



Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía

I.S.S.N. 0210-6558

Periodicidad anual

I.S.B.N. 84-7585-086-3

VII REUNION DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE
MINERALOGIA

Y

III REUNION DE LA ASOCIACION ESPAÑOLA DE GEOLOGIA
APLICADA A LOS YACIMIENTOS MINERALES

Madrid, 1-5 Junio 1987

Editor: F. Velasco



Volumen 10. Parte I, 1987

Publicado por la Sociedad Española de Mineralogía
con el patrocinio de la Universidad Complutense de Madrid y la
Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea

Alenza, 1 - MADRID - 28003

Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía

I.S.S.N. 0210-6558

Periodicidad anual

I.S.B.N. 84-7585-086-3

VII REUNION DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE
MINERALOGIA
Y
III REUNION DE LA ASOCIACION ESPAÑOLA DE GEOLOGIA
APLICADA A LOS YACIMIENTOS MINERALES

Madrid, 1-5 Junio 1987

Editor: F. Velasco

Volumen 10, Parte 1, 1987

Publicado por la Sociedad Española de Mineralogía
con el patrocinio de la Universidad Complutense de Madrid y la
Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea

Alenza, 1 - MADRID-28003

Sociedad Española de Mineralogía

Junta Directiva para el bienio 1986-87

Presidente: EMILIO DEL VALLE MENEDEZ
Vicepresidente: PURIFICACION FENOLL HACH-ALI
Secretario: JAVIER GARCIA GUINEA
Vicesecretario: ROGELIO DE LA VEGA PANIZO
Tesorero: GONZALO CORTIÑAS BRAVO
Vocales: PASCUAL PAREJA MOSER
ENRIQUE DIAZ MARTINEZ
ERNESTO GARCIA DRESBACH
PABLO GUERRERO PACHECO
ANGEL NUEVO BERRIO
JESUS MIÑANA SAINZ
FRANCISCO VELASCO ROLDAN
MANUEL CARAMES LORITE
FERNANDO VILLEGAS HERRERO
FRANCISCO HERRERA ORTIZ
RAFAEL ARANA CASTILLO
FRANCISCO LOPEZ AGUAYO

Han colaborado en la edición de este volumen la Asociación Española de Geología Aplicada a los Yacimientos Minerales (AEGYM) y los Departamentos de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad Complutense de Madrid y de Mineralogía y Petrología de la Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea.

Directora responsable del Boletín
PURIFICACION FENOLL HACH-ALI

Depósito legal: BI-794-87 I.S.B.N. 84-7585-086-3

Imprime: IMPRENTA BOAN, S.A.
Particular de Costa, 12 48010-BILBAO

EDITORIAL

En un intento de mejorar la periodicidad y calidad científica de nuestras publicaciones, iniciamos esta nueva etapa del Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía en la que editaremos dos fascículos: uno correspondiente a la publicación de los Resúmenes de las Comunicaciones admitidas para su presentación en la Reunión anual de la Sociedad, destinado a su distribución entre los participantes en la misma y un segundo fascículo que recopilará solamente aquellos artículos que se hayan seleccionado para su publicación previa evaluación y corrección.

Esta selección, de hecho, ya se está realizando, aunque no siempre los resultados sean los más idóneos, bien porque los revisores son demasiado benévolos o, por el contrario, muy estrictos. Sin embargo, gracias a su desinteresada colaboración, nuestro Boletín ha mejorado en calidad científica pues sus estimables críticas y sugerencias, salvo muy contadas excepciones, son aceptadas cada vez con más responsabilidad por parte de los autores, ya que todos somos conscientes de que una corrección oportuna puede esclarecer y enriquecer el contenido y calidad de un artículo científico.

Por ello, y con el deseo de que elevemos cada vez más la estima de nuestro Boletín, de nuevo os animamos a seguir colaborando con vuestros mejores trabajos en los temas siguientes: Cristalografía, Cristalochimica, Crecimiento de Cristales, Física Mineral, Gemología, Geocronología, Geoquímica, Geoquímica Isotópica, Inclusiones Fluidas, Mineralogía, Mineralogía Aplicada, Mineralogía de Arcillas, Mineralogía Cósmica, Mineralogía y Petrología Experimentales, Petrología, Petrología Aplicada, Petrología Sedimentaria, Vulcanología y Yacimientos Minerales.

Depende de nosotros mismos el que nuestra labor se vea contemplada con respeto por la comunidad científica europea en un momento tan interesante como es el de este año en que se ha constituido la "European Mineralogical Union" (E.M.U.), a la cual pertenece la Sociedad Española de Mineralogía como sociedad fundadora.

Purificación Fenoll Hach-Alí

Comité Organizador de las Reuniones:

Departamento de Cristalografía y Mineralogía,
Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid:

RAMON COY YLL
JOSE ANGEL LOPEZ GARCIA
ROSARIO LUNAR HERNANDEZ
JOSEFINA SIERRA
ELENA VINDEL CATENA

Departamento de Mineralogía y Petrología,
Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco:

PEDRO PABLO GIL CRESPO
JOSE MIGUEL HERRERO RUBIO
IDOIA LANDEA AMEZAGA
FRANCISCO VELASCO ROLDAN

Asociación Española de Geología Aplicada a los Yacimientos Minerales

Junta Directiva

Presidente: ANTONIO ARRIBAS MORENO
Vicepresidente: FERNANDO VAZQUEZ GUZMAN
Secretario: ROSARIO LUNAR HERNANDEZ
Tesorero: ELENA VINDEL CATENA
Vocales: CARLOS AYORA IBAÑEZ
FRANCISCO VELASCO ROLDAN
PABLO GUMIEL MARTINEZ
JOSE M. MALAVE MORA
JUAN PALACIOS BLANCO

