mineralógico y petrológico se ha procedido a una recogida sistemática de muestras tanto de la roca "caja" como de las zonas silicificadas. Se han tomado muestras correspondientes a tres de las "bandas" de material jurásico (Madoz, Goldaraz, Iribas y Leiza). Las manifestaciones silíceas presentan diferentes formas:

1. Nódulos compactos aislados de varios cm. de diámetro y formados por microcuarzo y restos de espículas de esponjas silíceas.
2. Silicificación generalizada en calcarenitas con fuerte bioturbación (huellas de *Thalassinoides*). En algunas zonas, aparecen anillos de *Liesegang*.
3. Pequeñas geodas de cuarzo (tipo coliflor) no mayores de 2 cm. de diámetro. Estas geodas presentan diferentes bandas de megacuvarzo con inclusiones de anhídrita y variedades fibrosas de sílice (cuarcina-lutecita) y finalizan, con un relleno de calcita.

A partir de los diagramas de difracción de rayos X de las muestras policristalinas y siguiendo la metodología usual (Arriortua et al., 1984; Elorza et al., 1985; Tarrío et al., 1989), hemos obtenido los parámetros y volumen de celda unidad (LSUCRE, Appleman y Evans, 1973). Para la obtención de los Índices de Cristalinidad (I.C.) hemos seguido los métodos descritos por Murata y Norman (1976) (I.C.M.) y Gregg et al. (1977) (I.C.G.).

Una vez obtenidos los índices de cristalinidad y volumen de celda unidad de cada una de las muestras recogidas, se han correlacionado estos valores, observando que al aumentar la cristalinidad (I.C.M. e I.C.G.) disminuye el volumen de celda (Bustillo y La Iglesia, 1979).

Asimismo, se ha realizado el estudio de la densidad de las muestras siguiendo el método descrito por Román y Gutiérrez Zorrilla (1985). Se han correlacionado estas densidades con los índices de cristalinidad y se ha observado, en general, que a un aumento de la densidad corresponde una mayor cristalinidad.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- APPLEMAN, D.E. and EVANS, H.T. (1973): Indexing and Least Squares Refinement of Powder Diffraction Data. N.T.I.S. Document n° PB-216188, Univ. U.S. Geological Survey, Washington D.C.
- ARRIORTUA, M.I.; ELORZA, J. y AMIGO, J.M. (1984): Índices de cristalinidad y volumen de celda unidad de algunos cuarzos diagenéticos presentes en la Cuenca Vasco-Cantábrica. I. Cong. Esp. Geol. Tomo II, pp. 217-226.
- BUSTILLO, M.A. y LA IGLESIA, A. (1979): Silex: Relación entre índices de cristalinidad y ambientes de sustitución. Bol. Geol. Min. Tomo. 90, fasc. VI, pp. 86-93.
- ELORZA, J.J.; ARRIORTUA, M.I. y AMIGO, J.M. (1985): Índices de cristalinidad en los silex de carácter turbidítico de Barrika (NE de Bilbao). Bol. Geol. Min., 96, pp.74-81.
- GREGG, J.M.; GOLDSTEIN, S.T. and WALTERS, JR.L.J. (1977): Occurrence of strained quartz in the siliceous frustules of cultured freshwater diatoms, Jour. Sedim. Petrol., 47, n° 4, pp. 1623-1629.
- LAMARE, P. (1925): Observations nouvelles sur la "nappe des marbres" des Pyrénées navairraises. Bull. Soc. Geol. France, vol 25, pp. 689-691, Paris.
- MURATA, K. and NORMAN, M.B. (1976): An index of crystalinity for quartz. Amer. Jour. Scien., 276, pp. 1120-1130.
- ROMAN, P. y GUTIERREZ ZORRILLA, J.M. (1985): A quick method for determining the density of single crytals, Jour. Chem. Educ., vol 63, p 167-168.
- TARRIÑO, A.; ARRIORTUA, M.I. y ELORZA, J.J. (1986): Estudio Geológico del área de Peñacerrada (Alava): Petrología y Cristalografía de las silicificaciones existentes. Eusko Ikaskuntza-Sociedad de Estudios Vascos. Sección Ciencias Naturales, vol. 5, pp 43-135.
- VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1977): Estratigrafía del Jurásico del NW de Navarra. Cuad. Geol. Iber., vol. 2, pp. 541-558.

CARACTERIZACION MINERALOGICA Y GRANULOMETRICA DE LOS SEDIMENTOS ACTUALES DEL RIO NERVION (VIZCAYA).

IRABIEN, M.J.; VELASCO, F. Y AROSTEGUI, J.

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

El río Nervión discurre por las provincias de Alava y Vizcaya, recorriendo una distancia de 78 km hasta su desembocadura en el mar Cantábrico, y siendo los últimos 21 km de estuario. La cuenca del Nervión-Ibaizábal drena una superficie de 950 km² (Antigüedad, 1986). El Nervión sigue una dirección constante SSW-NNE, perpendicular a la disposición de las capas. A partir de la confluencia con el Ibaizábal toma la dirección SSW-NNE, paralela a los contactos. En esta cuenca se encuentran representados materiales sedimentarios cretácicos de naturaleza areniscosa, calcárea y margosa (Rat, 1959). Es escaso el afloramiento de materiales terciarios y triásicos (Keuper).

Se han establecido 18 estaciones de muestreo a lo largo del cauce, estando especialmente representada la zona de estuario, donde los sedimentos de grano fino quedan retenidos durante espacios de tiempo mayores. El estudio se ha realizado sobre el primer centímetro superficial de sedimento, excepto en dos estaciones en las que ha sido posible el muestreo en profundidad a intervalos de 10 cms hasta llegar al sustrato rocoso.

Sobre cada muestra se ha determinado la distribución granulométrica y el contenido en materia orgánica, así como la mineralogía. Los componentes fundamentales de la muestra total son cuarzo, calcita, feldespatos y filosilicatos. Estos últimos son mayoritarios en la parte media del estuario, mientras que para la calcita se observa una tendencia a disminuir en las zonas bajas del río. Los feldespatos se mantienen de forma constante en muy bajas proporciones. Otro mineral presente de forma generalizada, aunque en cantidades variables, es la goethita, normalmente acompañada de otros óxidos de hierro. El estudio de los minerales de la arcilla se ha abordado sobre las fracciones <2 µm y 2-20 µm. En todas las estaciones la illita es mayoritaria, de forma que puede llegar a constituir más del 90% del total. En menores cantidades aparece clorita y en algunas estaciones caolinita e interstratificados tipo clorita/vermiculita e illita/esmectita (I/S). Ambas fracciones reflejan un fuerte paralelismo en los contenidos en arcillas, si bien en la fracción <2 µm la illita tiende a estar en cantidades algo mayores y con una menor cristalinidad. La clorita se presenta en proporciones bajas excepto en las estaciones asociadas a áreas diapíricas. La aparición de caolinita muestra un fuerte control regional, ya que sólo se encuentra en el río Nervión a partir de su unión con el Ibaizábal. Los interstratificados tipo I/S del área del estuario, con bajas proporciones de capas hinchables, están ligados preferentemente a la fracción <2 µm.

Como conclusión se intenta relacionar la información obtenida con las características geológicas e hidrológicas del área estudiada. Se propone para la mineralogía estudiada un origen mayoritariamente heredado detrítico, controlado por la litología del área fuente. No obstante es posible observar un aporte antrópico artificial, en óxidos de hierro, en las zonas cercanas a antiguas explotaciones de hierro hoy abandonadas. En el estuario no se han encontrado gradientes significativos en la distribución de los minerales de la arcilla que ayuden al conocimiento de sus mecanismos de depósito (Feuillet y Fleischer, 1980).

BIBLIOGRAFIA:

- ANTIGÜEDAD, I. (1986): Estudio hidrogeológico de la cuenca del Nervión-Ibaizábal. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco.
- FEUILLET, J.P. Y FLEISCHER, P. (1980): Estuarine circulation: controlling factor of clay mineral distribution in James River estuary, Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50-1, 267-279.
- RAT, P. (1959): Les Pays crétacés basco-cantabriques (Espagne). Publ. de l'Université de Dijon, XVIII, Presses Universitaires de France. 525 p.

DINAMICA MINERAL Y GEOQUIMICA DE SEDIMENTOS FLUVIALES EN SUSPENSION. CUENCA DE IZAS (PIRINEOS).

QUERALT, I.; LLORENS, P.; PLANA, F. Y GALLART, F.
Instituto de Geología Jaime Almera. CSIC. Barcelona.

Uno de los métodos más prometedores para identificar y valorar las fuentes de sedimento en estudios de erosión y de evolución geoquímica de cuencas de drenaje es la utilización de trazadores naturales en los sedimentos transportados en suspensión (Peart y Walling, 1986). Las técnicas comunmente utilizadas requieren considerables cantidades de material, que no siempre es posible obtener.

En el presente trabajo se estudian las características químicas y mineralógicas de materiales en suspensión procedentes de muestreos realizados en época de deshielo y en época de lluvias en la cuenca de alta montaña de Izas (Pirineos centrales, prov. de Huesca), cuyos principales rasgos hidrodinámicos y geomorfológicos han sido descritos en forma preliminar por Diez et al. (1988).

El material en suspensión, en cantidades del orden de decenas de miligramos fué recogido "in situ" sobre filtros Millipore de celulosa, soporte en el que se realizaron las determinaciones analíticas.

El análisis mineralógico fué realizado por difracción de rayos X y el análisis químico de Si, Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, K y P se efectuó por medio de fluorescencia de rayos X. Asimismo se utilizó, como técnica complementaria a ambas, la microscopia electrónica de barrido y el análisis por dispersión de energías.

Los resultados muestran una diferencia significativa entre la mineralogía del material en suspensión recogido en época de deshielo, donde únicamente se aprecian minerales filosilicatados (illita y clorita) y cuarzo, y los materiales en época de lluvias donde a las fases minerales citadas se unen feldespatos, yeso, esmectitas y kaolinita. Este hecho contrasta con las apreciaciones de homogeneidad mineralógica independiente de periodos estacionales manifestadas por Ongley et al. (1981), y puede atribuirse a que el material procede de fuentes radicalmente distintas. Asimismo existen diferencias notables en la distribución y relaciones catiónicas entre ambos tipos de material.

Las muestras obtenidas en ciclo diario durante la época de deshielo presentan una relación inversa respecto al caudal para elementos tales como Si, Al y Ca, lo que sugiere que estos elementos están relacionados con la escorrentía retardada, y

proceden mayoritariamente de fuentes de sedimento subterráneo ("piping"). Por contra, el aumento de los contenidos de Fe, Hg y Mn en los periodos de un mayor caudal debe ser interpretado como un indicador de que éstos proceden de fuentes de sedimento relacionadas con escorrentia superficial o de posibles aportes alogénicos ("eolic snowdust").

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo está subvencionado por el convenio CSIC-ICONA (Programa LUCDEME). Los autores agradecen a J.C. Díez y B. Alvera del Instituto Pirenaico de Ecología la disponibilidad de datos de la cuenca de Izas y su colaboración en los trabajos de campo.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- DÍEZ, J. C., ALVERA, B., PUIGDEFABREGAS, J. Y GALLART, F. (1988) Assessing sediment sources in a small drainage basin above the timberline in the Pyrenees. *Sediment Budgets. IAHS Publications.* 174, 197-205.
- GARRAD, H. (1989) Sources of suspended and deposited sediment in a Broadland River. *Earth Surface Processes and Landforms.* 14, 1, 41-62.
- ONGLEY, E. D., BYNOE, M. C. Y PERCIVAL, J. B. (1981) Physical and geochemical characteristics of suspended solids, Wilton Creek, Ontario. *Canada Journal of Earth Sciences.* 18, 1365-1379.
- PEART, M. R. Y WALLING, D. E. (1986) Fingerprinting sediment sources: The example of a drainage basin in Devon, U.K. *IAHS Publications.* 159, 41-55.

GRANULOMETRIA DE LOS MATERIALES RELACIONADOS CON INTERRUPCIONES SEDIMENTARIAS EN LA "FACIES UTRILLAS" DE LA REGION DE NUEVALOS.

BALCAZAR, J.L. (1); SEGURA, M. (1); VIGIL, R. (2); CARENAS, B. (2); Y SORIA, N. (2)'

(1) Dpto. Geología. Univ. de Alcalá.

(2) Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Univ. Autónoma. Madrid.

En la región de Nuévalos (Zaragoza), aflora un potente nivel de arcillas y arenas en "facies utrillas", tradicionalmente atribuido al albense, que descansa discordante sobre un nivel de calizas jurásicas, fuertemente alteradas o sobre las arcillas en "facies keuper" del triásico.

En estos materiales se pueden identificar varias secuencias de posicionales, que incluyen intercalados niveles ferruginosos, relacionados a interrupciones sedimentarias y en los que se observan estructuras posiblemente debidas a procesos edáficos.

En este trabajo se estudian la granulometría de estos niveles.

Se han tamizado 45 muestras recogidas de la columna estratigráfica, numeradas de suelo a techo, con los tamaños siguientes: 1, 0.500, 0.250, 0.125, 0.063, 0.05, 0.002 mm. de luz. Se recogieron ocho fracciones, que una vez pesadas, se construyeron las curvas acumulativas correspondientes y se calcularon los índices de skewnes, kurtosis y de clasificación.

Al contrastar las curvas acumulativas, permite relacionarlas y, por ello, agrupar las muestras en cinco conjuntos, cuyas características son:

- a) distribución normal,
- b) tendencia de la clasificación:
granulometría fina, media y gruesa,
- c) características especiales, como un porcentaje elevado en algún tamaño.

ANÁLISIS MINERALÓGICO DE LOS SEDIMENTOS EN "FACIES UTRILLAS" DE LA REGIÓN DE NUEVALOS (ZARAGOZA).

BALCAZAR, J.L. (1); SEGURA, M.(1); RUIZ, G. (1); VIGIL, R. (2) Y CARENAS, B.(2).

(1) Dpto. Geología. Universidad de Alcalá.

(2) Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Univ. Autónoma de Madrid.

Se estudian las arenas y arcillas atribuidos al albense que afloran en la región de Nuévalos (Zaragoza). En la columna estratigráfica de esta zona se identifican varios ciclos sedimentarios superpuestos, en los que se reconocen secuencias sedimentarias fluviales y niveles edafizados. Solo localmente, algunas secuencias pueden representar medios litorales.

Se han estudiado 45 muestras, recogidas de los distintos estratos de la columna estratigráfica, numeradas de suelo a techo.

Se han aplicado las siguientes técnicas:

Microscopía óptica y de barrido y Difracción de Rayos X.

Difracción de rayos X.

Minerales encontrados: Cuarzo, Caolinita, Illita, en gran cantidad y, además, moscovita, microclina, clorita, acmita cálcica y dickita.

Microscopía óptica.

Observación de minerales pesados. Se han encontrado en escasa cantidad y variedad, con formas irregulares y superficies alteradas. Los principales minerales son: Turmalina, Circón, Rutilo, Anatasa, Biotita y óxidos e hidróxidos de hierro.

Existen muestras, ocho, que carecen de este tipo de minerales pesados. La muestra 6 contiene elevado número de este tipo de minerales, incluso epidota-zoisita. Las muestras comprendidas entre la 13 y 21 tiene como mineral principal la turmalina. En las muestras desde la 27 a la 32, predomina el rutilo y biotita, además de la turmalina.

Microscopía de barrido (EDAX).

El análisis realizado sobre un conjunto de muestras representativas ofrece el siguiente resultado:

Valor medio de Al_2O_3 , 20.45%

Valor medio de SiO_2 , 68.78%

Valor medio de Fe_2O_3 , 3.89%

el resto se distribuye entre óxidos de potasio y titanio.

CARACTERIZACION OPTICA DE FLUORITAS ESPAÑOLAS.

MILLAN, A.(1); GARCIA-GUINEA, J. (2); ARRIBAS, J.G. (1) Y CALDERON, T. (1).

(1) Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica. UAM. Madrid.

(2) Dpto. de Geología. Museo Nac. C. Nat. CSIC. Madrid.

El objeto del presente trabajo se centra en la caracterización de impurezas en fluoritas españolas mediante la utilización de técnicas espectroscópicas. Se discute, además, el papel que juegan las mismas en relación al color observado.

Un total de 18 fluoritas españolas de diversa procedencia y coloración han sido estudiadas mediante espectrometría de absorción atómica, espectrofotometría de absorción óptica y fotoluminiscencia (excitación-emisión).

Los resultados más interesantes pueden resumirse en tres apartados:

- 1.- No existe relación directa entre las impurezas mayoritarias determinadas y los diferentes colores que presentan las muestras.
- 2.- Se han caracterizado, mediante sus espectros de excitación-emisión, impurezas luminiscentes de Eu^{2+} , Sm^{2+} , Ce^{3+} y Mn^{2+} .
- 3.- El origen del color en las fluoritas se puede atribuir a diversas causas, así:
 - i) El color amarillo está relacionado con la presencia de los denominados "Yellow Center" (O_3^-) e impurezas de Mn^{2+} .
 - ii) Coloides de calcio y centros F son los responsables del color azul oscuro en las fluoritas estudiadas.
 - iii) El color verde observado en algunas fluoritas tiene su origen en la presencia de impurezas de Sm^{2+} y Eu^{2+} .

CARACTERIZACION OPTICA DE LA ESPARRAGINA.

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 han caracterizado espectroscópicamente diversas impurezas presentes en muestras de fluorapatito procedentes de Jumilla (Murcia), mediante las técnicas de absorción óptica y fotoluminiscencia (excitación-emisión).

Los resultados obtenidos en luminiscencia (Tabla I), junto con los correspondientes de absorción, han permitido detectar la presencia de impurezas de Ce^{3+} , Eu^{2+} , Eu^{3+} y Nd^{3+} .

Tabla 1

λ en nm.		
Excitación	Emisión	Impureza
305	350	Ce^{3+}
318	456	Eu^{2+}
406 421 450 474 485	598 606 647 700	Eu^{3+}
518 524 572 578 622 626 636 675 742 798	875 1000 1056	Nd^{3+}

Dichos resultados permiten asociar el color observado en estos apatitos a la presencia de Eu^{3+} y Nd^{3+} .

DETERMINACION DE SULFATOS HIDRATADOS POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X

PEREZ-SIRVENT, C. (1); ORTIZ-GONZALEZ, R. (2); ARANA, R. (1); LOPEZ-AGUAYO, F. (3) Y MANCHEÑO, M.A. (1).

(1) Dpto. Química Agrícola, Geología y Edafología. Univ. de Murcia.

(2) Servicio Universitario de Instrumentación Científica. Univ. de Murcia.

(3) Dpto de Ciencias de la Tierra. Univ. de Zaragoza.

El quimismo de los productos de alteración supergénica en el distrito minero de Mazarrón (Murcia) presenta una gran complejidad debido a la existencia de una mineralogía muy variada, principalmente rica en sulfatos hidratados de Fe, Al, Mn, Zn y Mg, junto a especies procedentes de la alteración de las rocas encajantes (ricodacitas y dacitas), de la mineralización primaria (tipo BPG) y de procesos tardíos que han afectado a todo el conjunto.

El estudio de este tipo de materiales se ha llevado a cabo esencialmente por DRX, análisis químico (tras efectuar varias separaciones en cada muestra según su solubilidad en distintos medios), y FRX. Esta última es una técnica rápida y precisa que se ha aplicado tanto para poner de manifiesto los distintos elementos representados (mayoritarios, minoritarios y trazas) como para obtener su composición química global. Los patrones a utilizar han de ser estables y lo suficientemente polivalentes para abarcar un amplio rango de composiciones ya que los efectos de matriz que pueden aparecer tienen una gran importancia en el momento de obtener patrones sintéticos.

Se ha obtenido una curva de calibrado que contiene 14 patrones con una composición cualitativa semejante, utilizando cantidades variables de $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, $\text{MnSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, Al_2O_3 y una mezcla de composición fija (matriz) que se indica en la Tabla I y adicionada en distintas cantidades. Todos los productos utilizados en los patrones son de calidad standard y R.A. Tras homogeneizar adecuadamente los distintos componentes, se prepararon pastillas con elvacite al 20 % y posteriormente se sometieron a una presión de 300 kN durante 10 minutos en una prensa Herzog. En conjunto, los patrones empleados permiten determinar los principales elementos mayoritarios (Si, Al, Fe, K, S y Mg), minoritarios (Ca, Zn, Pb, Ti, As, Mn y Na) y trazas (Ba, Cd, Sb, Ag, Sr, Cu, Sn, Ru, Ge, Ni y Cr) en estas muestras.