INDICE

Programa de las Reuniones Científicas.	1
Instrucciones a los participantes que presenten trabajos.	9
MANGAS, J., ARRIBAS, A.: Estudio de las inclusiones fluidas en el yacimiento estannífero de Teba (Cáceres).	11
CORRETGE, L.G., GONZALEZ-ONTERO, P., SUAREZ, O.: Las trayectorias de las variables termodinámicas en la sucesión paragenética del Skarn de Carracedo (Palencia, España).	13
CABALLERO, B.: Las mineralizaciones de manganeso de la faja pirítica Hispano-Portuguesas; Minas de Toro, Oriente y Polanco (Huelva).	15
GARCIA DE MIGUEL, J.M.: Relaciones de asociación y zonalidad química y mineralógica de los sulfuros de la faja pirítica del suroeste de la Península Ibérica.	17
GERVILLA, F., TORRES RUIZ, J., FENOLL HACH-ALI, P.: Variaciones composicionales de las mineralizaciones de Cr-Ni de los macizos ultrabásicos de la provincia de Málaga. Correlación con las facies petrológicas de las rocas encajantes.	19
LOREDO PEREZ, J., GARCIA IGLESIAS, J.: Estudio mineralógico del yacimiento aurífero de Carles (Asturias).	21
GARCIA CASCO, A., PASCUAL MARTINEZ, E., FENOLL HACH-ALI, P.: Mineralizaciones filonianas de W asociadas al plutón de Santa Eufemia (Batolito de los Pedroches, (Córdoba).	22
ORTEGA, L., VINDEL, E., LUNAR, R.: Estudio de los filones de baritina intragraníticos del sector Cenicientos-Cadalso de los Vidrios (Sistema Central).	24

PANIAGUA, A., RODRIGUEZ PEVIDA, L.S., GUTIERREZ VILLARIAS, J.L.: Mineralizaciones As-Sb-Au asociadas a rocas ígneas filonianas del NE. de León: Las Minas de Burón.	25
REGUILON BRAGADO, R.M.: El carácter metalífero en U y Sn del granito de Plasenzuela (Cáceres).	27
TRITLLA, J., CARDELLACH, E.: Filones de Pb-Ba en el paleozoico del área de Martorell (Provincia de Barcelona).	28
MARTINEZ FRIAS, J., MAYOR YAGUE, N., OYARZUN MUÑOZ, R.: Epitermalismo en la Sierra de Guadarrama.	29
GIMENO TORRENTE, D.: Estudio textural y microquímico de mineralizaciones fosfatadas paleozoicas de origen sedimentario exhalativo (Sedex).	30
GIMENO, D., FERNANDEZ TURIEL, J.L., DURAN, E.: Estudio textural y microquímico de areniscas en las facies Buntsandstein del sector de Martorell (Barcelona) mineralizadas en barita.	32
MORO, M.C., ARRIBAS, A., CEMBRANOS, M.L.: Celestina en el yacimiento sedimentario de barita de Vide de Alba (Provincia de Zamora). Aspectos mineralógicos y genéticos.	34
OVEJERO ZAPPINO, G.: Mineralizaciones Zn-Pb del ordovícico superior del Valled de Aran (Anticlinorio de Bossost). Pirineo de Lérida (España).	35
PALERO FERNANDEZ, F., MARTIN IZARD, A.: Las mineralizaciones estratoides de Zn-Pb en la caliza urbana del paraje de Peña del Aguila, Calzada de Calatrava (Ciudad Real).	38
SAEZ, R., RUIZ DE ALMODOVAR, G., PASCUAL, E.: Mineralizaciones estratoligadas de scheelita en la faja piritica del SW Ibérico.	39
LOPEZ GALINDO, A.: Paligorskita en materiales cretácicos de la zona subbética. Origen.	40
TALLES, C., MARTIN DE VIDALES, J.L., POZO, M.: El yacimiento de paligorskita-sepiolita de Piedrabuena (Ciudad Real).	42

MARTIN GUILLEN, M., GONZALEZ LOPEZ, J.M., LOPEZ AGUAYO, F.: Caracterización de un interestratificado tipo corrensita en las pizarras del precámbrico de las Cadenas Ibéricas (Provincia de Zaragoza).	43
MARTIN DE VIDALES, J.L., GALVAN, J., ARREGUI, M., JIMENEZ BALLESTA, R.: Origen de paligorskita. Un modelo paleoedafodiagenético.	44
ORDOÑEZ, S., GARCIA DEL CURA, M.A., MINGARRO, F., LOPEZ DE AZCONA, M.C.: Mineralogénesis de sales sulfatadas-cloruradas magnésicas en la Laguna de Alcahozo (La Mancha-Ciudad Real).	46
SALVANY DURAN, J.M., ORTI CABO, F.: La paragénesis de sulfatos de Ca y Na en el Mioceno continental de Alcanadre-Arrubal (La Rioja) y San Adrián (Navarra).	47
ANTON PACHECO, C., ROWAN, L.C., PAYAS, A., GUMIEL, P., BEL-LAN, A., KINGSTON, M.J.: Detección de aureolas de metamorfismo de contacto mediante imágenes landsat thematic mapper y daedalus airborne thematic mapper. Casos de aplicación en dos áreas de Extremadura: Trujillo-Plasenzuela (Cáceres) y San Nicolás (Valle de la Serena, Badajoz)	49
GALLEGO, M., LUNAR, R., GUMIEL, P.: Relaciones entre mineralizaciones estratoides y filonianas de Cu-Sb-Pb al Sur de Ateca (Provincia de Zaragoza).	51
HUESO, R., PEREZ SIRVENT, M.C., RODRIGUEZ GORDILLO, J., SANCHEZ VIÑAS, M., VELILLA, N.: Aspectos químicos y mineralógicos de las altera- ciones supergénicas en yacimientos de sulfuros del SE de España.	53
MIRAS RUIZ, A., HERNANDEZ ARNEDEO, M.J. GALAN, E.: Estudio de algunas mineralizaciones de barita al sur de Llerena (Badajoz, España).	55
LOCUTURA, J., TORNOS, F.: Aspectos genéticos de las mineralizaciones de F (Ba-Pb) del área de Colmenar de Arroyo (Sistema Central Español).	57
SIERRA, J., VINDEL, E., LUNAR, R., LOPEZ GARCIA, J.A. MARTINEZ FRIAS, J.: Estudio de inclusiones fluidas en la mineralización de plata de la Bodera (Sistema Central).	59