Para cada elemento se ha preparado un canal de medida que incluye la línea característica seleccionada (generalmente $K_{\alpha 1}$ o $L_{\alpha 1}$), posición angular, colimador, detector, cristal analizador, orden de reflexión, tipo de gas en la cámara, kV y mA. Cada uno de estos canales se calibró previamente en un barrido angular para apreciar las medidas de los offsets en los distintos elementos. Los problemas de interferencias por solapamiento de algunas líneas características (como por ejemplo en las parejas $\text{AsK}_{\alpha} / \text{PbL}_{\alpha}$ y $\text{SnK}_{\alpha 1} / \text{PbL}_{\beta}$) se resolvieron utilizando otras líneas. Así, el Sn se determinó en la línea K_{α} , el As en la K_{β} y el Pb en la L_{α} . La selección de los tiempos de medida para cada elemento se efectuó teniendo en cuenta criterios de sensibilidad y concentración en la muestra.

El coeficiente de regresión para cada uno de los 24 elementos determinados alcanza un valor superior a 0.98 en todos los casos, sin eliminar ninguna muestra patrón.

Con esta base, la determinación cuantitativa de una muestra problema dentro del amplio espectro de composiciones que se encuentra en las distintas escombreras de Mazarrón, puede efectuarse con gran fiabilidad y rapidez. La cantidad total de agua contenida en los distintos minerales, se determina previamente a la preparación de la pastilla y este valor se tiene en cuenta para el cálculo de la composición global.

Tabla I. Composición química de la matriz

Granito std.	41.4670 %
Basalto	39.9404 "
$3\text{CdSO}_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	0.9968 "
$\text{SnCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	0.6037 "
AgNO_3	1.7166 "
GeO_2	0.3591 "
Sb_2O_3	1.6212 "
As_2O_3	3.5136 "
$\text{Pb}(\text{NO}_3)_2$	2.6793 "
SrSO_4	1.9321 "
BaSO_4	2.8070 "
$\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	2.3746 "
Total	100.- "

ESTUDIO DE LOS MATERIALES, PROCESOS DE ALTERACION Y METODOLOGIA RESTAURADORA EN LA PORTADA DE LA CASA DE CASTRIL (MUSEO ARQUEOLOGICO DE GRANADA).

RODRIGUEZ-GORDILLO, J. (1); NAVARRETE-AGUIÑEIRA, C. (2) Y GARATE-ROJAS, I. (3).

(1) Dpto. de Mineralogía y Petrología. Univ. de Granada.

(2) Museo Arqueológico Provincial. Granada.

(3) c/ Padre Damian, 50. MADRID.

La Casa de Castril, sede del Museo Arqueológico Provincial de Granada, es una típica construcción señorial de estilo plateresco, y cuya fecha de construcción se remonta a la primera mitad del s. XVI. Presentaba grave estado de deterioro en toda su Portada, cuya restauración fué abordada en el conjunto de las obras de reestructuración de dicho Museo.

Además de las lógicas y necesarias etapas de estudio de aspectos históricos, artísticos y de posibles intervenciones precedentes, se procedió al estudio de los diversos materiales de construcción y de sus productos de alteración, a fin de elaborar una propuesta de restauración, cuya metodología constituye la segunda parte del presente trabajo. A tal fin, se procedió al estudio mineralógico (óptico y difractométrico) y químico de diversas muestras correspondientes a material básico de construcción (calcarenita bioclástica) en diverso grado de alteración, cementos, morteros, costras, estucos (antiguos y recientes), y pátinas de coloración. De los datos proporcionados por estos estudios destacamos:

Respecto a las calcarenitas, la principal diferencia entre degradadas y en buen estado es la presencia de una elevada cantidad de ClNa en las primeras, llegando a alcanzar en algún caso hasta un 15 % (con cristales de ClNa perceptibles a simple vista). Otro hecho es la presencia de ligeras cantidades de Yeso, frente a la ausencia del mismo en muestras poco alteradas. Esta presencia de ClNa es tanto mayor cuanto más baja es la ubicación de la muestra respecto al nivel de humedad de la fachada, por lo que consideramos que es la acción de esta humedad de ascensión capilar y de salinidad relativamente elevada, el principal agente degradante del material de la Portada.

Se ha detectado, asimismo, un elevado contenido en ClNa en muestras de mortero situadas por debajo de dicho nivel de humedad.

En relación con los estucos, la principal diferencia entre antiguos y más recientes, es la elevada proporción de Yeso en estos últimos, y su relativa escasez en los primeros. Este hecho puede explicar la mayor compactación y resistencia de los estucos antiguos.

Como resultado de estos estudios, se plantea una propuesta

de restauración que comporte eliminar la acción de las aguas salinas subterráneas, y el tratamiento de la fachada con un agente que regenere el elemento consolidante de la calcarenita, es decir, el CO_3Ca .

El primer aspecto se abordó efectuando canalizaciones de desviación de la humedad subterránea. El segundo, usando en todas aquellas tareas de consolidación y revoque materiales constituidos por mezclas a base de cal grasa y agua de cal saturada en CO_2 .

La metodología de restauración de los elementos constructivos y decorativos de la Portada comportó además las tareas de:

Consolidaciones previas de elementos deteriorados, mediante PARALOID B 72 al 10 % en acetona. Eliminación de elementos perjudiciales (cementos, morteros, ...). Limpiezas con agua a baja presión, con disolución acuosa de TWEEN 20 y, finalmente, limpieza química de toda la Portada con la mezcla AB 57. Consolidaciones locales mediante agua de cal saturada en CO_2 por inyección. Reconstrucciones de elementos perdidos, mediante mortero de cal. Consolidación final o revoque por aplicación a pincel de una emulsión constituida por agua de cal, pequeña proporción de cal grasa, piedra de alumbre y colorantes minerales.

REFERENCIAS

- LAZZARINI, L. y TABASSO, M. (1986). Il restauro della pietra. CEDAM-Padova. 320 p.
- MARABELLI, M. y TABASSO, M. (1977). Materiali della pittura murale. Ed. Sistema. Roma.
- MARINELLI, G. (1976). Use of an epoxy aliphatic resin in the consolidation of porous building materials having poor mechanical properties. Proc. of the Ins. Symp. The Conservation of Stone, I. Bologna, 573-591.
- MORA, P. y MORA, L. (1973). Metodo per la rimozione di incrustazioni su pietre calcaree e di pinti murali. Ed. Compositori. Bologna.
- NONFARMALE, O. (1976). A method of consolidation and restoration for decayed sandstones. Proc. of the Int. Symp. The Conservation of Stone, I. Bologna, 401-410.
- PRICE, C.A. (1984). The consolidation of limestone using a lime pultice and lime water. Preprints of the Cong. "Adhesives and Consolidants". París, 160-162.
- STAMBOLOV, T. y ASPEREN DE BOER, J.R.J. (1972). The deterioration and conservation of porous Building in monuments. Int. Centr. for the Stud. of Preservation and Restoration of Cultural Property. Rome.

ESTUDIO MINERALOGICO DE UN HORMIGON ANTIGUO.

SORIANO CARRILLO, J. (1); GARCIA CALLEJA, M.A. (1) Y DE BENITO CAÑELLAS, A. (2).

(1) Lab. Central Estructuras y Materiales (CEDEX-MOPU). Madrid.

(2) Compañía Internacional de Investigación y Ensayos, S.A., Villaluenga de la Sagra (Toledo).

En el presente trabajo se ha realizado el estudio mineralógico del hormigón que constituye el revestimiento de un tunel de ferrocarril cuya construcción finalizó en 1.956. Al año de su terminación se detectaron alarmantes descomposiciones del hormigón, desprendiéndose, incluso, trozos de boveda en algunos puntos aislados.

Del estudio de los testigos de hormigón, realizado mediante microscopía electrónica de barrido en combinación con espectrometría de dispersión de energía de rayos X, se deduce que la degradación del revestimiento se ha producido como consecuencia de la acción combinada de los siguientes factores:

- a) interacción entre áridos con fases minerales silicatadas y los componentes de las soluciones intersticiales del hormigón,
- b) acción debida a los iones sulfatos,
- c) procesos de carbonatación.

Las reacciones de interacción entre los áridos y los componentes de la fase intersticial del hormigón, pueden definirse como la ruptura de un equilibrio precario y la búsqueda de un nuevo equilibrio en las nuevas condiciones del medio, ya que los minerales de los áridos se ven sometidos a la agresión de las soluciones de la fase intersticial del hormigón, lo que hace que dichos minerales respondan a la citada agresión, evolucionando, por alteraciones sucesivas, hacia minerales más estables en las condiciones fisicoquímicas que se dan en el seno del hormigón.

Como consecuencia de esta interacción se produce un intercambio iónico entre los minerales de los áridos y la fase intersticial del hormigón (Soriano, 1987), de modo que, de acuerdo con la mineralogía del árido, se produce una pérdida en las concentraciones de Na, Mg, Al, Si, S y K, así como una ganancia de Ca y, en ocasiones de Fe.

En una primera etapa, la sílice puesta en solución, se acumula en la periferia de los áridos, pero como consecuencia de la degradación de los filosilicatos, se produce la puesta en solución de los alcalinos, favoreciéndose, de este modo, la neoformación de ceolitas y geles complejos de naturaleza expansiva.

La liberación de los álcalis altera, por otra parte, la cinética de texturación del cemento, de modo que la presencia de álcalis disminuye la reactividad del C3A, favoreciéndose la formación de los compuestos hexagonales C2AH8 y C4AH13 (Jawed y Skalny, 1978).

La formación de sulfoaluminatos en el hormigón en estudio, puede explicarse teniendo en cuenta, por una parte la naturaleza mineralógica de los áridos, y por otra parte, la formación de aluminatos hidratados hexagonales. Así, en la formación de la etringita hay que considerar la reacción entre el C4AH13 y el yeso presente en los áridos.

Por otra parte, el monosulfoaluminato cálcico resulta expansivo como consecuencia de la reacción entre el C4AH13 y una solución suficientemente concentrada de iones sulfato, mediante un proceso de intercambio iónico (Chatterji, 1979).

Con respecto a los procesos de carbonatación observados, hay que señalar que, como consecuencia de dichos procesos, se produce la degradación del CSH (Helmut, 1977), apareciendo como productos finales de esta carbonatación, carbonato cálcico, sílice amorfa, alumina y óxido de hierro III.

La degradación del CSH, ha contribuido a un aumento en la concentración de Si, Al, y Fe en la fase intersticial del hormigón, circunstancia que ha favorecido la neoformación de los geles y ceolitas señalados mas arriba.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- CHATTERJI, S.K. (1969). Proc. V I.S.C.C. (Tokyo), 3, 336-341.
- HELMUT, R. (1977). Cem. Res. Progr., 7, 195-230.
- JAWED, I. y SKALNY, J. (1978). Cem. Concr. Res., 8, 37-52.
- SORIANO, J. (1987). Proc. First Int. RILEM Cong (Paris), 1, 25-32.

ESTUDIO Y CARACTERIZACION DE CALIZAS ORNAMENTALES UTILIZADAS EN EPOCA ROMANA.

ALVAREZ PEREZ, A. (1); PLANA LLEVAT, F.(2).

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

(2) Instituto Jaime Almera. CSIC. Barcelona.

Un grupo importante de materiales ornamentales, utilizados en época romana, está formado por calizas de edad geológica jurásico-cretácica, de características litológicas parecidas. La observación microscópica en lámina delgada proporciona de por sí datos determinantes de diferenciación y clasificación.

Se han seleccionado cinco canteras de época romana, distribuidas por la cuenca mediterránea, que proporcionan materiales diferentes pero susceptibles, a veces, de poder originar alguna confusión en la clasificación, y se intenta fijar criterios complementarios de diferenciación. Las muestras han sido sometidas a métodos clásicos de análisis (absorción atómica y difracción de rayos-X) y los datos obtenidos han sido discutidos según criterios de estadística matemática.

Finalmente se han comparado los resultados analíticos obtenidos sobre muestras procedentes del yacimiento romano de Clunia (Soria), con los obtenidos a partir de las muestras de Espejón, localidad de donde provienen las primeras.

Para todos estos materiales los mejores métodos de clasificación siguen siendo los visuales, tanto macroscópicos como microscópicos. Los métodos analíticos utilizados dan un porcentaje máximo de fiabilidad del 76,59%, obtenido mediante el análisis discriminante de grupos.

MINERIA Y METALURGIA EN EL ASENTAMIENTO PREHISTORICO DE LOS GAVINES (MAZARRÓN, MURCIA).

ROS SALA, M.M. (1), ARANA, R. (2) Y GALVEZ, J. (3).

(1) Dpto. de Prehistoria, Arqueología, Historia Antigua e Historia Medieval. Univ. de Murcia.

(2) Dpto de Química Agrícola, Geología y Edafología. Univ. de Murcia.

(3) Dpto. de Química Inorgánica. Univ. de Murcia.

El asentamiento prehistórico de la Punta de los Gavilanes está situado en la actual línea de playa y formado por pequeños afloramientos calizos entre los cuales se instaló un reducido grupo de población a mediados del segundo milenio a.C. La acción del oleaje y los movimientos eustáticos del litoral han modificado intensamente la primitiva morfología de la zona. No obstante, debió tener una situación privilegiada en el eje de la comunicación entre el área minera de Mazarrón, la costa y la depresión prelitoral murciana.

Desde el punto de vista arqueológico el asentamiento fué estudiado en 1986, poniéndose de manifiesto una ocupación hasta el siglo III a.C. En este paraje se encontró un taller de fundición de plata en el departamento B2 y cronológicamente centrado en el siglo IV-III a.C., que coincide con unos momentos en que se incrementa considerablemente la demanda de plata peninsular por parte de Carchago.

Este taller se compone de dos grandes recintos cuadrangulares escalonados y cerrados por altos zócalos de piedra, en cuyo interior se instalaron diferentes estructuras relacionadas con el proceso metalúrgico efectuado en ellos. Destaca entre aquéllas un pequeño horno o receptáculo de fundición entre cuyos desechos figura una gran cantidad de escorias cuyo estudio es objeto de esta comunicación.

El estudio mineralógico y metalúrgico de estos materiales se ha efectuado por DRX, FRX, microscopía de luz transmitida y reflejada y análisis químico. Todas las escorias se caracterizan por sus formas aplanadas, ausencia casi total de vesículas, tonalidades blancas, amarillentas o grisáceas y una densidad muy elevada.

Las determinaciones por FRX indican contenidos muy elevados en Pb, con pequeñas cantidades de Cu, Fe, Ca y K, junto a trazas de Zn, Ag y Cr, procedentes de las menas primarias (o de sus productos de transformación) y de la ganga asociada. Las determinaciones analíticas en estas muestras ponen de manifiesto una composición cualitativa parecida a la que se encuentra en las mineralizaciones de tipo BPG en el distrito de Mazarrón, por lo que deben tener allí su procedencia.

Desde el punto de vista mineralógico los principales componentes de estas muestras son óxidos de plomo, procedentes del proceso metalúrgico llevado a cabo. Destacan el litargirio y el minio, acompañados de otros minerales de plomo (cerusita y leadhillita), galena sin atacar y pequeñas cantidades de hematites y yeso.

El estudio por luz reflejada revela un proceso metalúrgico netamente distinto al que tendría lugar más tarde en esta zona, ya en época romana. Se caracteriza por un menor rendimiento en el beneficio de la plata, recuperación del cinc y escaso o nulo aprovechamiento del plomo.

FACTORES QUE AFECTAN EN LA DETERMINACION DEL ERROR ASOCIADO A LA DATACION ABSOLUTA POR TERMOLUMINISCENCIA: FABRICA DE LADRILLOS (GETAFE).

ARRIBAS, J.G.(1); MILLAN, A. (1); SIBILIA, E. (2) Y CALDERON, T.(1).

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

(2) Dpto. de Física. Università Degli Studi di Milano. Italia.

La datación absoluta por termoluminiscencia (TL) es una técnica bien desarrollada en la actualidad tanto para materiales geológicos como arqueológicos. En el presente trabajo se analizan los factores que influyen en la precisión del método, tomando como punto de partida los resultados de la datación del yacimiento "Fábrica de Ladrillos" (Arribas et al. 1989), situado en el término municipal de Getafe (Madrid).

Las muestras datadas se caracterizan por un alto contenido en K, estar situadas en terrenos arenosos con una importante presencia de elementos radioactivos (Th y U) y materia orgánica, esta última procedente en parte de contaminación actual. La incertidumbre en el contenido de agua del terreno y de la muestra, con importantes fluctuaciones estacionales, ha sido otro parámetro a considerar.

Se ha establecido la influencia en la fecha final de los distintos errores, tanto sistemáticos como aleatorios, inherentes a la datación. Dentro del cálculo de la dosis total se ha dado más énfasis al error en la extrapolación para hallar la dosis equivalente (ED), mientras que en el cálculo de la dosis anual se ha prestado mayor interés a la importancia del contenido medio en agua de las cerámicas y del terreno.

Teniendo en cuenta la influencia de los parámetros anteriormente citados en las distintas fechas individuales, para la fecha del yacimiento como conjunto se obtiene una localización cronológica del mismo en el 1049 ± 180 A.C., es decir, con un margen de error del $\pm 6\%$.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.

ARRIBAS, J.G., CALDERON, T., BLASCO, C. (1989): Datación absoluta por termoluminiscencia: un ejemplo de aplicación arqueológica. Trabajos de Prehistoria (en prensa).

CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS Y TEXTURALES DE FOSFATOS DE LAS PEGMATITAS GRANÍTICAS DEL CAP DE CREUS (PIRINEO ORIENTAL CATALAN).

CORBELLA, M. Y MELGAREJO, J.C.

Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Depósitos Minerales. Univ. de Barcelona.

El campo pegmatítico de la Península del Cap de Creus (terminación oriental de los Pirineos), al NE de Girona, se emplaza en una serie de edad presuntamente cambro-ordovícica, afectada por metamorfismo regional.

Se trata de pegmatitas graníticas, cuya composición peraluminica queda reflejada en la presencia de fases ricas en Al: granates, cordierita, andalucita, sillimanita, crisoberilo, gahnita, corindón, nigerita, turmalina). Sus características de emplazamiento y las fases accesorias (fosfatos con Li, paragénesis con Nb-Ta-U-Sn) permiten su inclusión en las pegmatitas de elementos raros de Cerny (1982).

El campo pegmatítico se encuentra manifiestamente zonado en relación a las isogradas metamórficas. Así, en las zonas de mayor grado metamórfico aparecen pegmatitas microclínicas, mientras que en las zonas de grado medio las pegmatitas son albiticas y más evolucionadas.

Las pegmatitas del primer grupo contienen raramente mineralización fosfatada. Como fosfato primario sólo ha podido reconocerse fluorapatito, aunque en ocasiones aparecen fosfatos secundarios de Fe-Mn.

Las pegmatitas del segundo grupo presentan una gran variedad de fosfatos, pudiendose reconocer asociaciones primarias con Ca-Fe-Mg-Mn (graftonita, sarcópsido, magniotriplita, beusita, wagnerita) entre los que existen texturas de desmezcla; otra asociación frecuente es la de fosfatos de Li (ferrisicklerita, montebrasita). Cada una de estas asociaciones genera a su vez una variada paragénesis mediante reemplazamiento total o parcial, a menudo rica en Na: alluaudita, heterosita, lazulita, berlinita, hurlbutita, etc. Las fases tardías, como producto secundario de las anteriores, ocupan rellenos de fracturas (generalmente esquistosidad) o pseudomorfizan a las anteriores: brasilianita, rockbridgeita, cyrilovita, manganolipscombite, mitridatita, vivianita, fluorapatito.

Esta asociación fosfatada concuerda con la descrita por diversos autores para campos pegmatíticos de elementos raros.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

CERNY, P.(1982): Anatomy and classification of granitic pegmatites. In: Cerny (ed.): Short Course in Granitic Pegmatites in Science And Industry. Mineralogical Association of Canada.