CARDELLACH, E., COLLDEFORNIS, B., LLORENTE, J.A., MATA-PERELLO, J.M. Estudio de algunas mineralizaciones cupríferas asociadas a los materiales de la Formación Artés (depressio Central Catalana, Bages)	59
ALVAREZ PEREZ, A.: Los marmoles de la zona axial del Pirineo Oriental y su utilización en época romana.	60
BASTIDA, J., BESTEIRO, J., LAGO, M., POCOVI, A., REVENTOS, M.M.: Presencia de sepiólita fibrosa en basaltos alcalinos del área de Alfara (Baix Ebre, Tarragona).	61
BASTIDA, J., LAGO SAN JOSE, M., POCOVI, A.: Mineralizaciones asociadas a diabasas del área de lugar nuevo de Fenollet (Valencia).	62
DIAZ ALVAREZ, M.C., FORT GONZALEZ, R.: Estudio mineralógico en la fracción samítica de las terrazas de los ríos Jarama y Henares.	63
DOMINGUEZ BELLA, S., GALAN, J.C., ALVAREZ, M.A.: Estudio térmico de prehnitas naturales.	65
GARCIA ROMERO, E., MUÑOZ DE LA NAVA SANCHEZ, P., NAVARRO GASCON, J.V., PEREZ CUADRA, P.M.: Mineralogía de las principales formaciones arcillosas de Aragón.	66
LEANTE PEREZ, H., POZO RODRIGUEZ, M., MORENO GUTIERREZ, A., MARTIN RUBI, J.A.: Mineralogía y geoquímica de los materiales dolomítico-yesíferos en las facies centrales de la Cuenca del Duero.	68
LOPEZ AGUAYO, F., GONZALEZ LOPEZ, J.M.: Caracterización de algunas cloritas de "cantera sultana" en los yacimientos de Pb-Zn de la Unión (Murcia).	69
LOPEZ GOMEZ, F.A., GARCIA CARCEDO, F., MEDINA GARCIA, F., RUIZ SIERRA, J.: Recuperación de carbonatos de cinc por flotación y lixiviación.	70
LUQUE DEL VILLAR, F.J., RODAS, M., GALAN, E., VELASCO, F.: Mineralogía y geotermometría de los diques ácidos con grafito de Istan asociados a rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda, Málaga.	71

ONDARROA, C., GIL, P.P., PESQUERA, A.: Parámetros de celda y distribución Al,Si en feldespatos alcalinos de pegmatitas del macizo de Labourd (Pirineos Vascos).	73
LOPEZ J.A., VIEDMA, C., PRIETO, M.: Caracterización de las condiciones de crecimiento de cristales de yeso crecidos en geles a partir del estudio de sus inclusiones fluidas.	75
BLANCO FERNANDEZ, M.: Espectros de infrarrojo en el grupo de minerales de la epidota.	76
PANIAGUA, A., MARCOS, C., MOREIRAS, D., PRADO, A.: Correlación entre parámetros de red y propiedades físicas (VHN y R%) en disulfuros naturales del sistema $FeS_2-CoS_2-NiS_2-CuS_2$ (tipo pirita).	78
CORNEJO, J., RENDON, J.L.: Efectos del tratamiento térmico y mecánico de la distribución de tamaño de la goethita.	80
RULL, F.: La noción de cuasi-cristal a través de los mosaicos árabes.	81
ARRIBAS, J.G., PRIETO, M., COY, R.: Crecimiento de cristales de baritina en geles de sílice: evolución de la sobresaturación y condiciones de formación del primer precipitado.	83
BESTEIRO RAFALES, J., OSACAR SORIANO, M.C., OSACAR SORIANO, C.: Color en la covellina.	85
CALDERON, T.: Factores que afectan la termoluminiscencia en turmalinas: Elbaita.	86
CORNEJO, J., HERMOSIN, M.C.: Evolución térmica del $\alpha-FeOOH$ sintético.	87
DOMINGUEZ BELLA, S., GARCIA RUIZ, J.M.: Análisis morfogénico y textural de monocristales de calcita obtenidos en geles de tetrametoxisilano a pH=7.	88
FERNANDEZ DIAZ, L., PRIETO, M.: Generación de vacancias de la séptima molécula de agua en cristales de epsomita: implicaciones en la cristalización metaestable de hexahedrita a altas sobresaturaciones.	89
GARCIA RUIZ, J.M., SANTOS, A., ALFARO, E.J.: Comportamiento	

oscilatorio de la velocidad de crecimiento en sistemas controlados por difusión.	91
GOMER LORENTE, C., LOPEZ ACEVEDO, V.: Crecimiento de brushita en gel de sílice. Características morfológicas.	92
LOPEZ ACEVEDO, V., LOPEZ VALERO, I., BOISTELLE, R.: Precipitación simultánea y oxalatos de calcio en solución acuosa.	94
LOPEZ ANDRES, S., GARICA MARTINEZ, O., COY YLL, R.: Propiedades magnéticas de jarositas minerales y sintéticas.	95
PRIETO A.C., RULL, F., MARTIN, F., DE SAJA, J.A.: Evolución con la temperatura de los modos de tensión $\sqrt{(OH/OD)}$ en monocristales de $Sr(HCOO)_2 \cdot 2H_2O$ con sustitución isotópica parcial.	97
PRIETO, M., VIEDMA, C., LOPEZ ACEVEDO, V., MARTIN VIVALDI, J.L., LOPEZ ANDRES, S.: Evaluación de la sobresaturación en el crecimiento de cristales en geles. Aplicación al $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (yeso).	98
RULL, F., DEL VALLE, A., SOBRON, F.: Estudio de la asociación iónica en soluciones acuosas de sulfatos de Mg y K.	100
RULL, F., PRIETO, A.C., MARTIN, F., MARTIN, B.: Raman electrónico en un cristal natural de fluorapatito (Esparraguina de Jumilla, Murcia).	101
MARTIN DE VIDALES, J.L., GUIJARRO, J., HOYOS, M.A., CASAS, J.: Origen de materiales alofanicos en la fracción arcilla de suelos volcánicos del Campo de Calatrava (Ciudad Real).	102
MARTIN DE VIDALES, J.L., POZO, M., MEDINA, J.A., VIGIL, R., LEGUEY, S.: Alteración de esmectitas a sepiolita-paligorskita en litofacies lutítico-carbonáticas en el sector de Borox-Esquivias (Cuenca de Madrid).	104
MEDINA GARCIA, J., LOPEZ AGUAYO, F., LOPEZ GOMEZ, F.A.: Obtención de materiales cerámicos a partir de una roca pegmatítica.	106
MORENO, A., POZO, M., LEGUEY, S.: Génesis de silcretas con formación de agatas en materiales lutíticos del sector de la Sagra (Toledo).	107