MINERALOGIA Y GEOQUIMICA DE LA PEGMATITA HIBRIDA DE AÑARBE (MACIZO PALEOZOICO DE CINCO VILLAS, PIRINEOS VASCOS).

PESQUERA, A. (1); VELASCO, F. (1) Y FONTAN, F. (2).

(1) Dpto. de Mineralogía y Petrología. Univ. del País Vasco. Bilbao

(2) Lab. de Minéralogie. Univ. Paul Sabatier. Toulouse. Francia.

El macizo paleozoico de Cinco Villas forma parte del zócalo hercínico pirenaico, constituyendo la zona más occidental del Paleozoico Vasco. En rasgos generales, consta de dos grandes conjuntos litológicos: (1) la serie sedimentaria, afectada por la deformación y metamorfismo hercínico, y (2) rocas ígneas asociadas con este fenómeno (Pesquera, 1985; Pesquera & Velasco, 1988). En este contexto se encuentra un campo pegmatítico relacionado espacialmente con el granitoide de Aya. La pegmatita estudiada encaja en esquistos carboníferos (=Westfaliense) situados muy próximos al borde meridional del plutón, el cual genera un metamorfismo de contacto con andalucita, biotita ± granate en la parte interna de la aureola.

La pegmatita presenta una forma tabular, con una inclinación de 45-50° al SO, siendo concordante con la esquistosidad regional S₂. Su espesor aproximado es de 12m, con una estructura interna que comprende: (1) zonación, (2) fenómenos de reemplazamiento, y (3) relleno de fracturas; siguiendo de este modo el esquema clásico de Cameron et al. (1949). La zonación viene definida por variaciones texturales y composicionales, distinguiéndose tres zonas principales:

- a) Zona de borde (=50cm), de carácter microgranítico, con tendencia porfídica, donde se evidencian enclaves angulosos de naturaleza pelítica.
- b) Zona intermedia (4-5m), heterogénea, con feldespato, mica y relativamente rica en minerales aluminicos (corindón, andalucita y sillimanita)
- c) Núcleo (=1m), compuesto fundamentalmente por cuarzo y moscovita

Los fenómenos de reemplazamiento se desarrollan particularmente en la zona intermedia a través de fracturas irregulares. Además de éstas, puede verse un relleno de fracturas, sin reemplazamiento apreciable, con cuarzo, turmalina y moscovita.

La mineralogía está representada mayoritariamente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita, oligoclasa-Na) y moscovita. La turmalina, silicatos aluminicos, corindón, biotita, y fosfatos (apatito fundamentalmente) aparecen en menor medida y, a nivel accesorio, circón, ilmenita y pirita.

El feldespato potásico es peritítico (venas y manchas, que evolucionan en algunos casos a albita "chess-board"), con una triclinicidad variable que tiende a aumentar hacia el borde, lo cual denota una evolución normal según Martin (1982). La distribución de Al en posiciones T₁ y T₂ es de 0.83-1 y 0.00-0.17, respectivamente, correspondiendo a microclina intermedia a baja con una secuencia de orden intermedia entre un estadio y dos estadios. La plagioclasa aparece siempre maclada (Ab, Ab-Ala, Periclina, etc.), adquiriendo un carácter más albitico hacia el núcleo de la pegmatita. La moscovita presenta varias generaciones, concentrándose particularmente en la zona central con un tamaño grueso. La turmalina, de tamaño de grano fino a grueso, es importante en los esquistos de contacto, por efecto de la turmalinización, y rellenando fracturas que cortan al cuerpo pegmatítico. La andalucita es el polimorfo aluminico más abundante observándose cristales prismáticos de hasta 2cm. El corindón es de color azul (zafiro), de tamaño de grano fino a medio, presentando un hábito prismático-columnar. La biotita, más o menos cloritizada, aparece asociada fundamentalmente al microgranito porfídico de la zona de borde.

La composición química de la zona de borde es similar a la de las rocas graníticas de la unidad periférica del plutón de Aya, aunque con una proporción menor de CaO, MgO, TiO₂ y FeO. Su proyección en el sistema Qz-Ab-Or-H₂O define una presión de 0.5-1.5 kb, que encuadraría a este cuerpo pegmatítico dentro de un ambiente superficial, o bien, como una pegmatita tipo I en el esquema de Ginsburg et al. (1979). El análisis de elementos traza por XRF y Espectroscopia de Emisión revela, en general, unos contenidos relativamente bajos en Ba (<400ppm), Sr (<70ppm), Y (<70ppm), y Zr (<70ppm), hecho que caracteriza a ciertas pegmatitas mineralizadas según Tischendorf (1977), mientras que los contenidos de Be (<50ppm), Li (<250ppm), Sn (100ppm), Ta (<100ppm), Nb (<100ppm) y Rb (<400ppm) son comparables a los valores establecidos por Kuzmenko et al. (1976) para las pegmatitas de Be-Ta-Li. La concentración de tierras raras está por debajo del límite de detección. Sin embargo, el grado de especialización geoquímica no parece ser significativa o, al menos, los datos recabados no sugieren que esta pegmatita contenga concentraciones elevadas de ciertos elementos que la confieran valor económico.

Desde el punto de vista genético, esta pegmatita representa probablemente un fundido residual, enriquecido en H₂O, como resultado de la diferenciación en profundidad de un magma granítico. El sistema evoluciona hacia la superficie bajo unas condiciones tectónicamente cerradas, pero asimilando material encajante, hecho que le imprime cierto carácter peraluminico y le suministra la sobrepresión necesaria para la formación de sillimanita (Shmakin, 1984). Finalmente, la apertura del sistema produjo un descenso de la presión (0.5-0.7kb) con la subsecuente liberación de fluidos que dieron lugar a fenómenos de reemplazamiento y al relleno de fracturas.

Referencias

- CAMERON, E.N.; JAHNS, R.H., McNAIR, A.H. & PAGE, L.R. (1949). *Econ. Geol.*, Mon. 2, 115 pp.
- GINSBURG, A.I., TIMOFEYEV, I.N. & FELDMAN, L.G. (1979). *Nedra Moscow*, 296 pp.
- MARTIN, R.F. (1982). In P. Cerny (Ed.), *Mineral. Assoc. Canada, Short Course Handbook*, vol. 8, 41-62.
- PESQUERA, A. (1985). *Tesis Doct.*, 579 pp.
- PESQUERA, A. & VELASCO, F. (1988). *Mineral. Mag.*, 52, 615-625.
- SHMAKIN, B.M. (1984). *Geochem. Inter.*, 1-19.
- TISCHENDORF, G. (1977). In M. Stempok, L. Burnol and G. Tischendorf (Eds.), *Mineral. Assoc. Acid Magma.*, vol. 2, *Ustred. Ustav Geol. (Prague)*, 41-98.

ASPECTOS MINERALOGICOS DE LAS PEGMATITAS DE FREGENEDA (SALAMANCA).

RODA, E.; VELASCO, F. Y PESQUERA, A.

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

Las pegmatitas de La Fregeneda pertenecen a un denso campo filoniano que aflora en el extremo noroccidental de la provincia de Salamanca. Tales pegmatitas aparecen junto a filones deformados de cuarzo y albita, con casiterita, dando lugar a un stockwork, y encajando en materiales del complejo esquistu-grauwackico, compuesto por una alternancia de cuarcitas, grauwackas, esquistos y pelitas. Estos materiales han sufrido un metamorfismo regional con una distribución de isogradas paralelamente al contacto con el granito de Lumbrales, alcanzándose la zona de la sillimanita, Carnicero (1982). Las pegmatitas estudiadas se encuentran asociadas a las zonas de la biotita y de la clorita.

La dirección de las pegmatitas varía entre N170E y N10E, con fuerte buzamiento a subvertical. La potencia puede llegar a ser de hasta 8m, siendo generalmente menor de 3m en la mayor parte de su recorrido (≈ 1.5 Km). A veces se observa una estructura interna, con el desarrollo de una zona de borde, de tonos blancos, y un núcleo, de colores violáceos. En otras ocasiones aparece un bandeado composicional, paralelo a los contactos con el encajante.

La mineralogía se compone principalmente de albita, mica litinifera y cuarzo; y en menor cantidad, de feldespato potásico, ambligonita y moscovita. Como accesorios se han encontrado espodumena, casiterita, apatito y otros fosfatos, berilo, estannita, calcopirita, etc. La distribución de estos minerales dentro de las distintas zonas de los diques pegmatíticos es la siguiente:

- (1) donde presentan estructura interna zonada, la mica litinifera y el cuarzo aparecen como componentes mayoritarios en el núcleo, siendo la albita y, en menor proporción, el feldespato potásico los principales constituyentes de los bordes. Los cristales de albita pueden presentar un crecimiento perpendicular al contacto con el encajante, siguiendo el esquema de Uebel (1977). En las zonas más cercanas al encajante, abunda la ambligonita.
- (2) cuando aparece un bandeado composicional, éste viene definido por la alternancia de bandas ricas en mica de Li y cuarzo, con otras en las que la albita es el mineral más abundante.
- (3) en los diques que no se observa una estructura interna, su principal componente es la albita, y en menor proporción cuarzo, feldespato potásico, moscovita y ambligonita.

Cerca de las pegmatitas, el encajante puede presentar una notable turmalinización. Se han hallado los parámetros de celda de la turmalina por métodos de estudio de DRX, obteniéndose unos valores para $a_0 = 15.974 \text{ \AA}$ (0.003), y para $c_0 = 7.181 \text{ \AA}$ (0.002), que las sitúan, según Donnay y Barton (1972), entre los campos de la dravita y el chorlo. El estudio microscópico evidencia un proceso de albitización del feldespato potásico y de la plagioclasa, que da lugar a la aparición de texturas "chessboard". La albita aparece frecuentemente maclada, según las leyes de la Albita, Periclina, Carlsbad, Albita-Ala, Albita-Carlsbad, etc. Su hábito es generalmente xenomorfo, aunque también puede ser hipidiomorfo. Se evidencia cierta deformación en algunos minerales, que se traduce en la aparición de subgranos y extinción ondulante en plagioclasa y cuarzo, "kinking", etc. La mica de Li presenta frecuentemente un crecimiento radial característico y llega a formar en ocasiones un armazón, en cuyos huecos encajan el resto de los minerales. La ambligonita se caracteriza por su alto relieve,

hábito hipidiomorfo y frecuentes maclas polisintéticas. La casiterita se presenta en pequeños granos de hábito hipidiomorfo, con abundantes maclas.

Los datos mineralógicos, geoquímicos y de campo, sugieren que los cuerpos pegmatíticos de La Fregeneda corresponden al tipo de "elementos raros con litio", de Rudenko et al. (1975); o a pegmatitas de profundidades intermedias, del "tipo II", definido por Ginsburg et al. (1979). En consecuencia, su origen estaría emparentado con la diferenciación de magmas ricos en litio que, a su vez, habrían dado lugar a los granitos existentes en esta zona.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

CARNICERO, A. (1982): "Estudio del metamorfismo existente en torno al granito de Lumbrerales (Salamanca). *Studia Geologica*, 17, 7-20.

DONNAY, G.; BARTON, R. Jr. (1972): "Refinement of the crystal structure of the elbaite, and the mechanism of the tourmaline solid solution. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 18, 273-286.

GINSBURG, A. I.; TIMOFEYEV, I. N.; FELDMAN, L. G. (1979): "Principles of Geology of Granitic Pegmatites". Nedra Moscow, 296 p.

RUDENKO, S. A.; ROMANOV, V. A.; MORAKHOVSKIY, V. N.; TARASOV, E. B.; GALKIN, G. A.; DOROKHIN, V. K. (1975): "Conditions of formation and controls of distribution of muscovite objects of North-Baikal muscovite province, and some general problems of pegmatite consolidation". In: "Muscovite pegmatites of the URSS". Nauka Leningrad, 174-182.

UEBEL, P. J. (1977): "Internal structure of pegmatites, its origin and nomenclature". *N. Jb. Miner. Abh.*, 131, 1, 83-113.

ESTADO ESTRUCTURAL Y COMPOSICION DE FELDESPATOS ALCALINOS DE PEGMATITAS ASOCIADAS A MATERIALES METAMORFICOS DE ALTO GRADO (MACIZO DE URSUYA, PIRINEOS VASCOS).

ONDARROA, C. Y PESQUERA, A.

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

En el macizo de Ursuya se observan diversas pegmatitas relacionadas, por una parte, a un complejo gneísico Precámbrico, donde predominan paragneises aluminicos de la facies de granulitas, y por otra, a un complejo Cambro-Ordovícico, compuesto por gneises y micaesquistos con sillimanita. La morfología y tamaño de las pegmatitas varía dentro de cada complejo, desde segregaciones y cuerpos lenticulares concordantes con la foliación regional hasta masas irregulares discordantes de mayor a menor tamaño.

La composición mineralógica de las pegmatitas comprende: cuarzo + fels-K + plagioclasa ± biotita ± moscovita ± turmalina ± sillimanita ± andalucita ± cordierita ± granate ± apatito ± monacita ± circón ± óxidos Fe-Ti ± espinela. La plagioclasa parece ser más abundante que el feldespato-K en ciertos cuerpos asociados al Cambro-Ordovícico, observándose también un claro predominio de moscovita.

El estudio de los feldespatos alcalinos, pertenecientes a varias rocas pegmatíticas representativas de ambos complejos, se ha llevado a cabo por medio de XRD utilizando técnicas de polvo y monocristal (método del cristal oscilante y de precesión, según Smith y Mackenzie (1955) y Smith (1974a), respectivamente), y por Espectroscopía de Absorción de Infrarrojos. Por otra parte, los feldespatos alcalinos estudiados se han analizado químicamente por microsonda electrónica.

Al microscopio, los feldespatos alcalinos de pegmatitas asociadas a materiales precámbricos son peritíticos (film, venas, manchas, etc.) y no muestran maclado; aunque algunas veces aparece la macla Albita-Periclina de forma incompleta, coexistiendo regiones macladas y no macladas. Los datos de XRD por el método de polvo revelan: altos contenidos N_{Or} , estados estructurales variables (ortosa, microclina intermedia, microclina máxima), coexistencia de distintos estados estructurales en la misma muestra (ortosa + microclina intermedia; microclina intermedia + microclina máxima), así como distribuciones de Si, Al ordenadas a muy ordenadas, que parecen seguir, según el diagrama $\Delta(b^*c^*)-\Delta(a^*\gamma^*)$, una tendencia intermedia entre un modelo de orden en un estadio y dos estadios. La diferencia ($t_{10}-t_{1m}$) calculada según Kroll y Ribbe (1983) varía entre 0.35-1.00. Los estudios de XRD mediante monocristal muestran que la fase potásica no exhibe el maclado tipo M, apareciendo sólo en algunas muestras un incipiente desarrollo con predominio de la macla tipo Albita sobre la de la Periclina. Asimismo, se observa la coexistencia de una fase monoclinica dominante y una fase triclinica. El maclado de Albita se presenta sistemáticamente en la fase sódica y algunos feldespatos muestran coherencia entre la fase potásica y la sódica.

A diferencia del grupo anterior, los feldespatos de las pegmatitas asociadas a materiales Cambro-Ordovícicos muestran ópticamente la macla del enrejado y en fotografías de precesión y oscilante se evidencia la macla M, que a veces tiende a formar la asociación diagonal. Las distribuciones de Si, Al son muy ordenadas.

Los datos obtenidos por espectroscopía de absorción de infrarrojos corroboran los resultados anteriores, en cuanto al grado de orden de los feldespatos analizados.

La composición química varía desde $Or_{89.5}Ab_{10}An_0Cn_{0.5}$ hasta $Or_{93}Ab_7An_0Cn_0$, para feldespatos de pegmatitas en materiales Cambro-Ordovícicos, y desde $Or_{88}Ab_{11}An_{0.5}Cn_{0.5}$ hasta $Or_{89}Ab_9An_0Cn_2$, para feldespatos en pegmatitas en materiales precámbricos.

La variación estructural y composicional observada, así como la coexistencia de fases monoclinicas y triclinicas en feldespatos de pegmatitas asociadas a materiales Precámbricos sugiere que: (a) los procesos de orden han sido heterogéneos, bien por diferencia en la razón de enfriamiento o por una actividad de fluidos variable, y/o (b) la temperatura de cristalización de las pegmatitas asociadas a los materiales precámbricos ha sido superior a la de las pegmatitas asociadas a materiales Cambro-Ordovícicos, explicándose de este modo la persistencia de ortosa.

Referencias

- KROLL, H y RIBBE, P.H. (1983): In "Feldspar Mineralogy". (2nd. Edition, P.H. RIBBE, Ed.). Min. Soc. Am., Rev. Mineral. 2, 57-99.
 SMITH, J.V. (1974a): Vol. I. Springer-Verlag. Heidelberg, 627 pp.
 SMITH J.V. y MACKENZIE W.S. (1955): Amer. Mineral., 40, 733-747.

MINERALIZACIONES DE HIERRO ASOCIADAS A CALCARENITAS DE EDAD ALBIENSE: MINA DE DICIDO (CANTABRIA).

GIL, P.P. (1); CRESPO, J. (1), VELASCO, F. (1) Y CASARES, M.A. (2).

(1) Dpto. de Mineralogía y Petrología. Univ. del País Vasco. Bilbao.

(2) Dpto. de Investigación Geológica. AGRUMINSA. Gallarta. Vizcaya.

Los yacimientos de hierro del Anticlinorio de Bilbao, constituidos fundamentalmente por siderita, se encuentran localizados dentro de dos unidades carbonatadas de edades diferentes. Los de mayor importancia, algunos de ellos actualmente en explotación, se sitúan en las calizas de plataforma de edad Gargasiense (Gallarta, Bilbao, Somorrostro, etc.), mientras que otros de menor importancia y hoy inactivos, encajan en las calcarenitas del Albiense Inferior (Hoyo-Covarón, Dícido, Setares). En este trabajo se presenta una aportación de datos mineralógicos y geoquímicos del yacimiento de Dícido, en el cual se ha venido explotando la parte oxidada (goethita), desde el siglo pasado hasta el año 1986. La producción total de mineral para el conjunto de la zona (Dícido-Setares) en el período citado se estima en unos 10 MT.

El yacimiento de Dícido se encuentra situado a 7 km. al SE de la localidad cántabra de Castro-Urdiales, próxima al límite de provincia con Vizcaya. Está asociado a niveles carbonatados que con un buzamiento de 60-80° al W constituyen el flanco oriental de un pequeño sinclinal de dirección N-S.

La mineralización, con morfologías masivas y arrosariadas, encaja en un nivel de calcarenitas ("grainstones" de briozoos) de unos 50-70 m. de potencia, que presenta procesos de dolomitización y ankeritización. Estas calcarenitas pueden estar totalmente reemplazadas por la mineralización de siderita (las potencias más frecuentes del mineral en las zonas más importantes del yacimiento oscilan entre 50-60 m. alcanzando localmente los 80 m. El nivel mineralizado está limitado a muro por una serie de margocalizas y calizas, con aparición ocasional de margas, de 70 a 100 m. de espesor, presentando a techo 60 m. de niveles más terrígenos (margas y margas arenosas).

Mineralógicamente podemos diferenciar dos partes principales dentro del conjunto del yacimiento: a) la zona más externa representa la parte oxidada y está formada por goethita con texturas oquerosas, con algo de cuarzo, filosilicatos y muy localmente sulfuros (pirita), asociados a fracturas de dirección E-W. Esta zona de fuerte alteración alcanza hasta profundidades de 300 m. desde la superficie (aproximadamente hasta las cotas 40 a 20); esta oxidación puede explicarse por efecto de la considerable fracturación de la zona que facilita la circulación de gran cantidad de agua (el drenaje de las galerías supone un caudal de 5 l/s). b) en cotas inferiores a la antes citada, muy por debajo de la superficie topográfica, se encuentra la zona carbonatada (inalterada) del yacimiento, formada principalmente por sideritas masivas con ankerita, en las que aparecen cristales idiomorfos zonados de dolomita-ankerita, relictos de dolomita, en menor cantidad cuarzo y trazas de sulfuros (pirita y marcasita). También aparecen, con menor frecuencia y en zonas de transición con la calcarenita, masas de ankerita con texturas bandeadas tipo ritmitas de cristalización diagenética que en la zona alterada están parcialmente transformadas a goethita, dando lugar a lo que en términos mineros se conoce como "piedra roja" (ankerita + calcita + goethita). Entre estos dos

conjuntos claramente diferenciados, existe una zona de transición en la que la alteración no es total y donde se encuentran restos aislados de siderita englobados en la goethita.