NARANJO, S. SR., DE ANDRES, A., PALACIOS, J.M.: Analysis of some philippine archaeological pottery.	108
PALANQUES, A., PLANA, F., RIUS, J.: Aplicación del método mineralógico cuantitativo a la distribución y dinámica de las fases minerales presentes en un sistema sedimentario.	109
POZO, M., LEGUE, S.: Génesis de jarosita en paleosuelos de las facies centrales de la Cuenca del Duero.	110
POZO, M., MEDINA, J.A., LEGUEY, S.: Textura y microfábrica de sepiolita y paligorskita en la "Facies de las Cuestas". (Cuenca del Duero).	111
RUIZ ABRIO, M.T., SANCHEZ SOTO, P.J., GARCIA RAMOS, G.: Mineralogía y aplicaciones industriales de las areniscas de un yacimiento de la "Formación Aljibe" (Cádiz).	113
SUBIAS PEREZ, I., FERNANDEZ NIETO, C., GONZALEZ LOPEZ, J.M.: Caracterización de las micas y cloritas de los materiales pelíticos del Devónico inferior y medio y sus diques asociados en la zona de Yenefrito (Huesca).	115
CASTILLO, A. El yacimiento de arcillas sepiolíticas de Vicálvaro (Madrid): Introducción a la excursión de la AEGYM.	117
INDICE DE AUTORES.	129

VII REUNION DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGIA
III REUNION DE LA ASOCIACION ESPAÑOLA DE GEOLOGIA
APLICADA A LOS YACIMIENTOS MINERALES

Programa de las Reuniones:

1 de Junio

- 09.00-10.00 Entrega de documentación.
- 10.00-10.30 **ACTO DE APERTURA.**
- 10.30-11.30 Conferencia: Dr. AZCARATE
"Comparación entre distribuciones estadísticas de variables geológicas y económicas en los yacimientos minerales".
- 11.30-12.00 Pausa
- 12.00-14.00 **PRIMERA SESION ORAL:**
- 12.00-12.20 MANGAS, J., ARRIBAS, A.
Estudio de inclusiones fluidas en el yacimiento estannífero de Teba (Cáceres).
- 12.20-12.40 CORRETGE, L.G., GONZALEZ-MONTERO, P., SUAREZ, O.
Las trayectorias de las variables termodinámicas en la sucesión paragenética del Skarn de Carracedo. (Palencia, España).
- 12.40-13.00 CABALLERO, B.
Mineralizaciones de manganeso de la faja pirítica hispano-portuguesa: Minas de Toro, Oriente y Polanco (Huelva).
- 13.00-13.20 GARCIA DE MIGUEL, J.M.
Relaciones de asociación y zonalidad química y mineralógica de los sulfuros de la faja pirítica del suroeste de la Península Ibérica.
- 13.20-13.40 GERVILLA, F., TORRES-RUIZ, J., FENOLL HACH-ALI, P.
Variaciones composicionales de las mineralizaciones de Cr-Ni de los macizos ultrabásicos de la provincia de Málaga. Correlación con las facies petrológicas de las rocas encajantes.
- 13.40-14.00 LOREDO PEREZ, J., GARCIA IGLESIAS, J.
Estudio mineralógico del yacimiento aurífero de Carles (Asturias).
- 14.00-14.30 Aperitivo.
- 14.00-16.00 Pausa.

- 16.00-18.00 **SEGUNDA SESION ORAL:**
- 16.00-16.20 GARCIA CASCO, A., PASCUAL MARTINEZ, E., FENOLL HACH-ALI, P.
Mineralizaciones filonianas de W asociadas al plutón de Santa Eufemia (Batolito de los Pedroches, Córdoba).
- 16.20-16.40 ORTEGA, L., VINDEL, E., LUNAR, R.
Estudio de los filones de barita intragraníticos del sector Cenicientos-Cadalso de los Vidrios (Sistema Central).
- 16.40-17.00 PANIAGUA, A., RODRIGUEZ-PEVIDA, L.S., GUTIERREZ-VILLARIAS, J.L.
Mineralizaciones As-Sb-Au asociadas a rocas ígneas filonianas del NE. de León: Las minas de Burón.
- 17.00-17.20 REGUILON BRAGADO, R.M.
El carácter metalífero en U y Sn del granito de Plasenzuela (Cáceres).
- 17.20-17.40 TRITLLA, J., CARDELLACH, E.
Filones de Pb-Ba en el Paleozoico del área de Martorell (Barcelona).
- 17.40-18.00 MARTINEZ FRIAS, J., MAYOR YAGUE, N., OYARZUN MUÑOZ, R.
Epitermalismo en la Sierra de Guadarrama.
- 18.00-19.00 Conferencia: Dr. R. OYARZUN.
"Aspectos geológicos y geoquímicos de los yacimientos epitermales de Oro y Plata".