El estudio geoquímico sobre un total de 42 muestras, pertenecientes al encajante (7 calcarenitas) y la mineralización (9 ankeritas masivas, 17 sideritas y 9 goethitas), indica proporciones muy bajas en los elementos traza estudiados. En las calcarenitas los valores medios son menores de 20 ppm para el Co, Cu, Ni, Pb, Rb, V y Zn, ligeramente superiores para el Ba (30-40 ppm) y más altos para el Sr (>de 200, pudiendo llegar a 470 ppm). En cuanto a la mineralización, además del enriquecimiento en Fe acompañado del Mn y el aumento en Mg (2.5% en las sideritas y un 10% en las ankeritas), es interesante destacar un ligero aumento en Zn (20-60 ppm) y Cu (hasta 200 ppm en algunas sideritas y contenidos mayores de 400 ppm en goethitas aisladas). El estudio estadístico de estos datos pone de manifiesto una asociación Fe, Mn, Zn para las muestras correspondientes a la mineralización, así como una agrupación de las muestras de la mineralización indicando una posible evolución de ankerita- \rightarrow siderita \rightarrow goethita.

Los resultados del análisis mineralógico, textural y geoquímico permiten establecer, provisionalmente, una hipótesis genética basada en el reemplazamiento hidrotermal de sedimentos carbonatados previos, durante una etapa diagenética tardía durante el Cretácico inferior (Albiense medio ?) y una posterior alteración supergénica del conjunto que continúa desarrollandose hasta nuestros días.

ESTUDIO DE LAS MAGNETITAS DE LATEDO: CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO GEOLOGICO Y METALOGENICO DE LAS MINERALIZACIONES DE Fe ASOCIADAS A LOS MATERIALES ORDOVICICOS DE LA PROVINCIA DE ZAMORA.

FERNANDEZ FERNANDEZ, A. Y MORO BENITO, M.C.
Dpto de Geología. Univ. de Salamanca.

RESUMEN

En este trabajo se estudia las mineralizaciones sedimentarias de Fe de Latedo que están asociadas a los materiales ordovícicos del flanco sur del Sinforme de Alcañices en la región centro-occidental de la provincia de Zamora.

Esta región, situada geológicamente al N. de la Zona Centro-Ibérica de Juilvert et al. (1.972) y caracterizada por la presencia de materiales ordovícicos y silúrico-devónicos que determinan la megaestructura de dirección NO-SE del Sinforme de Alcañices; contiene numerosas mineralizaciones de Fe, todas ellas situadas a techo de la Cuarcita Armoricana que ocupan respectivamente dos flancos N y S. de dicha estructura. Estas mineralizaciones, que corresponden a magnetitas sedimentarias, coinciden con las anomalías magnéticas que se encuentran en el Mapa del Campo Magnético residual de esta región.

Las magnetitas de Latedo se presentan en niveles poco potentes, de un metro como máximo, interestratificados en el Tramo Superior de la Formación Cuarcitas del Pielgo, que corresponden a cuarcitas micáceas de edad Arening. Presentan de mayor a menor frecuencia las siguientes estructuras: masiva, constituida por agregados de cristales idiomorfos y subidiomorfos de magnetitas; bandeada, debido a la alternancia de niveles más cuarcíticos con otros más ferruginosos, y, por último, oolítica y laminada, originadas probablemente por el reemplazamiento de fósiles (radiolarios y mallas de algas respectivamente).

Los estudios realizados en estas mineralizaciones han puesto de manifiesto el carácter singenético y/o diagenético que presentan. Se habrían formado, por sus características texturales y mineralógicas, en un medio marino somero, al precipitar el Fe aportado a la cuenca por soluciones meteóricas procedentes de la lixiviaciones de las áreas continentales emergidas, y/o por soluciones hidrotermales relacionadas con las abundantes manifestaciones volcánicas de naturaleza básica que se encuentran a muro del tramo mineralizado.

CARACTERISTICAS COMPOSICIONALES Y GEOTERMOMETRICAS DE CLINOPIROXENOS EN DOLERITAS TRIASICAS ("OFITAS") DEL AREA DE "EL GRADO-AGUINALIU" (PROVINCIA DE HUESCA).

LAGO, M. (1); AMIGO, J.M. (2) Y POCOVI, A. (1).

(1) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Univ. de Zaragoza.

(2) Dpto. de Geología. Univ. de Valencia. (Campus Burjasot).

En el sector de El Grado - Aguinaliu (provincia de Huesca) afloran diversas toleitas de las que, en algunos casos, se conservan sus relaciones con los sedimentos del Keuper encajante. Así, en un afloramiento próximo al pueblo de El Grado, en el techo del sill dolerítico son frecuentes las estructuras fluidales de naturaleza diversa: arrugas de flujo, formas globosas y estructuras en almohadillas, etc. Estas estructuras constituyen el borde enfriado al que está adherida una lámina, muy compactada, del sedimento margo-arcilloso encajante y que experimenta un débil metamorfismo de contacto. Las relaciones de emplazamiento permiten inducir que la intrusión toleítica se emplazó bajo un reducido nivel de sedimentos, poco compactados, y las condiciones de carga litostática suprayacente no superaron 1 Kbar.

Un estudio detallado de las características petrológicas comprendiendo, desde el borde enfriado hacia las zonas más internas del afloramiento y también, al diferenciado pegmatoides (representativo de la composición final del líquido magmático), permite identificar las condiciones de la consolidación.

Estudios previos en doleritas análogas (Lago, 1980; Lago y Pocovi, 1980; Lago y Pocovi, 1982; Azambre et al. 1987) muestran que la evolución en composición de los clinopiroxenos pertenecientes a las zonas antes indicadas reflejan la evolución de la cristalización del líquido toleítico. En el caso que nos ocupa, este estudio tiene un destacado interés por analizarse muestras con una ubicación precisa en el afloramiento.

Considerados globalmente los piroxenos, y utilizando diversos criterios (Le Bas, 1962; Nisbert y Pearce, 1977; Leterrier et al. 1982) se establece su afinidad toleítica y, más particularmente, los rangos de variación en determinados componentes mayores (Al_2O_3 : 1.41 - 3.73 %; SiO_2 : 48.75 - 52.99 %) y otros significativos, tomados de la fórmula estructural (Ti: 0.0058 - 0.030; Ca + Na: 0.0101 - 0.8426). Así pues, desde los bordes enfriados de composiciones representativas en $En_{49.63}Wo_{40.17}Fs_{10.20}$ hacia los diferenciados con valores promedios en $En_{38.96}Wo_{36.72}Fs_{24.32}$, destaca un aumento en Fe y ligero descenso en Ca con el desarrollo de la cristalización de los piroxenos.

Por otra parte, la aplicación del geotermómetro de Lindsley y Andersen (1983), considerando $P < 1$ Kb., en 111 análisis de clinopiroxenos pertenecientes a las diferentes zonas petrológicas antes indicadas, indica la existencia de un rango en $1200 - 1125^{\circ}\text{C}$ para los piroxenos de bordes enfriados (cristalización inicial) y del de $1180 - 650^{\circ}\text{C}$ para los piroxenos de tardía cristalización (o de los diferenciados pegmatoides).

Los resultados composicionales y termométricos obtenidos presentan una buena adecuación mutua, y confirman los valores alcanzados precedentemente (Amigó y Lago, 1985; Lago y Amigó, 1986; Azambre et al. 1987) en doleritas triásicas pertenecientes a diversas localizaciones geográficas. La favorable adecuación aquí obtenida será objeto de un posterior estudio, considerando el comportamiento de un mayor número de elementos (p.e. Ni, Cr, Cu, Co, etc.), y las respectivas relaciones entre composición y temperatura de cristalización.

CARACTERÍSTICAS COMPOSICIONALES Y GEOTERMOMETRICAS DE PIROXENOS EN ROCAS CALCO-ALCALINAS, STEPHANIENSE-PÉRMICAS, EN LA CADENA IBERICA (PROVINCIA DE TERUEL).

LAGO, M. (1); AMIGO, J.M. (2); TORRES, J.A. (1); BAMBO, C. (1); HIDALGO, M.A. (3) Y POCOVI, A. (1).

(1) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Univ. de Zaragoza.

(2) Dpto. de Geología. Univ. de Valencia. (Campus Bursajot).

(3) Servicios Técnicos de la Universidad de Granada.

Es bien conocido que un detallado estudio, sobre las características composicionales de los piroxenos integrantes en rocas de una determinada afinidad magmática, facilita obtener interesantes consideraciones sobre las condiciones de cristalización del magma y su ambiente de formación.

Los recientes estudios petrológicos y geoquímicos realizados sobre el magmatismo calco-alcalino que, con edad Stephaniense-Pérmico, es característico en la Cadena Ibérica (ANCOCHEA et al. 1980; HERNAN et al, 1981; NAVIDAD, 1983; APARICIO y GARCIA CACHO, 1984; CONTE, 1985; MUÑOZ et al., 1985; CONTE y LAGO, 1985 a y b; AUQUE, 1986; CONTE et al., 1987; LAGO et al., 1987 a, b, c y d; LAGO et al., 1988 a, b, c y d; TORRES et al., 1989 a y b; BAMBO et al, 1989; LAGO et al.; 1989), presentan escasos datos sobre la composición y rangos de variación de los piroxenos constitutivos en basaltos y andesitas. La notable y generalizada alteración que han experimentado estas rocas explica esta carencia de datos.

En esta nota previa presentamos unas iniciales consideraciones, a partir del estudio de 125 análisis (orto y clinopiroxenos), pertenecientes a los afloramientos de: a) basaltos olivínicos de Ojos Negros, b) andesitas piroxénicas del Anticlinal de Montalbán y c) microgabro de Loscos. Estos afloramientos están ubicados en la provincia de Teruel y su estudio detallado está en fase de realización por los autores de esta nota.

Considerados de forma global, destaca el reducido rango de variación composicional (con escaso enriquecimiento en Fe durante la diferenciación) en los orto y clinopiroxenos. El estudio de las relaciones % SiO₂ - % Al₂O₃ (Nisbert y Pearce, 1977) indica una composición subalcalina, y la relación (MgO/FeO)-TiO₂ permite diferenciar su afinidad calco-alcalina respecto a las toleíticas y alcalinas. La utilización de diversas proporciones atómicas, siguiendo los criterios formulados por Leterrier et al. (1982), indica que existe una notable uniformidad composicional [relaciones (Ti+Cr)-Ca; Ti-(Ca+Na); Al(t)-Ca; Ti-Na; Ti-Ca; Cr-Ca y Ti-Al(t)], que corrobora la afinidad calco-alcalina y el ambiente continental del magma originario. Los resultados por nosotros obtenidos no difieren de los expresados por Ewart (In: Andesites; Thorpe, R.S. Edit., 1982) para rocas análogas a las aquí consideradas.

Las diferencias de variación composicional más expresivas se han obtenido en el microgabro de Loscos (CONTE, 1984; CONTE y LAGO, 1985 a y b). En las zonas periféricas de este afloramiento predomina el orto sobre el clinopiroxeno y es escasa la proporción en anfíboles y biotitas. Por el contrario, en las zonas más internas de este afloramiento el ortopiroxeno es minoritario respecto al clinopiroxeno y es alta la proporción en anfíboles y biotitas. El rango composicional global (desde el borde al centro del afloramiento) es de $En_{42.75} Wo_{40.22} Fs_{17.03}$ a $En_{35.76} Wo_{40.79} Fs_{23.45}$, y de $En_{62.40} Wo_{3.20} Fs_{34.76}$ a $En_{51.93} Wo_{3.59} Fs_{44.48}$ para los clino y ortopiroxenos, respectivamente (40 análisis).

En el afloramiento basaltos olivínicos de Ojos Negros es relativamente frecuente la presencia de clinopiroxenos con cierta zonación. La composición global varía entre $En_{44.44} Wo_{44.77} Fs_{10.79}$ a $En_{47.35} Wo_{40.31} Fs_{12.34}$ (27 análisis). Un estudio particular en secciones diametrales, (borde-centro-borde), ha permitido observar que las variaciones composicionales más significativas, alcanzan a un ligero enriquecimiento en Ti y Cr en las zonas de borde del cristal. El Fe y Mn adoptan pautas de distribución similares donde, como máxima evidencia, se aprecia una ligera disminución en las zonas "intermedias" respecto a las de borde y centro del cristal. El Ca, que presenta un comportamiento bastante uniforme, adopta un ligero aumento en las citadas zonas "intermedias", es decir, una modificación opuesta a la del Fe y Mn. El Mg adopta una composición uniforme en conjunto, y son poco relevantes, en realidad, las ligeramente superiores concentraciones en la zona central respecto a la periferia del cristal. Finalmente, el ligero descenso del Al en el centro del cristal está contrarrestado por un opuesto, y también suave, incremento en Si.

La aplicación del geotermómetro de Lindsley y Andersen (1983), considerando $P < 1$ Kb., indica valores termométricos muy uniformes, con rango de variación en 1175-950°C, lo que es un reflejo de la ya advertida uniformidad composicional.

Los datos hasta ahora expuestos avalan el carácter cogenético, suficientemente explicitado en los trabajos citados, de este magmatismo calco-alcalino cuya cristalización se efectuó bajo unas condiciones bastante similares. Las observaciones expuestas serán objeto de una mayor generalización, tanto por la realización de estudios más específicos, como por la inclusión de nuevos datos sobre otros afloramientos análogos y ubicados en un entorno geográfico más amplio del aquí considerado.

CARACTERES COMPOSICIONALES DE XENOCRISTALES DE GRANATES EN ROCAS CALCO-ALCALINAS, STEPHANIENSE-PERMICAS DEL SECTOR DE LA DEPRESION DEL CAMARAS Y EL ANTICLINAL DE MONTALBAN (PROVINCIAS DE ZARAGOZA Y TERUEL).

LAGO, M. (1); TORRES, J.A. (1); BAMBO C. (1); HIDALGO, M.A. (2) Y POCOVI, a. (1).

(1) Dpto de Ciencias de la Tierra. Univ. de Zaragoza.

(2) Servicios Técnicos de la Universidad de Granada.

En el amplio sector de de la Depresión Axial del Cámaras y en el Anticlinal de Montalbán (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica; provincias de Zaragoza y Teruel) son numerosas las manifestaciones magmáticas que, con afinidad calco-alcalina, se emplazan durante el Stephaniense-Pérmico (CONTE, 1985; MUÑOZ et al., 1985; CONTE y LAGO, 1985 a y b; CONTE et al., 1987; LAGO et al., 1987 a, b, c y d; LAGO et al., 1988 a, b, c y d; TORRES et al., 1989 a y b; LAGO et al., 1989).

En los trabajos mencionados se indica la presencia de granate como componente frecuente, y su composición es rica en almandino (CONTE, 1985; LAGO et al. 1987, a, b, c y d). Estudios recientes nos han mostrado que los granates relacionados con este magmatismo calco-alcalino responden a dos situaciones: a) como xenocristales aislados en la mesostasia de diques andesíticos (con alto contenido en anfíbol) y, con menor proporción, en andesitas piroxénicas y riolitas; y b) como xenocristales aislados en xenolitos graníticos y aplíticos alojados en diques andesíticos y dispuestos, junto con otros enclaves metamórficos y sedimentarios, paralelamente al desarrollo del dique andesítico.

Los granates de la primera modalidad son frecuentes tanto en diques y sills hipovolcánicos como en bombas y fragmentos piroclásticos (p.e. afloramiento explosivo en Fombuena; CONTE et al., 1987). Los de la segunda modalidad son menos frecuentes que el caso anterior pero están bien representados en Vistabella y, más destacadamente en el Anticlinal de Montalbán (MUÑOZ et al., 1985; LAGO et al., 1987 d). En algunos diques andesíticos de este último sector, los xenolitos graníticos y aplíticos presentan texturas de refusión donde los feldespatos potásicos están rodeados por una corona periférica de albita, y los granates se sitúan dentro de los cuarzos recristalizados ubicados entre los anteriores feldespatos (LAGO et al., 1987 d).

Como carácter general, los granates presentan un tamaño variable (0,2 mm. - 1.5 cm.) y su geometría puede oscilar desde cristales idiomorfos, con contornos netos, a formas variables que pueden presentar bordes de reacción destacados, o bien, en algunos casos, incluir diversos minerales (p.e. biotita, plagioclasa, opacos, etc.).

La composición de los granates en las dos modalidades apuntadas se ha efectuado por microsonda electrónica (CAMEBAX SX-50) según los dos criterios: a) realización de análisis puntuales en los sectores del "borde-zona intermedia-centro" del cristal y b) mediante barridos diametrales (borde-centro-borde) con determinación semicuantitativa de los principales cationes constitutivos.

La composición de los granates ubicados en andesitas corresponde al rango del 61-64 % en molécula de almandino. Son escasas las variaciones obtenidas en los óxidos (FeO, MgO, CaO, MnO, TiO₂, Cr₂O₃ y SiO₂) que, por lo general, comprenden un ligero enriquecimiento en Mg en el centro del cristal y, contrariamente, un aumento en Ca y Mn en su periferia.

Los granates incluidos en xenolitos graníticos presentan composiciones con rango en 66.42-67.14 % de molécula del almandino, y los incluidos en xenolitos aplíticos toman composiciones en el rango 84.75-87.44 % de almandino. Las variaciones del centro-borde del cristal son del mismo orden que el caso anterior.

Los datos obtenidos considerando conjuntamente: 1) la analogía composicional, con clara afinidad en molécula de almandino, para granates presentes en las dos modalidades indicadas; 2) las características texturales de los granates ubicados tanto en rocas magmáticas como en xenolitos graníticos, aplíticos y en rocas metamórficas, y 3) la particular abundancia de granates en los diques andesíticos, donde se ha constatado un notable aumento de los enclaves metamórficos (parcial o totalmente asimilados), indican un origen xenolítico para los granates.

El carácter xenolítico de los granates de este área concuerda con el apuntado por ANCOCHEA et al. (1980); HERNAN et al. (1981) y APARICIO y GARCIA CACHO (1984) para el sector de Atienza (Prov. de Guadalajara) y el propuesto por AUQUE (1986) en el sector de Noguera (Prov. de Teruel), en rocas con igual afinidad calco-alcalina a las estudiadas por nosotros. Por otra parte, la consideración global de los tres criterios adoptados en este trabajo, facilita interpretar análogos ejemplos sobre el carácter metamórfico o magmático de los granates, para los que la exclusiva consideración de la composición química (p.e. presencia o ausencia de criptonado) es, no pocas veces, fuente de largas y actuales controversias.

GEOLOGIA Y MINERALOGIA DE LOS NIVELES CALCOSILICATADOS CON SCHEELITA INTERESTRATIFICADOS EN EL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVAQUICO DE VILLALCAMPO (ZAMORA).

GIL ACERO, M. Y MORO BENITO, M.C.
Dpto de Geología. Univ. de Salamanca.

RESUMEN

En este trabajo se estudian los niveles calcosilicatados con scheelita que se encuentran interestratificados en los materiales de C.x.G. de la zona de Villalcampo, en la región centro-occidental de la provincia de Zamora. Esta zona, situada geológicamente al N de la zona Centro-Ibérica de Julivert (1972), se caracteriza litológicamente por la presencia de materiales metamórficos e ígneos, pertenecientes al Precámbrico y Paleozoico.

Las rocas metamórficas aflorantes forman parte del denominado C.x.G. y están constituidas por una alternancia de esquistos, cuarzosquistos y micaesquistos con intercalaciones de cuarcitas, gneiss y niveles calcosilicatados, que se corresponden con las denominadas por Quiroga (1981) "Capas de Villadepera-Pino" y por Torres (1981) "Serie de Villadepera-Pereruela". Todos estos materiales están afectados por un metamorfismo regional de grado medio a alto.

Respecto a las rocas ígneas hay que destacar en primer lugar, por su importancia metalogénica, la presencia de rocas volcánicas de carácter ácido, tipo riolítico, interestratificadas en los materiales esquistosos del complejo. Todo este conjunto metamórfico se encuentra, a su vez, intruido por la granodiorita de Ricobayo, situada en los ejes de la antiforma (Sin fase II, Sin fase III) de Villadepera, y por un cortejo de diques leucograníticos y pegmoaplíticos N-30-E y N-120-E.

El área ha sido afectada por tres deformaciones hercínicas. Una primera que produce pliegues axiales de plano subhorizontal NNW-SSE, dando una esquistosidad (S_1) no siempre reconocible. La segunda deformación, homoaxial con la primera, desarrolla la esquistosidad principal de la zona (S_2). La tercera de igual dirección que las anteriores pero de eje axial subvertical, desarrolla como la "Antiforme de Villadepera" grandes estructuras, produciendo una ligera crenulación (S_3). Coincidiendo con el eje de la antiforma se encuentra la cizalla ductil de componente dextra sin o post fase 3.

Los niveles calcosilicatados mineralizados con scheelita tienen una potencia variable y generalmente una estructura bandeada debido a la presencia de dos litologías mineralógicamente bien diferenciadas. Una, caracterizada por la presencia de actinolita-cuarzo-apatito-malaquita (esfena rica en Sn) y/o casiterita-plagioclasa con mineralogía calcosilicatada de forma accesorio. Y, otra constituida por granate (grossularia)-vesubiana-diópsido-epidota-zoisita-clinozoisita-plagioclasa-scheelita.

Se trata pues de mineralizaciones de scheelita tipo "stratabound" relacionadas genéticamente con la presencia en el área de las distintas manifestaciones volcánicas como son gneiss de Villadepera, de origen vulcano-sedimentario (Quiroga, 1981), y las rocas volcánicas de tipo riolítico, descritos por primera vez en el presente trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- TOROS, M. (1981): "Les granitoïdes et les gîtes d'étain associés dans leur contexte lithostratigraphique et métamorphique à l'ouest de Zamora (Massif Hespérique, Espagne)". Thèse de doctorat (Lausanne) Francia.
- QUIROGA, J.L. (1981): "Estudio geológico del Paleozoico del W de Zamora (Alba y Aliste)". Tesis doctoral (Oviedo) España.

LAS MINERALIZACIONES DE Sn ASOCIADAS A LA ZONA DE CIZALLA DEXTRA DEL COMPLEJO GRANITICO-METAMORFICO DE VILLASECO-PERERUELA (ZAMORA).

HERNANDEZ SANCHEZ, E. Y MORO BENITO, M.C.

Dpto. de Geología, Univ. de Salamanca.

RESUMEN

En el presente trabajo se describen las mineralizaciones de Sn asociadas espacialmente con la cizalla dextra del complejo granítico-metamórfico de Villaseco-Pereruela, situado en la zona centro-occidental de la provincia de Zamora. Litológicamente este complejo está constituido por materiales metamórficos del C.x.G. intruidos por diferentes masas graníticas que corresponden bien, a granitos de ~~dos~~ micas con moscovita dominante o bien, a leucogranitos moscovíticos y/o turmaliníferos que con formas laminares afloran en toda la zona con dirección N-120-E.

Estas rocas graníticas presentan dos foliaciones de tipo "S" y "C" asociadas a una cizalla dextra, de dirección N-120-E, fuertemente buzante al Sur. Tectónicamente se sitúa durante la fase III Hercínic tardía, tiene una gran importancia metalogénica ya que sobre ella y en bandas muy deformadas se sitúan todas las mineralizaciones de Sn de la zona, de donde se deduce que, probablemente, las vías de acceso de los fluidos hidrotermales mineralizados van a estar generados o, al menos, favorecidos por esta cizalla.

Los granitos del complejo de Villaseco-Pereruela son rocas muy diferenciadas, ricas en Sn, como lo prueba la presencia de cristales de casiterita magmática en ellas diseminadas, y que además, de acuerdo con Fernández-Turiel (1987), están afectadas por un fuerte metasomatismo alcalino como lo indica la presencia de abundantes ~~micro~~mineralizaciones, albitizaciones, moscovitizaciones, silicificaciones y turmalinizaciones. Además, a estos procesos hay que añadir una cloritización temprana en el granate y la biotita y una jasperitización tardía, posterior a la silicificación y, probablemente, la caolinización de una de las láminas graníticas deformadas por la cizalla.

De estos procesos de alteración postmagmática destacan la silicificación y turmalinización por la ~~rela~~ relación directa que tienen con la casiterita hidrotermal, presente en los filones de cuarzo de la zona. Que a falta de pruebas mineralógicas, como puede ser la presencia de fluorita y de datos analíticos respecto de los contenidos en F⁻ y Cl⁻ en los granitos, de acuerdo con Durasova y Dasukov (1973), en este trabajo se supone, que el Sn se removi-
liza y se transporta por la acción de fluidos hidrotermales (B₂O₃-2S₄O₂-CaO) que ascenderían y precipitarían a través de las vías de acceso configuradas por la cizalla, constituyendo los ya mencionado filones de ~~ca~~ casiterita.

Por último, y de forma esquemática, el modelo metalogénico elaborado para estas mineralizaciones de Sn y que está siendo utilizado en las investigaciones que se están realizando en el área, está basado en lo siguiente: "Suponer la acción de esfuerzos tec-

tónicos sinmagmáticos que originaron bandas de deformación ductil N-120-E en las facies ya intruidas de Ricobayo y que provocaron o condicionaron la intrusión diáprica de facies de cúpula graníticas, las de Villaseco-Pereruela, ricas en Sn. Estos granitos por sobresaturación habrían expulsado fases fluidas ricas en Sn que se desplazaron por dichas bandas de deformación, dando lugar a las concentraciones de casiterita que se encuentra en los filones de cuarzo".

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- FERNANDEZ y TURIEL, J.L.: "Aspectos geológicos y metalogenéticos del Batolito de Ricobayo y Complejo de Villaseco-Pereruela y sus mineralizaciones estauríferas asociadas". Tesis Doctoral. Barcelona, 1987.
- DURASOVA, N.A. y BARSUKOV, V.L.: "The behaviour of tin in liquating boron-bearing silicate melts. Geochemistry International, 10: 920-922, 1973.

RELACIONES GENÉTICAS ENTRE LAS MINERALIZACIONES DE Sn (W y P) DEL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVAQUICO DE VILLALCAMPO Y LAS DE Sn DEL COMPLEJO GRANÍTICO LAMINAR DE VILLASECO-PERERUELA.

GIL ACERO, M.; HERNANDEZ SANCHEZ, E. Y MORO BENITO, M.C.
Dpto. de Geología. Univ. de Salamanca.

RESUMEN

En este trabajo se establecen las posibles relaciones genéticas entre las mineralizaciones de Sn, (W y P) asociadas a los niveles calcosilicatados del C.X.G. aflorantes al sur de Villalcampo, y las mineralizaciones de Sn ligadas al Complejo Granítico Laminar de Villaseco-Pereruela.

En el área de Villalcampo, el C.X.G. está constituido esencialmente por una alternancia de esquistos, cuarzoesquistos y micaesquistos con intercalaciones de niveles calcosilicatados, afectado por un metamorfismo regional de grado medio-alto. Localmente hay que destacar la presencia de esquistos biotíticos y anfibólicos que, en contacto gradual, contienen las intercalaciones de naturaleza calcosilicatada. Las mineralizaciones de Sn (Malayaita y/o esfena) y P (apatito) están asociadas a las bandas más esquistosas y anfibólicas, y las de W (scheelita) a las más cálcicas.

El Complejo Laminar de Villaseco-Pereruela encaja en estos materiales del C.X.G. y corresponde a rocas graníticas muy evolucionadas, leucogranitos moscovíticos y/o turmaliníferos, ricas en Sn, W y P como lo prueban los altos contenidos en estos elementos, y, sobre todo, la presencia de casiterita y abundante apatito diseminados en ellos. Las mineralizaciones de Sn de esta zona corresponden esencialmente a la casiterita que se encuentra en los filones de cuarzo hidrotermal, que están asociados espacial y genéticamente a estas rocas graníticas.

Todos los estudios geológicos, geoquímicos, mineralógicos y metalogénicos realizados en estas mineralizaciones conducen a establecer, probablemente, una relación genética entre ellas. Así, el Sn (W y P) de las rocas graníticas del Complejo Laminar tendrían su origen en una fusión parcial de la serie metamórfica del C.X.G. y/o asimilación durante el ascenso del magma, de la casiterita y/o malayaita, scheelita y apatito que se encuentran en los niveles calcosilicatados del C.X.G.

GEOLOGIA Y GEOQUIMICA DEL GRANITO DE MONTANCHEZ (CACERES).

REGUILON BRAGADO, R.M. Y ARRIBAS MORENO, A.

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

El afloramiento granítico de Montanchez (Cáceres) se encuentra al SE del granito de Albalá separado del mismo por una banda fuertemente tectonizada. Las rocas que constituyen dicho afloramiento son de color claro amarillento y tamaño de grano medio a grueso.

Se han distinguido en él tres facies petrográficas de acuerdo con el contenido en micas. La facies I está constituida por granitos de dos micas con moscovita dominante y ocupa la parte norte del granito. Es una facies muy deformada, con tamaño de grano medio a grueso. La facies II, está constituida por granitos de dos micas con biotita dominante, es de grano grueso a muy grueso caracter porfiroide en ocasiones y poco o nada deformada, y la Facies III, que está constituida por granitos moscovíticos de caracter aplítico, posee escasa biotita, pero es rica en turmalina.

Por lo que respecta a la geoquímica, se han realizado análisis de elementos mayores y trazas en 22 muestras, pertenecientes a las diferentes facies, si bien tres de estas muestras poseen un caracter tonalítico por pertenecer a enclaves. Con los elementos mayores se han calculado una serie de parámetros químico mineralógicos como son los de De La Roche, Karayeva y Saavedra y otros, así como los diagramas de Harker, Larsen, AFM, $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$, Debón y Le Fort etc. La interpretación de dichos diagramas nos indica que se trata de rocas graníticas alcalinas pobres en Ca y caracter aluminico.

Respecto a los elementos trazas, se puede decir que el granito de Montanchez posee un contenido medio en Rb, Ba, Sr, Cu, Zr y Nb que es inferior al dado por diversos autores para los granitos Standar, mientras que los contenidos medios en Sn y Zn son superiores que los de los granitos Standar.

CONTENIDO Y DISTRIBUCION DEL U Y TH EN EL GRANITO DE MONTANCHEZ (CACERES).

REGUILON BRAGADO, R.M. Y ARRIBAS MORENO, A.

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

El granito de Montanchez está constituido por tres facies. La facies I, que son granitos de dos micas con moscovita dominante, y que está muy deformada. La facies II, o granitos de dos micas con biotita dominante y la Facies III o granitos moscovíticos de carácter albitico que posee escasa biotita pero abundante turmalina. Además posee unos enclaves tonalíticos con biotita rica en Mg. Geoquímicamente son granitos alcalinos con carácter peraluminico.

El contenido medio en U de las muestras analizadas es de 5,5 ppm, mientras que el de Th es de 3,9 ppm, siendo la media de la relación Th/U de 1,9. Los contenidos más altos en U está en la Facies III, de los granitos albiticos, mientras que los de Th se encuentran en la facies I, si bien las muestras tonalíticas presentan un aumento considerable en dicho elemento, debido a la presencia de minerales thorríferos como circón o monacita incluidos dentro de las biotitas.

Estos contenidos medios, son en el caso del U superiores a los dados por Rogers y Adams (1969), para varios granitos mundiales considerados como Standard y que son de 3,9 ppm, mientras que en el caso del Th, son bastante más bajos que los dados por estos mismos autores para los mismos granitos y que son de 20 ppm.

El alto contenido medio en U del granito de Montanchez, hace que se le considere como un granito fértil y de carácter metalífero en dicho elemento.

ESTUDIO ESTRATIGRAFICO Y MINERALOGICO DEL DEVONICO Y CARBONIFERO DE SALIENT DE GALLEGO (HUESCA).

SUBIAS, I.; FERNANDEZ-NIETO, C. Y GONZALEZ LOPEZ, J.M.
Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Zaragoza.

En este trabajo se estudian los materiales del Devónico inferior, medio y superior y Carbonífero, que afloran en la zona central del Pirineo oscense, en las cercanías de Salient de Gállego. El objeto de este estudio detallado es efectuar comparaciones y detectar posibles alteraciones, en trabajos futuros, ya que estos mismos materiales son los encajantes de diferentes tipos de mineralizaciones, principalmente de Pb-Zn-F, en zonas próximas al área estudiada.

La serie devónico-carbonífera ha sido afectada por la orogenia hercínica, que se manifiesta principalmente por la existencia de pliegues tumbados y cabalgamientos de dirección E-W, aproximadamente.

La potencia total medida es de unos 2000 m. Se han recogido más de 100 muestras, que se han estudiado por microscopía de luz transmitida y difracción de rayos-X. Para la mejor caracterización de los filosilicatos se han determinado una serie de parámetros cristaloquímicos por DRX.

El Devónico inferior se presenta con una gran variedad de facies. En su tramo basal, se observa una alternancia de pizarras y calizas margosas con numerosas trazas de fucoídes. Sobre este tramo, se sitúa la denominada facies Pacino, constituida por calizas. El techo del devónico inferior se caracteriza por la presencia de pizarras con intercalaciones areniscosas y carbonatadas. La asociación mineralógica es: calcita, cuarzo, feldespatos y filosilicatos, en diferentes proporciones. El Devónico medio se presenta en facies típicamente recifales. Están formadas casi exclusivamente por calcita, observándose indicios de cuarzo y filosilicatos.

En lo que se refiere al Devónico superior, se puede observar que su base está formada por calizas que hacia la parte superior de la serie pasan a margas y pizarras. Sobre éstas se sitúan las calizas griottes, que dan paso a las facies Sia, formadas por una alternancia de areniscas y pelitas con alguna intercalación carbonatada. La mineralogía global es similar a la observada en el Devónico inferior, variando el porcentaje de los minerales en función del tramo considerado.

Por último, en la base del Carbonífero aparece un nivel de liditas, que da paso a unas calizas amigdalares, con intercalaciones de margo-pizarrosas, con abundante fauna y flora; hacia techo, la estratificación de las calizas es más

visible, y presentan alguna intercalación de arenisca; este tramo constituye la transición a la formación siguiente, constituida por pizarras y areniscas.

Respecto a los filosilicatos, los minerales presentes en toda la serie, son micas y cloritas en diferentes proporciones, apreciándose la aparición de pirofilita en el techo del Devónico inferior.

Las micas muestran una gran cristalinidad ($IC = 0,26$). Son de carácter dioctaédrico, con un valor medio de $b_0 = 8,996\text{\AA}$. Su contenido en Fe+Mg es bajo. Por todo ello, se pueden clasificar como moscovitas.

Las cloritas se pueden clasificar como clinocloros ($F/FM = 0,39$), con un espaciado basal medio $d_{001} = 14,148\text{\AA}$.

Las características de micas y cloritas hacen suponer que la serie ha sufrido un metamorfismo de grado bajo.

LAS ARCILLAS DEL CRETACICO MEDIO DE LOS FLYSCHS DE UBRIQUE Y DEL CORREDOR DEL BOYAR (COMPLEJO DEL CAMPO DE GIBRALTAR).

LOPEZ GALINDO, A. (1) Y MARTIN ALGARRA, A. (2).

(1) Instituto Andaluz de Geología Mediterránea y Dpto. de Mineralogía y Petrología. CSIC-Univ. de Granada.

(2) Dpto. Estratigrafía y Paleontología e IAGM. Univ. de Granada.

El estudio sedimentológico, mineralógico y geoquímico de las formaciones depositadas durante el intervalo de tiempo informalmente conocido como "Cretácico medio" presenta un interés especial en las cordilleras alpinas del Mediterráneo occidental, dado que permite poner de manifiesto y caracterizar fenómenos particularmente interesantes como son el acúmulo de sedimentos turbidíticos, de notables cantidades de esmectitas o el importante desarrollo de facies anóxicas. Si bien los principales rasgos sedimentarios del Cretácico medio de las Zonas Externas Béticas son ya conocidos, los datos disponibles sobre los niveles coetáneos de dominios más internos son muy escasos o inexistentes, debido fundamentalmente a la falta de buenos afloramientos, a su gran complejidad tectónica y a la dificultad de datación que, por lo general, plantean. El objetivo del presente trabajo es cubrir parcialmente esta laguna de conocimientos, procediendo al estudio, mediante DRX y microscopía electrónica, de los materiales pertenecientes a dos unidades del llamado Complejo del Campo de Gibraltar (cf. Martín Algarra, 1987).

El flysch del Corredor del Boyar.- Está formado, en la base, por una fina alternancia de niveles de arcillas verdes y de areniscas de grano muy fino, de edad Aptense superior, y de arcillas verdes-oliváceas o rojizas alternantes con estratos gruesos de areniscas, de edad Albense.

En todas las muestras analizadas dominan los filosilicatos (68-82%) y el cuarzo (13-25%). Los feldespatos, aunque presentes, no superan el 5%. La calcita se presenta sólo ocasionalmente. En las fracciones arcilla y limo imperan las esmectitas y la illita, si bien sus porcentajes son muy variables (15-75% y 20-50%, respectivamente). En la base de la sucesión encontramos notables cantidades de interstratificados illita-esmectita e illita-vermiculita, con predominio del primer tipo. Se debe indicar que coexisten interstratificados con porcentajes variables de la fase expandible. La caolinita no alcanza normalmente concentraciones elevadas (<10%), en tanto que la clorita aparece como trazas.

Las medidas de los parámetros cristalográficos de la illita, así como de la composición química de las esmectitas, revelan la diferente naturaleza de las arcillas en los dos tramos aludidos. Así, en la base, las illitas están peor cristalizadas y son más fengíticas que en las muestras albenses, en tanto que las esmectitas, siempre de naturaleza dioctaédrica, exhiben composiciones muy variables y contienen una notable cantidad de Mg interlamínar en las muestras aptenses.

El flysch de Ubrique.- Está mayoritariamente constituido por arcillas y margas arcillosas de colores pardo-oliváceos, entre las que se intercalan areniscas micáceas más o menos calcáreas de origen turbidítico, en estratos generalmente finos. La edad es Albense medio-Cenomanense inferior.

Los minerales que componen esta sucesión son semejantes a los anteriores, aunque aparecen en diferente proporción. Destaca la presencia generalizada de calcita, que puede alcanzar hasta un 35%, y el mayor porcentaje de cuarzo. Ilita (40-75%) e interstratificados ilita-esmectita (10-50%) son las fases dominantes en las fracciones $<2\mu$ y $2-20\mu$, existiendo, igualmente, diferentes tipos de I-S. Esmectitas y caolinita están siempre presentes, aunque su concentración no suele superar el 7%. Clorita e I-C aparecen ocasionalmente.

La medida del índice de Kubler de la ilita y de su relación $I_{(002)}/I_{(001)}$ pone de manifiesto que ésta es bastante más cristalina, homogénea y aluminica que en la secuencia anterior. Las esmectitas son igualmente dioctaédricas, pudiéndose encuadrar en los términos montmorillonita-beidellita. Sin embargo, la composición de detalle revela ciertas diferencias respecto a las muestras del Corredor del Boyar. Así, se aprecia un marcado déficit de carga en la capa octaédrica y apenas existen arcillas con Mg interlaminar.

De la observación detallada de las características mineralógicas de las dos secuencias estudiadas, así como de las particularidades de la composición química de las esmectitas y de los parámetros cristalográficos de la ilita, se extraen diversas apreciaciones de interés. En primer lugar destaca la desigualdad que estos materiales exhiben frente a los depositados más al norte, en el denominado "Surco Meridional" de la Zona Subbética (López Galindo, 1986). Igualmente muestran diferencias entre sí, siendo de carácter más proximal al margen africano las arcillas pertenecientes al flysch de Ubrique y confirmando ideas previas de uno de nosotros (A.M.A.).