2 de Junio

- 09.00-11.00 **TERCERA SESION ORAL:**
- 09.00-09.20 GIMENO TORRENTE, D.
Estudio textural y microquímico de mineralizaciones fosfatadas paleozoicas de origen sedimentario-exhalativo (SEDEX).
- 09.20-09.40 GIMENO, D., FERNANDEZ TURIEL, J.L., DURAN, E.
Estudio textural y microquímico de areniscas de la facies Buntsandstein del sector de Martorell (Barcelona) mineralizadas en barita.
- 09.40-10.00 MORO, M.C., ARRIBAS, A., CEMBRANOS, M.L.
Celestina en el yacimiento sedimentario de barita de Vide de Alba (Prov. de Zamora). Aspectos mineralógicos y genéticos
- 10.00-10.20 OVEJERO ZAPPINO, G.
Mineralizaciones Zn-Pb del Ordovícico superior del Valle de Arán (Anticlinorio de Bossost), Pirineo de Lérida (España).
- 10.20-10.40 PALERO FERNANDEZ, F., MARTIN-IZARD, A.
Las mineralizaciones estratoides de Zn-Pb en la caliza urbana del paraje de Peña del Aguila, Calzada de Calatrava (Ciudad Real).

- 10.40-11.00 SAEZ, R., RUIZ DE ALMODOVAR, G., PASCUAL, E.
Mineralizaciones estratoligadas de scheelita en la faja pirítica del SW Ibérico.
- 11.00-11.30 Pausa.
- 11.30-12.30 Conferencia: Dr. V. CRESPO.
"Panorama actual de la Investigación Minera del Oro".
- 12.30-14.00 **PRIMERA SESION DE POSTERS**
- 14.00-16.00 Pausa
- 16.00-18.00 **CUARTA SESION ORAL:**
- 16.00-16.20 LOPEZ GALINDO, A.
Paligorskita en materiales cretácicos de la Zona Subbética. Origen.
- 16.20-16.40 TALLERES, C., MARTIN DE VIDALES, J.L., POZO, M.
El yacimiento de paligorskita-sepiolita de Piedrabuena (Ciudad Real).
- 16.40-17.00 MARTIN GUILLEN, M., GONZALEZ LOPEZ, J.M., LOPEZ AGUAYO, F.
Caracterización de un interestratificado tipo corrensita en las pizarras del Precámbrico de las Cadenas Ibéricas (Prov. de Zaragoza).
- 17.00-17.20 MARTIN DE VIDALES, J.L., GALVAN, J., ARREGUI, M., JIMENEZ BALLESTA, R.
Origen de paligorskita. Un modelo paleoedafodiagenético.
- 17.20-17.40 SALVANY, J.M., ORTI CABO, F.
La paragénesis de sulfatos de Ca y Na en el Mioceno continental de Alcanadre-Arrubal (La Rioja) y San Adrian (Navarra).
- 17.40-18.00 ANTON-PACHECO, C., ROWAN, L.C., PAYAS, A., GUMIEL, P., BEL-LAN, A., J. KINGSTON, M.
Detección de aureolas de metamorfismo de contacto mediante imágenes Landsat Thematic Mapper y Daedalus Airborne Thematic Mapper. Casos de aplicación en dos áreas de Extremadura: Trujillo-Plasenzuela (Cáceres)
- 18.00-19.00 Conferencia: Dr. C. AYORA.
"Fundamentos y aplicaciones del estudio de las inclusiones fluidas a la modelización de los yacimientos".
- 19.00-19.15 Pausa
- 19.15-21.00 Asamblea para los socios de la Asociación Española de Geología Aplicada a los Yacimientos Minerales (AEGYM).

3 de Junio**09.00-11.00 QUINTA SESION ORAL:**

09.00-09.20 BLANCO FERNANDEZ, M.

Espectros de infrarrojo en el grupo de minerales de la epidota.

09.20-09.40 PANIAGUA, A., MARCOS, C., MOREIRAS, D., PRADO, A.

Correlación entre parámetros de red y propiedades físicas (VHN y R%) en disulfuros naturales del sistema FeS₂-CoS₂-NiS₂-CuS (tipo Pirita)

09.40-10.00 CORNEJO, J., RENDON, J.L.

Efecto de los tratamientos térmico y mecánico en la distribución de tamaño de poro de la goethita.

10.00-10.20 RULL, F.

La noción de cuasi-cristal a través de los mosaicos árabes.

10.20-11.00 Conferencia: Dr. J.M. GARCIA RUIZ

"Sistemas de difusión-reacción."

11.00-11.30 Pausa.

11.30-14.00 SEGUNDA SESION DE POSTERS

14.00-16.00 Pausa.

16.00-18.00 Mesa Redonda: "Crecimiento cristalino e investigación mineralógica".
Proyección de la película "Los cristales y la luz" (M. PRIETO).

18.00-19.00 Conferencia: Dr. J. LOPEZ RUIZ

"Variaciones de los elementos traza y de las relaciones isotópicas durante los procesos petrogenéticos: el ejemplo de vulcanismo de borde mediterráneo ibérico."

19.00-20.00 Asamblea para los socios de la Sociedad Española de Mineralogía (SEM).

4 de Junio

Excursión (AEGYM): CASTILLO, A.

"El yacimiento de arcillas sepiolíticas de Vicálvaro, Madrid. (TOLSA, S.A.).

5 de junio

Excursión (AEGYM): HERNANDEZ, A.

"El yacimiento de cinabrio de Almadén, Ciudad Real (MINAS DE ALMADEN).

PRIMERA SESION DE POSTERS:

- 1 ORDOÑEZ, S., GARCIA DEL CURA, M.A., MINGARRO, F., LOPEZ DE AZCONA, M.C.
Mineralogénesis de sales sulfatadas-cloruradas magnésicas en la Laguna de Alcahozo (La Mancha, Ciudad Real) y San Nicolas (Valle de la Serena, Badajoz).
- 2 GALLEGO, M., LUNAR, R., GUMIEL, P.
Relaciones entre mineralizaciones estratoides y filonianas de Cu-Sb-Pb al Sur de Ateca (Prov. de Zaragoza).
- 3 HUESO, R., PEREZ SIRVENT, M.C., RODRIGUEZ GORDILLO, J., SANCHEZ VIÑAS, M., VELILLA, N.
Aspectos químicos y mineralógicos de las alteraciones supergénicas en yacimientos de sulfuros del SE de España.
- 4 LOCUTURA, J., TORNOS, F.
Aspectos genéticos de las mineralizaciones de F (Ba-Pb) del área de Colmenar de Arroyo (sistema central español).
- 5 MIRAS RUIZ, A., HERNANDEZ ARNEDO, M.J., GALAN, E.
Estudio de algunas mineralizaciones de barita al Sur de Llerena (Badajoz, España).
- 6 SIERRA, J., VINDEL, E., LUNAR, R., LOPEZ GARCIA, J.A., MARTINEZ FRIAS, J.
Estudio de inclusiones fluidas en la mineralización de plata de la Bodera (Sistema Central).
- 7 CARDELLACH, E., COLLEFORNS, B., LLORENTE, J.A., MATA-PERELLO, J.M.
Estudio de algunas mineralizaciones cupríferas asociadas a los materiales de la Formación Artés (Depressió Central Catalana, Bages).

- 8 ALVAREZ PEREZ, A.
Los mármoles de la zona axial del Pirineo Oriental y su utilización en época romana.
- 9 BASTIDA, J., BESTEIRO, J., LAGO, M., POCOVI, A., REVENTOS, M.M.
Presencia de sepiólita fibrosa en basaltos alcalinos del área de Alfara (Baix Ebre, Tarragona).
- 10 BASTIDA, J., LAGO SAN JOSE, M., POCOVI, A.
Mineralizaciones asociadas a diabasas del área de Lugar Nuevo de Fonollet (Valencia).
- 11 DIAZ ALVAREZ, M.C., FORT GONZALEZ, R.
Estudio mineralógico en la fracción samítica de las terrazas de los ríos Jarama y Henares.
- 12 DOMINGO BELLA, S., GALVAN, J.C., ALVAREZ, M.A.
Estudio térmico de prehnitas naturales
- 13 GARCIA ROMERO, E., MUÑOZ DE LA NAVA, P., NAVARRO GASCON, J.V., PEREZ CUADRA, P.M.
Mineralogía de las principales formaciones arcillosas de Aragón.
- 14 LEANTE PEREZ, H., POZO RODRIGUEZ, M., MORENO GUTIERREZ, A., MARTIN RUBI, J.A.
Mineralogía y Geoquímica de materiales dolomítico-yesíferos en las facies centrales de la Cuenca del Duero
- 15 LOPEZ AGUAYO, F., GONZALEZ LOPEZ, J.M.
Caracterización de algunas cloritas de "Cantera Sultana" en los yacimientos de Pb-Zn de La Unión (Murcia).
- 16 LOPEZ GOMEZ, F.A., GARCIA CARCEDO, F., MEDINA GARCIA, F., RUIZ SIERRA, J.C., LOPEZ AGUAYO, F.
Recuperación de carbonatos de cinc por flotación y lixiviación.
- 17 LUQUE DE VILLAR, F.J., RODAS, M., VELASCO, F. GALAN, E.
Mineralogía y geotermometría de los diques ácidos con grafito asociados a rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda, Málaga.
- 18 ONDARROA, C., GIL-CRESPO, P.P., PESQUERA, A.
Parámetros de celda y distribución Al, Si en feldspatos alcalinos de pegmatitas del macizo de Labourd (Pirineos Vascos).
- 19 LOPEZ, J.A., VIEDMA, C., PRIETO, M.
Caracterización de las condiciones de crecimiento de cristales de yeso crecidos en geles a partir del estudio de sus inclusiones fluidas.

SEGUNDA SESION DE POSTERS:

- 1 ARRIBAS, J.G., PRIETO, M., COY, R.
Crecimiento de cristales de barita en geles de sílice: evolución de la sobresaturación y condiciones de formación del primer precipitado.
- 2 BESTEIRO RAFALES, J., OSACAR SORIANO, M.C., OSACAR SORIANO, C. Color en la covellina
- 3 CALDERON, T.
Factores que afectan la termoluminiscencia en turmalinas: Elbaita.
- 4 CORNEJO, J., HERMOSIN, M.C.
Evolución térmica del α -FeOOH sintético.
- 5 DOMINGUEZ BELLA, S. GARCIA RUIZ, J.M.
Análisis morfogénético y textural de monocristales de calcita obtenidos en geles de tetrametoxysilato a pH=7.
- 6 FERNANDEZ-DIAZ, L., PRIETO, M.
Generación de vacancias de la séptima molécula de agua en cristales de epsomita: implicaciones en la cristalización metaestable de hexahedrita a altas sobresaturaciones.
- 7 GARCIA RUIZ, J.M., SANTOS, A., ALFARO, E.J.
Comportamiento oscilatorio de la velocidad de crecimiento en sistemas controlados por difusión.
- 8 GOMEZ LORENTE, C., LOPEZ-ACEVEDO, V.
Crecimiento de brushita en gel de sílice. Características morfológicas.
- 9 LOPEZ-ACEVEDO, V., LOPEZ VALERO, I., BOISTELLE, R.
Precipitación simultánea de fosfatos y oxalatos de calcio en solución acuosa.
- 10 LOPEZ ANDRES, S., GARCIA-MARTINEZ, O., COY-YLL, R.
Propiedades magnéticas de jarositas minerales y sintéticas.
- 11 PRIETO, A.C., RULL, F., MARTIN, F., DE SAJA, J.A.
Evolución con la temperatura de los modos de tensión ν -(OH/OD) en monocristales de $\text{Sr}(\text{HCOO})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ con sustitución isotópica parcial.
- 12 PRIETO, M., VIEDMA, C., LOPEZ-ACEVEDO, V., MARTIN-VIVALDI, J.L., LOPEZ-ANDRES, S.
Evaluación de la sobresaturación en el crecimiento de cristales en geles. Aplicación al $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (yeso).
- 13 RULL, F., DEL VALLE, A., SOBRON, F.
Estudio de la asociación iónica en soluciones acuosas de sulfatos de Mg y K.
- 14 RULL, F., PRIETO, A.C. MARTIN, F., MARTIN, B.
Raman electrónico en un cristal natural de Fluorapatito ("Esparraguina") de Jumilla, Murcia.