Algunas precisiones respecto a la paleobatimetría de las cuencas donde se acumularon estos materiales se aportan considerando el contenido en carbonatos. De esta manera, puede concluirse que el flysch del Corredor del Boyar se depositó bajo el nivel de compesación de la calcita, que para esta época y lugar se situaba en torno a los 3200-3500 metros, en tanto que los materiales de Ubrique lo hicieron por encima de dicho nivel. Las reacciones postdeposicionales que afectaron a los materiales fueron, igualmente, algo diferentes, como así parece deducirse de la presencia de interstratificados ilita-vermiculita y de esmectitas con Mg interlaminar en las muestras del Corredor del Boyar, haciendo pensar en medios químicamente más confinados en esta cuenca.

REFERENCIAS

- LOPEZ GALINDO, A. (1986). Las facies oscuras del Cretácico medio en la Zona Subbética. Mineralogía y sedimentación. Tesis Doctoral, Univ. Granada. 267 pp.
- MARTIN ALGARRA, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1171 pp.

Este trabajo forma parte del proyecto nº PB-0271 de la CICYT.

CARACTERÍSTICAS DE LOS FLUIDOS HIDROTERMALES ASOCIADOS A LOS FILONES DE CUARZO CON Sn Y W DEL YACIMIENTO DE SAN FINX, LA CORUÑA, ESPAÑA.

MANGAS VINUELA, J. (1) Y ARRIBAS MORENO, A. (2).

(1) Dpto. de Geología. Universidad Politécnica de Canarias. Las Palmas de Gran Canaria.

(2) Directorate-General XII, Science, Research and Development. Commission of the European Communities. Bélgica.

El área mineralizada de San Finx está situada al SE de la provincia de La Coruña y, desde el punto de vista geotectónico, en la Zona Centro Ibérica. Los filones del yacimiento encajan en metasedimentos pelíticos pertenecientes a la "Fosa Blastomilonítica" y en migmatitas y granitoides del "Grupo de Lage". Estos filones llevan una dirección aproximada N50E, perpendiculares a la esquistosidad regional N150E, y son subverticales o con fuerte buzamiento al Sur.

Teniendo en cuenta la sucesión mineral, la casiterita y wolframita se forman en una fase precoz junto con molibdenita, cuarzo, moscovita y feldespatos K, distribuyéndose generalmente estos minerales en el borde de los filones, donde hay una fuerte moscovitización y silicificación de la roca de caja. Le sigue la precipitación de cuarzo con sulfuros de Fe-Cu-Zn-Sn-As-Bi (calcopirita, pirita, arsenopirita, pirrotina, estannina, esfalerita, bismuto y bismutinita. Posteriormente, y durante una fase epitermal, se forman marcasita, schelita y covelina. Finalmente, la varlamofita y carbonatos de cobre aparecen en una fase supergénica.

Con el objeto de conocer las características físico-químicas de los fluidos hidrotermales atrapados en los minerales filonianos, se han seleccionado las siguientes muestras:

- SF 3. Parte Oriental del Filón Sur (7ª planta). Cuarzo de borde del filón con wolframita, calcopirita, pirita, estannina, esfalerita, molibdenita y scheelita.
- SF 6. Parte Oriental del Filón Sur (7ª planta). Cristal idiomorfo de cuarzo de aproximadamente 15 cms. de longitud situado en una geoda en el centro del filón.
- SF 25. Filón Campelo (7ª planta). Cuarzo de borde del filón con casiterita, calcopirita, esfalerita, como minerales fundamentales, y wolframita, pirita, estannina, bismuto, bismutinita y marcasita, como accesorios.
- SF 68. Filón Norte (7ª planta, Este). Cristal de calcita incoloro.
- SF 72. Filón JK (7ª planta). Cuarzo de borde del filón con aspecto pegmatítico conteniendo como minerales esenciales cuarzo, feldespatos K, moscovita, casiterita, molibdenita, calcopirita, y como accesorios pirita, pirrotina, esfalerita, estannina, marcasita y covelina.

La microtermometría y la trituración de granos en glicerina anhidra han sido las dos técnicas analíticas utilizadas en todas las muestras, mientras que la microsonda Raman sólo se ha empleado en cuatro inclusiones de la muestra SF 3.

El cuarzo contenía abundantes inclusiones que se distribuían en bandas con diferente orientación y en grupos, y más raramente lo hacen de forma aislada. La calcita muestra inclusiones escasas que aparecen distribuidas al azar, con carácter de formación primarios y otras en alineaciones, típicamente secundarias. En general, el tamaño de las inclusiones es inferior a 30µ y su morfología es muy variada. Las inclusiones son en su mayor parte bifásicas (L-V) y, más raramente, monofásicas (L) y multifásicas (L-V-S). La relación volumétrica V_g/V_t (volumen de la fase gaseosa/ volumen total de la inclusión) de las inclusiones tiene valores, en general, inferiores al 10%.

Para clasificar las 220 inclusiones estudiadas se ha utilizado la composición química calculada por los análisis microtermométricos. Así, se han distinguido los tres tipos siguientes: Tipo 1, inclusiones acuoso-carbónicas complejas; Tipo 2, inclusiones acuosas de baja salinidad, y Tipo 3, inclusiones acuosas con cationes diversos. Las más abundantes son las del tipo 2 y, por ello, las más estudiadas.

Los resultados microtermométricos obtenidos en este estudio se resumen en la tabla siguiente.

Muestra	Mineral	Tipo In.Fl.	T _{m_{ice}}	T _{m_{hid}}	Th	N ^o In. Fl. estudiadas
SF 3	cuarzo	1	0/-2,5	8,5/14,5	210/290	8
		2	-0,5/-2,5	-	130/290	45
		3	-6,5/-17,5	-	130/170	14
SF 6	cuarzo	2	0/-2,5	-	90/240	46
		3	-9,5	-	120	1
SF 25	cuarzo	1	-3,5/-4	11/12,5	220/300	4
		2	0/-4	-	120/300	58
		3	-8,5/-39	-	70/170	18
SF 68	calcita	2	0/-4,5	-	125/235	16
SF 72	cuarzo	1	-0,5/-2,5	16,5/17,5	250/310	3
		2	-0,5/-3,5	-	140/360	3
		3	-4,5/-11	-	130/170	6

T_{m_{ice}}: temperatura de fusión del último cristal de hielo (°C). T_{m_{hid}}: temperatura de fusión del hidrato de gas (°C). Th: temperatura de homogeneización (°C).

Cuando se analizan estos datos se deducen las siguientes conclusiones:

- Las salinidades de las inclusiones tipo 1 y 2 son bajas, inferiores a 6,5% en peso equivalente de NaCl, mientras que las del tipo 3 son siempre superiores a 7%.
- Los valores de temperatura de homogeneización están comprendidos entre 360 y 70°C, y siempre la homogeneización se efectúa en líquido. Las inclusiones tipo 1 homogenizan entre 210 y 310°C, las del tipo 2 entre 120 y 360°C, y las del tipo 3 entre 70 y 170°C.
- Cuando se compara los resultados de las muestras SF3 (borde de filón) y SF 6 (geoda de centro de filón), se observa que la temperatura de homogeneización de la muestra SF 6 es más baja y, además, en ella no aparecen inclusiones acuoso-carbónicas complejas (tipo 1).
- La calcita del filón Norte sólo presenta inclusiones acuosas de baja salinidad.

Se han realizado entre 5 y 10 ensayos de trituración en glicerina anhidra en diversos minerales filonianos. Los resultados muestran liberaciones de gases carbónicos "muy fuertes" en el feldespato K, "medios" en la casiterita, wolframita y cuarzo de borde de filón, y "nulos" en la calcita y en el cuarzo de la geoda del centro de filón.

El análisis con microsonda Raman de 4 inclusiones de la muestra SF 3 indica que la fase gaseosa de las inclusiones tipo 1 contiene trazas de CH₄, CO₂ y N₂, mientras que la de los tipos 2 y 3 sólo contiene vapor de agua.

Teniendo en cuenta estos resultados se puede resaltar que las fases fluidas de los diferentes filones presentan parecidas características físico-químicas y por consiguiente, han sufrido la misma evolución hidrotermal. Así, al descender la temperatura de homogeneización, los fluidos mineralizadores incrementan su densidad, y disminuyen su salinidad y su contenido en volátiles. No obstante, a bajas temperaturas, su salinidad aumenta y aparecen otros cationes, a parte del Na⁺. El Sn y el W pudieron ser transportados en soluciones acuosas y/o acuoso carbónicas complejas de baja salinidad, escasos volátiles y temperaturas mínimas inferiores a 360°C.

ESTUDIO MINERALOGICO Y TEXTURAL EN LA ZONA DE ALTERACION SUPERGENICA DEL YACIMIENTO DE SULFUROS COMPLEJOS ("MINA ANTONIA", LOS OSCOS, ASTURIAS).

GARCIA IGLESIAS, J. Y LOREDO PEREZ, J.
Escuela de Minas. Univ. de Oviedo.

En la Zona Occidental de Asturias se encuentran mineralizaciones de Fe, Cu, Pb, Zn, Ag y Au, de diferente importancia, espacialmente relacionadas con materiales de afinidad volcánica, y estratigráficamente encajadas en la base de las Pizarras de Luarca (Ordovícico Medio). Una de ellas es la de "Mina Antonia", situada en el flanco Este del anticlinal de San Martín de Oscos.

Esta mineralización se encuentra íntimamente relacionada con unos niveles de "rocas verdes", rasgo característico de la región, resultado de la transformación, durante el metamorfismo regional, de materiales volcánicos (García Iglesias et al., 1985).

Se trata de una mineralización de tipo fajeado en la que bandas ricas en sulfuros se alternan con otras de "roca verde" más o menos mineralizada. El sulfuro dominante es la pirrotita, y otros minerales metálicos importantes son: mispíquel, magnetita, esfalerita, galena y calcopirita.

La baja permeabilidad del medio encajante hace que los fenómenos de oxidación sean irregulares y poco intensos, y que la profundidad que llega a alcanzar la alteración supergénica sea muy reducida, apareciendo ya sulfuros primarios en zonas muy superficiales. En muestras típicas de gossan -sin restos de sulfuros- la disminución de densidad es importante: densidad 3,5-4,5 en el mineral primario, densidad 2-3 en el gossan. Ello implica aumento de porosidad: 0-15% en el mineral primario, 20-40% en el gossan.

La alteración supergénica se inicia con una transformación de pirrotita en una mezcla de pirita y marcasita, con textura de "bird-eyes". En las zonas más intensamente oxidadas, se tiene un gossan escasamente desarrollado, con estructura "boxwork", y compuesto fundamentalmente por goetita y lepidocrocita, en la que ésta última aparece como cristales tabulares en el interior de las masas de goetita, o más frecuentemente en intercrecimientos con ésta. Otros minerales presentes en el gossan son hematita y jarosita. El proceso conlleva una cementación del Au, con leyes variables que alcanzan valores de hasta 11 ppm.

GARCIA IGLESIAS, J.; RUIZ, F. y SUAREZ, O. (1985). Trabajos de Geología, Univ. Oviedo, 15, 249-266.

AN EXAMPLE OF HYDROTHERMAL ZONING BETWEEN As-Sb-Au AND Hg MINERALIZATIONS IN THE CANTABRIAN ZONE (N. SPAIN): THE PEDROSA DEL REY AREA, NE. LEON.

GUTIERREZ, J.L. (1); PANIAGUA, A. (2); RODRIGUEZ-PEVIDA, L.S. (3) Y LUQUE, C. (4).

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

(2) Mineralogical and Petrographical Institute, Heidelberg University. West Germany.

(3) B.P. Minera España, S.A., León.

(4) Hunosa. Ujo. España.

The mutual geochemical affinity of Hg and Sb is a general feature accepted and supported by their proved coexistence in a lot of ore deposits of the world. A remarkable exception to this coexistence is regionally and locally observed in the Cantabrian Zone; whereas Hg is reported to be present in a lot of ore deposits in this zone, except in the Pisuerga-Carrión Province (Luque, 1985; Paniagua y Rodríguez-Pevida, 1989; Paniagua et al., 1989), the Sb deposits are mainly restricted to this Province, and a remarkable lack of Hg is observed in the geochemical pattern of the As-Sb-Au ore deposits (Paniagua et al., 1988; 1989). The best example to illustrate this fact at local scale are the As-Sb-Au and Hg deposits located in the geographical environment of Pedrosa del Rey (NE of León). Both deposits are located close to the León Fault, in the limit between the Pisuerga-Carrión Province and the Southern Part of the Fold and Nappe Province.

The As-Sb-Au deposit is located in the contact between dykes of diorites-quartz-diorites of B-Stephanian to Permian Age and siliciclastic rocks of Upper Westphalian age, in a subsidiary fracture of the León Fault. The mineralization consists of major pyrite and arsenopyrite, and later stibnite, with a number of minor ore minerals. The geochemical pattern is characterized by a strong concentration of As and Sb, accessory Cu, Pb, Zn, significant Au and strong depletion in Hg. A remarkable propylitic alteration is observed.

The Hg deposit is located at about 1 Km. of the As-Sb-Au deposit, on the same fault. The ore is lithologically controlled by an olistolithic body of Namurian limestones, and fills a fault breccia with related karstic evidences. The mineralization consists of major cinnabar, with accessory livingstonite, stibnite and fluorite, into others. The mean Sb : Hg relation is 0.04. Calcitization, with minor silicification and argillitization are the observed alteration features.

The above related is in good agreement with the observed regional zoning in the Cantabrian Zone, and suggests a strong hydrothermal differentiation, with common structural controls and specific lithologic controls, and an atypical geologic and metallogenic pattern, in which the Pisuerga-Carrión Province shows to be a local inner area, in opposition to its outermost location with respect to the Hercynian Orogen of the Iberian Peninsula.

BIBLIOGRAPHY

LUQUE, C. (1985) : Las mineralizaciones de mercurio de la Cordillera Cantábrica. T. Doct. Univ. Oviedo.

PANIAGUA, A. & RODRIGUEZ PEVIDA, L.S. (1989) : A gold metallogenic province related to late-Hercynian deep faults in the southern part of the Cantabrian zone, N Spain. Symp. "Gold 89 in Europe", Toulouse, Terra Abstracts (in press).

PANIAGUA, A; RODRIGUEZ PEVIDA, L.S. & GUTIERREZ VILLARIAS, J.L. (1988) : Mineralizaciones As-Sb-Au asociadas a rocas ígneas filonianas del NE de León : Las minas de Burón. Bol. Soc. Esp. Mineralogía, 11-1, 34-56.

PANIAGUA, A; GUTIERREZ VILLARIAS, J.L.; RODRIGUEZ PEVIDA, L. (1989) : Geological characteristics and mineralogical evolution of the As-Sb-Au-(Pb-Zn-Cu-Ag) mineralizations related to mafic to intermediate subvolcanic rocks in the Cantabrian zone (N of Spain). Symp. "Gold 89 in Europe", Toulouse, Terra Abstracts (in press).

EVOLUCION DIAGENETICA TEMPRANA DE LAS CALCARENITAS ALBIENSES ASOCIADAS A LA MINERALIZACION DE HIERRO DE DICIDO (CANTABRIA).

GIL, P.P. (1); CRESPO, J. (1); VELASCO, (1) Y CASARES, M.A. (2).
(1) Dpto. de Mineralogía y Petrología. Univ. del País Vasco. Bilbao.
(2) Dpto. de Investigación Geológica. AGRUMINSA. Gallarta Vizcaya.

El yacimiento de hierro de Dícido, situado a 7 Km. al SE de la localidad cántabra de Castro Urdiales, encaja en un nivel calcarenítico de unos 60 m. de potencia, atribuido al Albiense Inferior. Esta calcarenita (grainstone con briozoos) presenta, en las zonas próximas a la mineralización, procesos de dolomitización y ankeritización, probablemente relacionados con la génesis de la mineralización de siderita-ankerita.

El esquema evolutivo general, durante la diagénesis temprana, implica la existencia de dos etapas principales. Una primera, correspondiente a un ambiente freático meteórico con circulación importante de aguas que queda reflejada por la precipitación de calcita-Mg en forma de cristales subredondeados en las paredes de las cavidades (cemento equigranular). En una segunda etapa, se produce una evolución hacia medios de mezcla de aguas, como indica la presencia de dolomita en zonas de mayor porosidad vacuolar e intergranular. Esta presenta texturas que evolucionan, desde micríticas en granos redondeados, acompañada de piritita, hasta cristales idiomorfos de mayor tamaño en cavidades intergranulares. Durante esta etapa comienza un proceso de profundización con aumento paulatino del contenido en hierro de las soluciones. Este enterramiento implica también cambios en las condiciones fisicoquímicas del medio, haciéndolo más reductor y permitiendo la precipitación en zonas intergranulares de calcita-Fe (cemento esparítico) y bordes de ankerita en las dolomitas previas. Este enriquecimiento en hierro también queda reflejado en las zonaciones composicionales de los cristales de calcita, tanto en el cemento equigranular como en el cemento sintaxial asociado a los fragmentos de equinodermos.

En etapas más avanzadas de la diagénesis, el proceso de "ankeritización" continúa hasta producir un reemplazamiento completo del encajante, dando lugar a la aparición de masas de ankerita con texturas rítmicas (DCR) y contactos estiliolíticos con las calcarenitas. Así mismo, este proceso originó la mineralización de siderita, en la que pueden llegar a observarse relictos de dolomita y zonaciones dolomita-ankerita.

MINERALIZACIONES SECUNDARIAS DE HIERRO ASOCIADAS A LOS YACIMIENTOS DE SIDERITA DEL ANTICLINORIO DE BILBAO.

GIL, P.P.; MELENDEZ, J. Y VELASCO, F.

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

Las mineralizaciones de hierro del "criadero" de Bilbao, encajan en calizas masivas de plataforma (caliza de Toucasia), del techo del Gargasiense Inferior-Medio (Bilbao, Gallarta, Alén-Sopuerta) o bien en calcarenitas del Albiense Inferior (Covarón, Dícido y Setares). Este distrito ha sido explotado desde antiguo, aprovechándose inicialmente la mineralización secundaria (zona de alteración superficial), compuesta principalmente por goethita-limonita y hematites y en tiempos más modernos, los carbonatos de la mineralización primaria más profundos. Se calcula que hasta 1894, el mineral extraído en Vizcaya fué de unas 80 millones de toneladas, siendo la producción de ese año 4.7 MT. El tonelaje obtenido hasta la actualidad es de unos 180 MT.

El presente trabajo se ha centrado en la mineralización "oxidada", estableciéndose, a partir de criterios de campo y mineralógicos, dos modelos principales de mineralizaciones secundarias. Estos son: a) facies de hematites (Alén) y b) facies de goethita (Dícido), apareciendo en la mayor parte de los casos modelos mixtos entre estos dos extremos.

En el tipo a) el hematites aparece en zonas relativamente "protegidas" (ej. masas en calizas masivas poco fracturadas), con aporte de agua pero poca circulación de ésta, de forma que se produce una pseudomorfosis de la siderita comenzando en zonas intergranulares y planos de exfoliación del carbonato (textura reticular), completándose hasta un reemplazamiento completo por hematites (con texturas boxwork). La asociación mineral principal es hematites y cuarzo (en muestras aisladas más del 40%) pudiendo existir calcita y goethita. En algunos casos se observan restos de siderita y ankerita, además de pirita alterada a goethita.

El tipo b) de goethita-limonita, implica una mayor lixiviación del hierro produciéndose texturas botroidales que suponen precipitación como geles. Este tipo se da en zonas de circulación permanente de aguas, como por ejemplo en el caso de exposición subaérea de siderita (La Arboleda), áreas de fracturas importantes o bien en zonas calizas relativamente fracturadas y de buzamientos altos (caso de Dícido). La mineralogía, en este caso está caracterizada por un alto contenido en goethita (raramente lepidocrocita), algo de cuarzo y muy escasamente trazas de hematites, pirita, siderita y ankerita. La calcita puede representar, en algunos casos, contenidos mayores del 30%.

Desde el punto de vista geoquímico existen pocas diferencias entre los dos grupos de óxidos citados. Las muestras de hematites son relativamente más ricas en Mn y más pobres en Ca, Si (excepto anomalías), Al, Na, K, Ti y otros trazas. Las goethitas, por el contrario tienen contenidos ligeramente más altos en Ca y en el resto de elementos citados. El proceso de lixiviación produce ligeros enriquecimientos en S y en los trazas que lo acompañan, Cu y Zn que pueden llegar a alcanzar valores importantes en muestras aisladas.