- 15 MARTIN DE VIDALES, J.L., GUIJARRO, J., HOYOS, M.A., CASAS, J.
Origen de materiales alofánicos en la fracción arcilla de suelos volcánicos del Campo de Calatrava (Ciudad Real).
- 16 MARTIN DE VIDALES, J.L., POZO, M., MEDINA, J.A., VIGIL, R., LEGUEY, S.
Alteración de esmectitas a sepiolita-paligorskita en litofacies lutítico-carbonáticas en el sector de Borox-Esquivias (Cuenca de Madrid).
- 17 AROSTEGUI, J., VELASCO, F., ZULUAGA, M.C.
Dispositivo para el tratamiento de agregados orientados con atmósfera de etilen-glicol.
- 18 MEDINA GARCIA, J., LOPEZ AGUAYO, F., LOPEZ GOMEZ, F.A.
Obtención de materiales cerámicos a partir de una roca pegmatítica.
- 19 MORENO, A., POZO, M., LEGUEY, S.
Génesis de silcretas con formación de ágatas en materiales lutíticos del sector de La Sagra (Toledo).
- 20 NARANJO, S. SR., DE ANDRES, A., PALACIOS, J.M.
Analysis of some philippine archaeological pottery.
- 21 PALANQUES, A., PLANA, F., RIUS, J.
Aplicación del método mineralógico cuantitativo a la distribución y dinámica de las fases minerales presentes en un sistema sedimentario.
- 22 POZO, M., LEGUEY, S.
Génesis de jarosita en paleosuelos de las facies centrales de la Cuenca del Duero.
- 23 POZO, M., MEDINA, J.A., LEGUEY, S.
Textura y microfábrica de sepiolita y paligorskita en la "Facies de las Cuestas" (Cuenca del Duero).
- 24 RUIZ ABRIO, M.T., SANCHEZ SOTO, P.J., GARCIA RAMOS, G.
Mineralogía y aplicaciones industriales de las areniscas de un yacimiento de la "Formación Aljibe" (Cadiz).
- 25 SUBIAS PEREZ, I., FERNANDEZ-NIETO, C., GONZALEZ LOPEZ, J.M.
Caracterización de las micas y cloritas de los materiales pelíticos del devónico inferior y medio y sus diques asociados, en la zona de Yenefrito (Huesca).

INSTRUCCIONES A LOS PARTICIPANTES QUE PRESENTEN TRABAJOS

A. Comunicaciones orales.

1. Tiempo de exposición. Cada trabajo dispondrá de 15 minutos para su presentación y 5 minutos para la discusión. Se ruega encarecidamente a los participantes que presenten comunicaciones que se ajusten a los tiempos programados. Los Presidentes de las Sesiones podrán interrumpir a los ponentes si se pasan en el tiempo de exposición de la comunicación.

2. Diapositivas. Entreguen las diapositivas numeradas al operador del proyector media hora antes de que comience su Sesión y no olviden retirarlas después.

3. Manuscritos. Los originales de los trabajos que deseen ser publicados se deben entregar al Presidente de la Sesión, una vez terminada la exposición.

4. Cancelación. Si no puede presentar su trabajo, comuníquelo con antelación suficiente a algún miembro del Comité Organizador para realizar los reajustes necesarios en la programación.

B. Posters.

Los autores dispondrán de un panel vertical de 120 x100 cm. Los posters correspondientes a la primera sesión de posters serán colocados en la mañana del día 1 de junio y retirados al mediodía del día 2, después de su presentación pública. Los seleccionados para la segunda sesión deberán ponerse por la tarde del día 2 y retirarse en la tarde del día 3 de junio.

ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS EN EL YACIMIENTO ESTANNIFERO DE TEBA. (CACERES).

MANGAS, J.,⁽¹⁾ ARRIBAS, A. ⁽²⁾

(1) Dpto. de Geología. Fac. de Ciencias del Mar. Apdo. 550. Las Palmas.

(2) Dpto. de Mineralogía. Fac. de Ciencias. Univ. Salamanca. Salamanca.

El yacimiento de Teba está situado en el centro de la provincia de Cáceres, unos 10 km. al Oeste del pueblo de Serradilla. La mineralización estannífera aparece en un stockwork de filones de cuarzo que atraviesan materiales anteordovícicos del Complejo Esquisto-Grauváquico. La explotación, a cielo abierto, está situada en el núcleo de un anticlinal cuyo eje tiene una dirección aproximada N 110 E. Los materiales metamórficos encajantes de la mineralización están constituidos por metapelitas, las cuales presentan una marcada esquistosidad de dirección ONO-ESE. La tectónica de fracturación hercínica tuvo gran importancia favoreciendo el emplazamiento de los filones en fracturas que siguen direcciones N-S, N 90-100 E, y N 20-30 E, y tienen buzamiento subvertical. La paragénesis está constituida por casiterita, arsenopirita y pirita, junto con cuarzo, moscovita, apatito y turmalina. La casiterita forma cristales milimétricos y centimétricos, idiomorfos y maclados, asociados al cuarzo y a la moscovita en el borde de los filones. En el contacto de éstos, los esquistos presentan turmalinización, moscovitización y silicificación. El yacimiento está relacionado con una cúpula, posiblemente de leucogranitos hercínicos, no aflorante, cuya existencia parece haber sido comprobada mediante métodos geofísicos.