**LA MINA EUGENIA (Pb-Zn-Ag) (BELLMUNT DEL PRIORAT, TARRAGONA).
GEOQUIMICA DE LOS FLUIDOS Y MECANISMOS DE FORMACION.**

CANALS, A. (1); CARDELLACH, E. (2) Y AYORA, C. (3).

(1) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Univ. de Zaragoza.

(2) Dpto. de Geología. Univ. Autónoma de Barcelona.

(3) Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Depósitos Minerales.
Univ. de Barcelona.

El area de Bellmunt se halla situada en el limite suroccidental de la comarca del Priorat y a unos 130 Km. al SW de Barcelona. En esta zona son conocidas desde antiguo un gran número de mineralizaciones (Melgarejo, 1987). El area está constituida por el Paleozoico superior detritico deformado, no metamórfico, atravesado por una serie de pórfidos graníticos. Este conjunto hercínico fué peneplanizado y sobre la paleosuperficie se depositaron los red-beds de la primera secuencia transgresiva triásica.

La mina Eugenia consiste en un conjunto de pequeños filones de potencia decimetrica encajados tanto en pizarras como en pórfidos. Estos últimos se hallan afectados por una alteración sericitica y cloritica. Se han distinguido 4 formaciones mineralógicas: 1) Formación precoz de cuarzo-esfalerita; 2) Formación carbonática con galena dominante; 3) cuarzo, moscovita caolinita y 4) formación tardía con calcita-marcasita. La importante desde el punto de vista económica ha sido la carbonática (2). Está compuesta por dolomita-ankerita-calcita junto con galena. Los sulfuros son posteriores a la dolomita y anteriores a la calcita. Se ha observado un aumento en el contenido de Fe y Mn de las dolomitas en el tiempo hasta la precipitación de la calcita. Junto con la galena aparecen pequeñas cantidades de millerita, tioespinelas, bravoíta, piritita y calcopiritita. La fase final de calcita-marcasita, rellena cavidades dando lugar a pequeños "sedimentos" intrafilonianos de grano fino.

El estudio de las inclusiones fluidas realizado sobre la dolomita de la formación 2 (carbonática) ha dado temperaturas de homogeneización alrededor de los 120°C, si bien la corrección de la presión indica una temperatura real del depósito entre 145-150°C. La salinidad de los fluidos se sitúa alrededor del 15 % eq. en peso de NaCl. La fracción molar de FeS en la esfalerita (0.01 a 0.02) indica una logfO₂ próxima a -48.5.

Datos adicionales sobre las condiciones de formación y origen de los fluidos se han obtenido a partir de los análisis de los isótopos estables de C y O en carbonatos y S en sulfuros. Los resultados muestran una variación en δ¹³C de -5.3 a -6.1 por mil y en δ¹⁸O entre 18.3 y 22.7 por mil. La δ³⁴S en la galena varia de -3.5 a -4.8%; la millerita tiene

una $\delta^{34}\text{S} = -5.7\%$. Tomando una temperatura de formación de 150°C se ha calculado la $\delta^{13}\text{C}$ del fluido (-8.1%) y la $\delta^{18}\text{O}$ del agua del mismo (+2.8%). Estos valores son compatibles con un carbono de origen crustal con una cierta componente orgánica y una agua de origen superficial (connata?) que se ha intercambiado isotópicamente con materiales rocosos. La $\delta^{34}\text{S}_{\text{IS}} \approx 2\%$ puede indicar un origen ígneo pero también una movilización de S preferentemente en los porfidos encajantes. Las variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{34}\text{S}$ con el tiempo se explican por cambios en el pH del fluido (de ácido a básico) a $\text{P}02$ constante y pequeño descenso de la temperatura. Esta evolución es compatible con el cambio en el quimismo de los carbonatos. La última fase de relleno filoniano (calcita-marcasita) está marcada por fenómenos de disolución-precipitación de los carbonatos preexistentes, junto con una actividad bacteriana importante ($\delta^{34}\text{S}$ de la marcasita -25%).

La ausencia de fenómenos magmáticos contemporáneos, así como el quimismo de las soluciones y los datos isotópicos sugieren un proceso de formación en el que aguas superficiales (connatas?) han lixiviado los materiales encajante (pizarras, porfidos...), adquiriendo el C, S y los metales. El depósito tuvo lugar como consecuencia de ligeros cambios en el pH de los fluidos y descenso de la temperatura.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

MELGAREJO, J.C. (1.987): Estudi geologic i metal·logenetic del Paleozoic del sud de les Serralades Costeres Catalanes. Tesi Doctoral. Universidad de Barcelona.

EL YACIMIENTO FILONIANO DE VALDEPLATA (CALCENA, ZARAGOZA).

FERNANDEZ-NIETO, C.; SUBIAS, I. Y GONZALEZ LOPEZ, J.M.
Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Zaragoza.

Las mineralizaciones se localizan en el barranco de Valdeplata, perteneciente al término municipal de Calcena, provincia de Zaragoza.

Se tiene noticias de que este yacimiento ha sido explotado desde épocas romanas hasta principios del presente siglo. Por este motivo, existen importantes labores mineras, la principal de las cuales es la denominada mina Ménsula, en la que existen cinco pisos de explotación que alcanzan casi los 200 m de profundidad, si bien sólo se puede acceder a la primera planta, puesto que la mayor parte de las labores se encuentran inundadas.

Desde el punto de vista geológico, este yacimiento se encuentra ubicado en el borde N de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, al S de la Sierra del Moncayo. La mineralización se presenta en forma de filones que encajan en materiales de edad Bundsandstein, constituidos por cuarcitas, areniscas y lutitas. En concreto los filones mineralizados arman en dos niveles cuarcíticos que aparecen en el tramo superior de la serie. Esta serie triásica forma parte de la unidad estructural denominada "anticlinorio Moncayo-Tierga". En la zona del yacimiento se observa un cambio en el eje de este accidente tectónico, lo que permite la individualización del que denominaremos anticlinal de Valdeplata. En concreto la mina Ménsula se encuentra en el flanco E de dicho anticlinal.

Se pueden distinguir dos familias de fracturas, casi perpendiculares entre sí. La primera, a la cual está ligada la mineralización, tiene una dirección E-W y la segunda, NW-SE. La acción de una de las fracturas perteneciente a la segunda familia, origina una brecha cementada por siderita, en la que se encuentran cantos de cuarcitas, areniscas y lutitas, así como de la mineralización. De las relaciones observadas entre estas dos familias de fallas, se deduce que la primera es anterior en el tiempo.

Se han localizado tres filones, el más importante de los cuales presenta una corrida de 800 m y una potencia media de 0,5 m.

La asociación mineral está constituida por galena, esfalerita, tenantita y pirita, y como minerales accesorios aparecen cuarzo, arsenopirita, calcopirita, siderita y goethita en diferentes proporciones.

Los análisis químicos a los que se ha tenido acceso indican un contenido en Pb que oscila entre el 2 y el 8%; 2% de Zn y 15 gr/Tm de Ag.

Como hipótesis genética, se piensa que este yacimiento está relacionado con la actividad tectónica y termal generada por un hotspot intracratónico.

EL YACIMIENTO DE Pb-Zn DE YENEFRITO (PANTICOSA, HUESCA).

SUBIAS, I. Y FERNANDEZ-NIETO, C.

Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Zaragoza.

En el Pirineo Aragonés se han citado desde antiguo numerosas mineralizaciones, principalmente de sulfuros. Son yacimientos relacionados, en principio, con las intrusiones graníticas tardihercínicas.

La mina de Yenefrito de encuentra situada a unos 1500m al S del contacto entre el batolito granítico de Panticosa y los materiales pelítico-carbonatados (facies Mandilar y Pacino de VALERO, 1974) del Devónico inferior. Las rocas encajantes del yacimiento corresponden a la facies Mandilar, que está constituida por una alternancia de calizas de color gris, en las que se observan pequeños bancos dolomíticos de color pardo, y pizarras de color oscuro. Ocasionalmente aparecen niveles de areniscas de grano fino poco potentes. En las proximidades de la mineralización estas rocas están piritizadas. Hay una gran cantidad de diques y sills, generalmente de composición diabásica y dirección N-S, afectando a estos materiales.

En la zona de Yenefrito se pueden diferenciar tres fases principales de deformación correspondientes a la Orogenia Hercínica: la primera, genera grandes pliegues tumbados con ejes de dirección N-S, acompañados por una esquistosidad de plano axial. Estas estructuras raramente se conservan. La segunda fase, la más importante, está caracterizada por pliegues tumbados cuyos ejes presentan una dirección N 90° E a N 110° E y también se observa una esquistosidad de plano axial asociada a ellos. Esta fase se prolonga dando paso a la última fase de deformación que se manifiesta por la presencia de cabalgamientos a escala regional y fallas N-S que cortan a todas las estructuras anteriores. Esta última fase coincide en el tiempo con el emplazamiento, al parecer en estado semirígido, del granito de Panticosa.

La morfología del yacimiento es filoniana. La mineralización reemplaza a un dique diabásico, cuya dirección coincide con la de las fracturas de la última fase tectónica (tardihercínica), y que se encuentra totalmente alterado, principalmente a clorita, por transformación de sus minerales ferromagnesianos.

Las muestras, tanto de la mineralización como del encajante, se han estudiado por DRX y microscopía de luz transmitida y reflejada. Por otra parte, se han estudiado las inclusiones fluidas de los cristales de cuarzo presentes tanto en los hastiales como en el filón.

La asociación mineral está compuesta mayoritariamente por cuarzo y galena, con cantidades variables de esfalerita y pirita. Como minerales accesorios se presentan pirrotina, cerusita y anglesita.

En base a los resultados obtenidos, se piensa que el filón de Yenefrito se ha formado por la acción de una actividad hidrotermal posterior a la intrusión granítica.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.

VALERO, J. (1974): "Géologie Structural Du Paleozoïque de la region de Panticosa, Province de Huesca (Espagne)." These Doctoral. Univ. Bordeaux III.

LAS MINERALIZACIONES EPITERMALES DE Ba-(F-Pb-Zn-Cu-Ag) DE LA ZONA DE NAVALAGAMELLA (S.C.E.): ASPECTOS GEOLOGICOS, GEOQUIMICOS Y MICROTERMOMETRICOS.

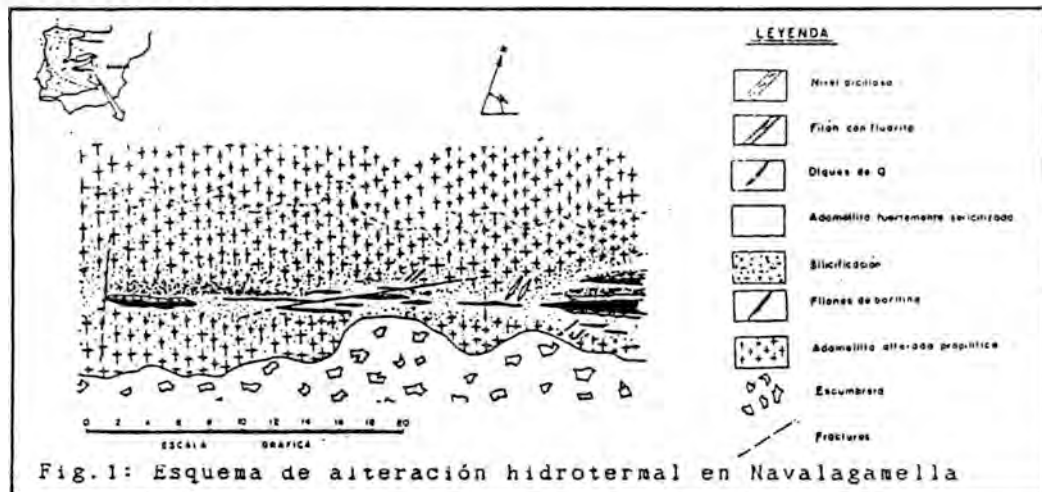
GONZALEZ, A.; LUNAR, R. Y LOPEZ GARCIA, J.A.

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

Las mineralizaciones de Ba-(F-Pb-Zn-Cu-Ag), de la zona de Navalagamella, son de morfología filoniana y encajan en rocas graníticas de composición adamellítica. La fracturación principal es de edad tardihercínica, de direcciones N-60E y N-100E, y con buzamientos subverticales.

Se han reconocido cuatro tipos de alteración hidrotermal que desde el contacto del filón hacia fuera son (Figura 1):

- Silicificación
- Argilización
- Alteración cuarzo-sericitica
- Cloritización



La extensión de esta alteración no sobrepasa los cuarenta metros. Las variaciones más significativas en estas zonas son:

- Aumento de SiO_2 hacia las áreas más próximas al filón.
- La alúmina permanece más o menos constante a lo largo del perfil de alteración, excepto en las zonas silicificadas, donde decrece abruptamente.

-El contenido en álcalis aumenta a lo largo del perfil segun nos acercamos al filón.

-En cuanto al bario y estroncio, se ha detectado un empobrecimiento en las rocas mas cercanas a los filones, afectadas hidrotermalmente.

El estudio geotermométrico de las inclusiones fluidas permite establecer que el proceso mineralizador está ligado a fluidos carbónicos, con al menos dos etapas hidrotermales diferenciadas.

Finalmente estas mineralizaciones pueden ser atribuidas a un proceso hidrotermal, de rango epitermal alto, generado por soluciones acuoso carbónicas de baja salinidad que transportaron y precipitaron los elementos constituyentes de la mineralización.

MINERALIZACIONES DE Ba-Pb-Cu-(F) EN EL SECTOR DEL EMBALSE DE SAN JUAN (SISTEMA CENTRAL, MADRID).

MAYOR, N.; LUNAR, R. Y OYARZUN, R.

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

En las inmediaciones del Embalse de San Juan, en el límite entre las provincias de Madrid y Avila, se encuentran una serie de mineralizaciones de Ba-Pb-Zn-Cu-(F) que fueron explotadas en la década de los 70 con el fin de extraer baritina, la cual constituye el mineral principal.

La roca encajante corresponde mayoritariamente al tipo leucogranito biotítico de grano fino, excepto en el indicio Mina Gema donde el encajante es principalmente metamórfico. Las mineralizaciones son de morfología filoniana y presentan direcciones N 60-70 a N 100-120, con buzamientos de 50-70 S y potencias máximas de 1,5 m. La alteración hidrotermal consiste en sericitización, silicificación y cloritización. La paragénesis está formada por cuarzo, baritina, fluorita, calcopirita, esfalerita, piritita, sulfosales de Ag y carbonatos (minerales hipogénicos), y cerusita, anglesita, covellina y oxidados de Fe y Mn (minerales supergénicos).

El estudio geoquímico del encajante granítico revela una alta correlación entre los pares F-Ba y Pb-Ba y baja para el resto de los elementos. El análisis de algunos elementos en perfiles realizados en dirección perpendicular a los filones muestra los siguientes comportamientos: Pb, Ba, F, Zn, y K_2O aumentan en torno a los 3-5 m de distancia del filón, disminuyendo en el contacto inmediato con éste, en tanto que Sr sigue un patrón inverso.

EL YACIMIENTO DE W-Sn-Bi-Mo DE SAN NICOLAS (VALLE DE LA SERENA): EVOLUCION DE LOS FLUIDOS MINERALIZADORES.

GUMIEL, J.C. (1); QUILEZ, E. (2) Y VINDEL, E. (2).

(1) I.T.G.E.

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

El yacimiento de W-Sn-Bi-Mo de San Nicolás (Valle de la Serena, Badajoz) está constituido por un haz filoniano de direcciones N35-40°E y E-W, que encaja en una serie de pizarras mosqueadas, calizas, arcosas cuarzo-feldespáticas y cuarcitas del Devónico Inferior. La mineralización está relacionada con una cúpula granítica subafiorante, que ha sufrido importantes procesos de alteración, tales como potasificación, albitización y greisenización y que ha producido una aureola de metamorfismo de contacto en los materiales paleozoicos.

Los diques de greisen, pórfidos graníticos y filones mineralizados presentan un marcado control estructural a favor de cizallas de extensión, que se estructuran originalmente con el desarrollo de pliegues hercínicos y posteriormente son reactivadas en épocas tardihercínicas.

La asociación mineral está compuesta por wolframita, casiterita, molibdenita, estannina, bismuto nativo, bismutina, arsenopirita, pirita, esfalerita, pirrotina, calcopirita y minerales supergénicos en ganga de cuarzo, fluorita y micas blancas.

La historia hidrotermal del yacimiento es muy compleja con una intensa mezcla de fluidos de variada composición. El estudio microtermométrico de inclusiones fluidas junto con los análisis por microsonda Raman, en filones de segregación del greisen, en filones de cuarzo con mineralización de W-Sn-Bi-Mo y en fluorita han puesto de manifiesto la existencia de distintos fluidos acuoso-carbónicos complejos ($\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$) y otro acuoso de baja a moderada salinidad ($\text{NaCl-H}_2\text{O}$).

El transporte del wolframio puede atribuirse al fluido acuoso-carbónico complejo de más alta temperatura atrapado en el cuarzo de segregación del greisen. La precipitación del wolframio ha podido estar favorecida por un proceso de mezcla de dos fluidos acuoso-carbónicos de distinta composición y por la caída de temperatura en el límite entre el proceso de greisenización y el estadio hidrotermal.

MINERALIZACIONES DE Zn-Pb-Cu ASOCIADAS A MATERIALES VOLCANICOS DEVONICOS EN EL SINCLINAL DE ALMADEN (CIUDAD REAL).

SAINZ DE BARANDA, B. Y LUNAR, R.

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

En el sinclinal de Almadén aparecen importantes depósitos de rocas volcánicas, tanto en el Silúrico, asociadas a yacimientos de mercurio (Saupe, 1973; Hernández, 1984), como en el Devónico. En el trabajo que presentamos se estudia el vulcanismo devónico en el sinclinal, y las mineralizaciones de Zn-Pb-Cu asociadas a estos materiales, con el fin de establecer la relación entre ambos.

Las mineralizaciones estudiadas (mina de La Fidela y áreas adyacentes) encajan en rocas volcánicas de composición traquítica, asociadas a basaltos olivínicos, tobas básicas soldadas y diabasas con típicas texturas subofíticas. Aparecen, además, intercalaciones detríticas en las que se ha observado una mineralización diseminada de pirita, esfalerita y calcopirita, con texturas singenéticas.

La mineralización epigenética se dispone en filones y venas poco potentes, y como relleno de brechas explosivas, con un evidente control estructural de características hercínicas. Se trata de un yacimiento mesotermal de tipo BPGC, con ganga de cuarzo y carbonatos, que se desarrolla en tres etapas metalogénicas: As-Fe, Zn-Cu y Pb-Sb.

En la roca encajante se producen alteraciones típicas de tipo cuarzo-sericítica junto a las venas, y propilítica en zonas más alejadas y afectando, fundamentalmente, a rocas básicas. Se estudian, además, los halos de dispersión primaria del Zn, Pb, Cu, As y Sb, y las anomalías que de estos elementos existen en zonas de cizalla.

Finalmente, se propone como hipótesis genética del yacimiento la removilización de una posible mineralización diseminada (primaria) en areniscas y rocas volcánicas alcalinas. El origen de los metales estaría en el primer periodo exhalativo de carácter evolucionado (traquítico). Posteriormente, durante la orogenia Hercínica se instaura un sistema convectivo de fluidos que origina la removilización de los metales a favor de zonas de cizalla, depositándose en las fracturas distensivas tardías.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.

HERNANDEZ, A.M. (1984): Estructura y génesis de los yacimientos de mercurio de la zona de Almadén. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.

SAUPE, F. (1973): La géologie du gisement de mercure d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). Sci. de la Terre, memoria número 29, 342 pp.

PECULIARIDADES DE LAS MINERALIZACIONES DE LA MINA DE SAN JUAN (LOS JARALES, CARRATRACA), EN EL CONTEXTO DE LOS DEPOSITOS DE CROMITA-ARSENIUROS DE Ni DE LOS MACIZOS ULTRAMAFICOS BETICO-RIFENOS.

GERVILLA, F.(1); FENOLL, P.(1); TORRES-RUIZ, J.(1) Y LEBLANC, M. (2).

(1) Dpto. de Mineralogía y Petrología. Univ. de Granada.

(2) Centre Geologique et Geophysique. CNRS. Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier. Francia.

El distrito minero de Los Jarales se localiza en la parte suroccidental del macizo ultramáfico de Carratraca. En esta zona, las peridotitas están fuertemente serpentinizadas, aunque en ocasiones es posible observar las características petrográficas de las rocas preexistentes, que corresponden a facies de lertzolitas con espinela (subfacies Ariegita).

Dicho distrito incluye varias minas: San Juan, El Inglés, Pozo Moreno y Los Pobres. Las tres primeras muestran una asociación mineral compuesta esencialmente por cromita-arseniuros de níquel-cordierita-(piroxeno), característica de las mineralizaciones de Cr-Ni asociadas a los macizos ultramáficos de la Serranía de Ronda y del norte de Marruecos (Oen, 1973; Gervilla et al., 1987, 1989). La última contiene sulfuros de Fe-Ni-Cu fuertemente alterados, grafito, y cromita (Gervilla et al., 1989).

La mina San Juan se sitúa al norte del distrito, en una zona muy tectonizada, junto al contacto de las peridotitas con los "flyshs" neonumídicos discordantes. La mineralización existente en este indicio muestra unas características mineralógicas y texturales distintivas dentro de las mineralizaciones de Cr-Ni de la Serranía de Ronda:

- La mineralización de cromita-arseniuros de níquel aparece puntualmente asociada a clinopiroxeno en lugar de ortopiroxeno.
- La razón arseniuros/cromita es superior a la que muestran el resto de los indicios de este tipo de mineralización y, así mismo, la proporción de maucherita en el volumen total de arseniuros es muy elevada (llega a representar hasta un 20%).
- Presentan unos contenidos muy elevados de elementos del grupo del platino y de oro (Leblanc y Gervilla, 1988). Estos metales nobles se encuentran disueltos en la red de la níquelina, si bien parte del oro aparece como elemento nativo, tanto puro como constituyendo aleaciones con Cu, Ag, Bi y/o Zn. Los granos de oro se encuentran preferentemente en los contactos entre la níquelina y la maucherita y/o westerveldita.

- La cordierita es el principal mineral de la ganga y está frecuentemente asociada a plagioclasa y flogopita.
- La cromita muestra dos aspectos texturales bien diferenciados: agregados de granos poligonales más o menos corroídos o fracturados, de unos 0,3 mm de diámetro, y cristales esqueléticos de mayor tamaño (hasta 1 mm). Su composición química es también diferente, de forma que las cromitas esqueléticas están fuertemente enriquecidas en Cr respecto a las poligonales. Esta tendencia está correlacionada positivamente con el contenido en Na en las plagioclasas coexistentes.
- Los cuerpos minerales se encuentran plegados isoclinalmente y, mientras la cordierita exhibe signos de deformación plástica, la plagioclasa y la flogopita muestran texturas granoblásticas y poikilíticas con inclusiones de cordierita y/o cromita.

Las relaciones texturales entre las distintas fases minerales, y su comparación con las de otros indicios similares de los macizos ultramáficos bético-rifeños, ponen de manifiesto que la deformación tectónica tuvo lugar con posterioridad a la formación de la asociación cordierita-cromita-arseniuros de níquel, y anterior a la cristalización de la plagioclasa y la flogopita. El mecanismo de deformación puso en contacto la mineralización ya formada con líquidos residuales, de forma que la plagioclasa cristalizó bien sobrepuesta a la asociación mineral existente o bien en venas tardías discordantes con la foliación generada. Así mismo, estos líquidos aluminicos disolvieron parte de la cromita, y el Cr incorporado al líquido precipitó más tarde en presencia de plagioclasa, dando lugar a las cromitas esqueléticas.

REFERENCIAS

- GERVILLA, F.; LEBLANC, M. y TORRES-RUIZ, J. (1989). Relaciones entre la zonalidad petrológica y metalogénica de los macizos lherzolíticos de las cadenas alpinas del Mediterráneo Occidental (Cordillera Bético-Rifeña y Kabylías). *Estud. Geol.* (en prensa).
- LEBLANC, M. y GERVILLA, F. (1988). Platinum group elements and Au distribution in Ni arsenide-chromite veins from the Rifo-Betic lherzolite massifs (Morocco/Spain). En: *Geoplatinum 87*. Ed. Prichard et al. Elsevier applied Science, 181-198.
- OEN, I.S. (1973). A peculiar type of Cr-Ni-mineralization: cordierite-chromite-niccolite ores of Málaga, Spain, and their possible origin by liquid unmixing. *Econ. Geol.* 68, 831-842.

MINERALIZACIONES FOSFÁTICO-BARITICAS (+SULFUROS) EN LITOFACIES CARBONÁTICAS CONDENSADAS DEVONICAS DEL SARRABUS (SE DE LA ISLA DE CERDEÑA, ITALIA).

GIMENO, D. (1); MARINI, C. (2) Y SISTU, G. (3).

(1) Dpto de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Univ de Barcelona.

(2) Dpto. Scienze della Terra. Univ. de Cagliari. Italia.

(3) Inst. Giacimenti Minerari. Univ. Cagliari. Italia.

En la región del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia) aflora una importante sucesión siliciclástica paleozoica, al techo de la cual existen algunas intercalaciones carbonáticas. La sucesión siliciclástica se ha depositado en un sistema de horsts y grabens, en condiciones tectónicas distensivas (Sistu 1985, Gimeno, 1989). Los materiales carbonáticos se depositaron en algunas de las zonas de horst, y en concreto la mineralización estudiada aflora en un pequeño lentejón (Pala Manna) situado en el sector centrooccidental de la región que ha sido datado recientemente como correspondiente al intervalo de tiempo Silúrico Superior-Devónico Inferior (Barca et al. 1986).

Los materiales carbonáticos constituyen una secuencia condensada y reducida, con microfacies de wackstone-packstone, y litofacies variables entre las calizas masivas y las calizas marcadamente nodulares, localmente de tipo griotte. Presentan un gran contenido faunístico con orthocerátidos, tentaculites, pelmatozoos (localmente hay niveles de verdaderas encrinitas), briozoos, conodontos y moluscos nektoplanctónicos. El grado de preservación es variable según los niveles, con evidencias de una cementación precoz superficial que ha permitido la excelente conservación de todos los fragmentos esqueléticos, incluyendo los más solubles como los orthocerátidos. Existen hardgrounds y un marcado desarrollo de diques neptúnicos y fisuración de los carbonatos ya cementados, con posterior relleno en medio subacuático (Gimeno 1989).

La mineralización fosfática aparece tanto en el seno de las calizas (en forma de sustituciones del fango micrítico y/o de los componentes esqueléticos) como en forma de clastos removilizados en el interior de los diques neptúnicos y grietas laminares que presenta la caliza.

La mineralización en la caliza consiste tanto en la sustitución selectiva de componentes esqueléticos (radiolarios?), completamente fosfatizados mientras la matriz micrítica continúa siendo carbonática, como en parches de micrita totalmente fosfatizados (colofana) que contienen fragmentos esqueléticos sin fosfatizar. Existen también ejemplos de fosfatización de macrofósiles (típicamente los orthoceras), incluyendo la fosfatización selectiva de un hemisferio que sugieren la existencia de precipitación directa de fosfato en la superficie de un hardground, con preservación de la concha (incluso la concha externa

más soluble) en la mitad del bioclasto ya cementada y adherida al sustrato.

Estos mismos tipos de mineralización aparecen en los clastos de caliza que rellenan los diques neptúnicos y las grietas laminares. Por otra parte, la matriz arcillosa de color verde oscuro en la que flotan las citadas brechas también contiene parches de colofana, y clastos exclusivamente fosfáticos.

La baritina aparece en forma de sustituciones selectivas de algunos de los bioclastos cuya composición era presumiblemente aragonítica (nunca en el caso de los fragmentos de equinodermos). La sustitución afecta tanto exclusivamente a los bioclastos como a éstos y a la matriz micrítica que los rodea. Además la baritina aparece aisladamente en forma de parches en el seno de la matriz micrítica, o en forma de agregados en roseta o fibroso-radiados, constituyendo claramente un producto diagenético.

Los sulfuros (pirita, calcopirita, galena, etc.) son mucho menos abundantes y aparecen asociados a la baritina y, más localmente, sustituyendo selectivamente algunas láminas de carbonato en la concha externa de los fragmoconos de los cefalópodos.

Las características de la mineralización permiten suponer un origen sedimentario-diagenético precoz (y en todo caso, muy somero) a las mineralizaciones fosfáticas, mientras que en general para las mineralizaciones de baritina hay que pensar casi exclusivamente en el origen diagenético. La coexistencia espacial indica en todo caso que ambas mineralizaciones están relacionadas con el fenómeno de condensación de la sedimentación desarrollado a lo largo del Devónico.

Las mineralizaciones son meros indicios sin interés económico, pero constituyen una guía de prospección para una sustancia (el P) aún poco explorada en el Paleozoico de Cerdeña ya que unos km al norte del sector estudiado (Gerrei) existen intercalaciones de carbonatos devónicos mucho más consistentes que pueden contener mineralizaciones fosfáticas análogas.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BARCA, S.; GNOLI, M.; OLIVIERI, R. y SERPAGLI, E. (1986): New stratigraphic data and evidence of lower and upper Devonian based on conodonts in Sarrabus area (Southeastern Sardinia). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 92 (3), pp. 299-320.
- SISTU, G. (1985): Geologia e mineralizzazioni del settore Serra S'Illixi-Rocca Arricelli (Sarrabus Occidentale), Tesi di Laurea inéd., Univ. Cagliari, 124 pp.
- GIMENO, D. (1989): Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona (en prensa).

GENESIS DE ROCAS EPICLASTICAS A PARTIR DE LA EROSION DE DOMOS ACIDOS SUBMARINOS, UN EJEMPLO DEL PALEOZOICO DEL SARRABUS (SE DE LA ISLA DE CERDEÑA, ITALIA).

GIMENO TORRENTE, D.

Dpto. de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Univ. de Barcelona.

En la isla de Cerdeña (Italia) está ampliamente representada una extensa y completa sucesión de materiales paleozoicos. Si excluimos la potente plataforma carbonática cámbrica que aflora en el SW de la isla (región del Iglesias-Sulcis) el resto de los afloramientos consisten principalmente en materiales siliciclásticos de granulometría fina, con algunas intercalaciones de calizas en facies condensadas en el Silúrico Superior, el Devónico y el Carbonífero Inferior.

En el seno de estas rocas sedimentarias existen importantes intercalaciones volcánicas ácidas y, en menor medida, básicas. Estas rocas corresponden a varios episodios volcánicos sucesivamente desarrollados en ambiente distensivo anorogénico (Gimeno 1989). Los cuerpos ácidos aparecen principalmente en forma de domos (tanto endógenos como exógenos y desarrollados sobre el fondo marino), diques, y ya en menor medida como coladas lávicas y piroclásticas de reducidas dimensiones y sillis. El volcanismo básico aparece representado principalmente en forma de sillis, coladas masivas, vesiculadas y con pillow-lavas. En conjunto, el volcanismo comprendido entre el Ordovícico y el Devónico se desarrolló principalmente en medio subacuático en el seno de una cuenca marina relativamente somera.

En la región del Sarrabus (extremo SE de la isla) estas intercalaciones volcánicas están especialmente bien representadas, y han sido distinguidos mediante criterios estratigráficos, petrográficos y cartográficos los domos ácidos exógenos de los totalmente endógenos (Gimeno 1988, 1989).

En el seno de los materiales siliciclásticos que han sufrido el emplazamiento de los domos ácidos existen numerosas intercalaciones epiclásticas (en diferentes niveles estratigráficos). Estas intercalaciones consisten principalmente en depósitos de granulometrías medias-finas (clasificables petrográficamente como grauwackas, y más localmente como arcosas) y se caracterizan por su carácter extremadamente proximal respecto a los domos exógenos.

En vista de ello, se ha procedido a un detallado estudio petrográfico de las rocas epiclásticas y de las diferentes litofacies que forman el techo de los domos exógenos, en un intento de comprender cómo se ha producido la génesis de los depósitos epiclásticos.

Los depósitos epiclásticos se caracterizan por presentar un marcado predominio de clastos de cuarzo, muy poco maduros texturalmente, con secciones frecuentemente cóncavo-convexas y bordes frecuentemente agudos. Existen también abundantes clastos clasificables como chert microcristalino, y fenocristales de claro origen volcánico, fracturados y en diferente grado de fragmentación. La presencia de clastos de feldespatos crece en los depósitos más consistentes (varias decenas de metros de potencia) hacia el techo de la sucesión. La matriz es principalmente cinerítica y/o arcillosa; se han podido reconocer varias generaciones de cemento silíceo, arcilloso y carbonatado. La consistencia del depósito es variable desde varias decenas de metros de potencia (junto a los mayores afloramientos de domos extrusivos) a unas hiladas de pocos centímetros de espesor en el seno de los materiales siliciclásticos (criptodomas sólo aflorantes localmente sobre el fondo marino).

Los márgenes de los domos se caracterizan por su carácter frecuentemente vítreo, en el que resaltan fenocristales de cuarzo, y más raramente de feldespato. El estudio detallado de una de las litofacies características de la zona de techo de los domos (litofacies con micropillows) ha mostrado la existencia de toda una secuencia de fracturación de los fenocristales de cuarzo desde el interior al exterior del cuerpo ácido. En el sector interno del cuerpo se observan fenocristales de cuarzo- β que presentan un vistoso desarrollo interno de fracturas curvas que asociadas entre sí transforman al antiguo fenocristal en un agregado de fragmentos de cristales cóncavo-convexos (idénticos a los hallados en las rocas epiclásticas) separados por la mesostasa. Hacia el exterior del domo los fragmentos aparecen disociados y difícilmente se puede reconstruir el fenocristal originario.

Se interpreta la existencia de los materiales epiclásticos como el reflejo del local afloramiento y erosión de los domos ácidos sobre el fondo marino. La fragmentación de los fenocristales de cuarzo a techo de los domos es el producto de la interacción del magma con los sedimentos inconsolidados y/o el agua. Los clastos de chert proceden de la mesostasa riolítica desvitrificada. La mayor consistencia de los depósitos es el resultado de una mayor exposición de los domos sobre el fondo marino, y la presencia de litofacies arcósicas a techo de los materiales epiclásticos en los depósitos más potentes procede de la erosión de las facies más internas del domo, de carácter porfidico-holocristalino, y de composición intermedia (dacítica-andesítica).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

GIMENO, D. (1988): Interacción entre magmas de composición ácida y sedimentos siliciclásticos parcialmente litificados en medio subacuático: litofacies resultantes. II Congreso Geológico de España, Granada 1988. Volumen de trabajos aceptados a los simposios, pp. 405-413.

GIMENO, D. (1989): Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona (en prensa).

ESTUDIO DEL CRIADERO DE SCHEELITA "LA PIRAMIDE"; EN EL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL; NOTAS SOBRE LA CONCENTRACION DEL MINERAL

PEDRAZUELA GONZALEZ, F.

Dpto. de Recursos Naturales. Univ. de Castilla la Mancha. E.U.P. Almaden. Ciudad Real.

El criadero de scheelita "La Pirámide" puede considerarse excepcional, tanto por su ley como por su enclave y calidad de mineral.

La mineralización se presenta como un skarn monometálico. En el presente trabajo se describe el yacimiento la concentración de la mena y la planta piloto.

Se añaden algunas consideraciones sobre sus reservas y viabilidad económica.

NORMAS PARA LOS AUTORES

1. Presentación de originales

Los originales de los artículos que se deseen publicar en este Boletín deberán enviarse por duplicado (también las ilustraciones) a la Directora de la publicación, protegidas las ilustraciones con cartón duro. Los trabajos presentados durante las sesiones científicas que organiza la Sociedad se entregarán durante el transcurso de las mismas. Estos trabajos deberán ser inéditos y estar relacionados con las áreas de Mineralogía-Cristalografía y Petrología-Geoquímica. Solo se publicarán los trabajos informados favorablemente por dos especialistas propuestos por el Comité Editorial. Los artículos deberán ser redactados en castellano o inglés.

2. Título y Autores

El título, con mayúsculas, debe reflejar con precisión y brevedad el contenido del trabajo. Debajo del título deben figurar el autor o autores, con nombre (minúsculas) y apellidos (mayúsculas), en el orden en que deseen aparecer y a continuación el centro de trabajo, distrito postal y localidad.

3. Resumen y Palabras clave

El texto debe ir precedido de dos resúmenes (en inglés y castellano) con una extensión máxima de 150-200 palabras que refleje con concisión y claridad los resultados del trabajo. A continuación de cada resumen se añadirán una lista de hasta 8 palabras clave.

4. Texto

El texto del manuscrito deberá ser definitivo para evitar correcciones importantes o extensas. Se presentará mecanografiado, a doble espacio, en tamaño DIN A-4, dejando amplios márgenes para facilitar las correcciones. El manuscrito deberá ser redactado con claridad y en lo posible con brevedad, de manera que la extensión total no exceda de las 15 páginas mecanografiadas, incluyendo referencias, tablas y figuras. El nombre de los apartados y subapartados deberá ir numerado y resaltado utilizando mayúsculas o cursivas. Para facilitar los trabajos de impresión, la redacción de esta revista aconseja que los autores envíen una copia del texto registrada en disquete (de 5 1/4" salvada en Wordstar SCII para los compatibles PC o de 3.5" en McWrite o Microsoft Words de Macintosh).

5. Referencias bibliográficas

Los autores citados en el texto figurarán con minúsculas, sin iniciales del nombre, seguido de la fecha de publicación entre paréntesis. Al final del artículo se ordenarán alfabéticamente las referencias bibliográficas citadas, figurando el apellido, en mayúsculas, seguido de las iniciales del nombre del autor o autores. A continuación, y entre paréntesis, el año de publicación, título del artículo, nombre de la revista (cursiva o subrayado), volumen y páginas, según los modelos siguientes:

ARRIBAS, A. (1978): Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain. *Studia Geologica*, 14, 223-260.

FONTBOTE, L. y AMSTUTZ, G.C. (1981): Observations on ore rhythmites of the Trzbieńka Mine, Upper Silesian-Cracow region, Poland. In: Amstutz et al. (eds.) *Ore Genesis. The State of the Art*. Springer, Berlin. 83-91.

BROWNLOW, A.H. (1979): *Geochemistry*. Prentice Hall, Inc. N. Jersey. 190 p.

6. Ilustraciones (gráficas, fotografías y tablas)

El número de fotografías, gráficos, dibujos y tablas, deberá reducirse al mínimo necesario para la comprensión del texto. En el dorso de la foto o en un extremo del gráfico o tabla deberán anotarse con lápiz, el nombre de los autores y el número de orden de las mismas. Las fotografías deberán ser nítidas, bien contrastadas y en blanco y negro (los gastos de reproducción e impresión de fotolitos en color correrán por cuenta de los autores). Las letras o símbolos insertados en ellas deberán ser lo suficientemente legibles después de reducidas las fotos al tamaño de caja (1 o 2 columnas). Si se desea agruparlas en una lámina debe procurarse que el contraste de las mismas sea similar. Los dibujos o gráficos han de ser originales, preferiblemente delineados sobre papel blanco o vegetal con tinta china negra. Las tablas citadas en el texto deberán ser mecanografiadas en una hoja por cada tabla, con un tamaño de letra adecuado a su reducción. Debe tenerse en cuenta que el tamaño máximo de los originales será de 28 x 37 cm. si han de ser reducidos a dos columnas (página entera de 13 x 20 cm) o bien de 13,5 x 37 cm si se desean reducir a una columna de dimensión máxima 6,5 x 20 cm. Debe de adjuntarse, por tanto, una fotocopia reducida al tamaño definitivo sugerido para su impresión en la que las letras o símbolos sean legibles. En una hoja(s) aparte se detallará la leyenda que irá en el pie de las tablas o ilustraciones, la cual deberá ser lo más breve posible.

7. Corrección de pruebas

Si el trabajo es informado favorablemente para su publicación, los autores recibirán la prueba de imprenta para su corrección. Estas pruebas deberán ser devueltas, sin dilación (plazo máximo de 10 días).

8. Separatas

Los autores recibirán gratuitamente 25 separatas de su trabajo. En el caso de que desearan un número mayor lo deben de hacer constar al devolver las pruebas, haciéndose cargo del costo de las mismas.