El estudio de las fases fluidas se ha efectuado en cuatro muestras de cuarzo procedentes de varios filones mineralizados, subverticales, de dirección N30E (T1 y T4), N-S (T2), y N 100 E (T3). Las observaciones llevadas a cabo en las inclusiones fluidas, tanto a temperatura ambiente como en los análisis microtermométricos y de trituración, han permitido distinguir tres tipos de inclusiones: Tipo 1.- acuoso-carbónicas complejas (H_2O - NaCl - CO_2 y otros volátiles), Tipo 2.- Acuosas de baja salinidad (H_2O - $NaCl$), y Tipo 3.- Acuosas con diversos cationes (H_2O - NaCl y otros cloruros). En base a sus características físico-químicas, se han establecido tres etapas de circulación de fluidos.

La primera etapa está caracterizada por el atrapamiento de soluciones acuoso-carbónicas complejas, del tipo 1, y acuosas débilmente salinas, del tipo 3, a temperaturas de homogeneización comprendidas entre 240° y 320° C, y presiones de homogeneización inferiores a 150 atmósferas. La salinidad de las soluciones es baja, y está comprendida entre 3% y 8% en peso equivalentes de NaCl, oscilando la densidad entre 0,75 y 0,90 gr/cc. Estos fluidos se pueden considerar contemporáneos con las primeras fases de precipitación mineral, es decir, con la formación del cuarzo, la moscovita y la casiterita, entre otros.

La segunda etapa está representada por la circulación de soluciones acuosas débilmente salinas (<7% en peso equiv. NaCl) y con densidades comprendidas entre 0,8 y 0,9 gr/cc. Estas soluciones fueron atrapadas bajo presiones de homogeneización inferiores a 50 atmósferas, y temperaturas de homogeneización variables entre 240° y 150° C. Teniendo en cuenta la sucesión mineral en el yacimiento, esta etapa se puede relacionar con la formación de cuarzo, pirita, arsenopirita y scheelita.

La tercera etapa se caracterizó por la circulación de fluidos acuosos que llevaban cationes tales como el Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ y K^+ , tenían una salinidad por encima de 25% en peso equiv. NaCl, y fueron atrapados a temperaturas inferiores a 150°C . Estas soluciones acuosas pudieron estar asociadas con los procesos tardíos de circulación hidrotermal.

Los resultados anteriores indican que, con el descenso de la temperatura, las inclusiones fluidas están caracterizadas por un incremento de la densidad total y por un descenso en la salinidad y el contenido en CO_2 y otros volátiles. Sin embargo, a baja temperatura ($<150^\circ\text{C}$), la salinidad es mucho más alta, lo que se debe a su incremento en diversos cationes. El progresivo enfriamiento y la variación de la composición de los fluidos pueden reflejar la disipación de calor que se produce durante la consolidación magmática o por la interacción de los fluidos hidrotermales con soluciones más frías, de diferente naturaleza, o con las rocas encajantes.

Este estudio muestra que el estaño fue transportado por fluidos acuosos, con bajo contenido en CO_2 y otros volátiles, a temperaturas comprendidas entre 240° y 320°C , salinidad inferior a 8% en peso equiv. de NaCl, y densidades entre 0,75 y 0,90 gr/cc. Por todo ello, se supone que los complejos clorurados y carbonatados jugaron un papel importante en el transporte del Sn, y que los cambios en las características físico-químicas de los fluidos (temperatura, presión, composición, y densidad) produjeron la desestabilización de estos complejos y dieron lugar a la deposición de la casiterita.

LAS TRAYECTORIAS DE LAS VARIABLES TERMODINAMICAS EN LA SUCESION PARAGENETICA DEL SKARN DE CARRACEDO. (PALENCIA, ESPAÑA)

CORRETGE, L.G., GONZALEZ-MONTERO, P., SUAREZ, O.
Dpto. de Geología. Univ. de Oviedo.

En este trabajo se presenta la evolución de las variables termodinámicas más importantes en la génesis de las asociaciones minerales calco-silicatadas del skarn de Carracedo.

El skarn estudiado se desarrolla en la aureola de contacto de unos apuntamientos de carácter granítico (CORRETGE et al., 1987), que intruyen materiales carboníferos del grupo "Cea" (SAVAGE Y BOCHMA, 1985) de la Región Palentina. En dichos materiales la acción pirometasomática ligada a los stocks graníticos ocasiona reemplazamientos de las fases carbonatadas del encajante, así como precipitación de minerales metálicos, fundamentalmente calcopirita, mispiquel y magnetita (MARTIN IZARD et al., 1986).

Los estudios petrográficos nos han permitido diferenciar tres tipos de skarn que presentan características mineralógicas y texturales diferentes: skarn tipo A, formado fundamentalmente por rocas cuarzosas muy mineralizadas; skarn tipo B, formado por carbonatos, clorita y minerales opacos y skarn tipo C, simples corneanas piroxénicas sin gran aporte metasomático. La sucesión zonal del skarn en su conjunto obedece a una pauta de zonación muy constante: Mármol, Clpx, Clpx+Gt, Gr, Ac, Cc+Q. Partiendo de las hipótesis de infiltración/difusión, establecidas por KORZHINSKII (1970) puede observarse como la sucesión paragenética sigue pautas muy similares a las de otros skarns cálcicos (SMIRNOV, 1982).

Con el fin de establecer algunas de las relaciones topológicas posibles en el skarn de Carracedo, así como las trayectorias seguidas por las paragénesis en el espacio de los potenciales termodinámicos, partiremos de sistemas simplificados $Ca-Fe-Mg-Si-H_2O-CO_2$ (en SALEMINK, 1985). El sistema degenerado en el skarn de Carracedo se sitúa en el área topológica [calco-ilvaíta].

Esta consideración es lógica, ya que estas fases ni siquiera han sido observadas en la petrografía. La reacción de control de potenciales dentro del sistema es: $Ad+Tr = 5Di+2/3Mt+O+H_2O+1/6O_2$, esta tiene lugar para una relación de potenciales $\mu_{H_2O} / \mu_{O_2} = -6$. La sustitución del skarn de Clpx por el de Tr-Ac ha de realizarse en condiciones crecientes de μ_{O_2} / μ_{H_2O} y siempre con relación de $\mu_{H_2O} / \mu_{O_2} \geq 1.64$, ya que no se ha detectado la presencia de la reacción $11/2O_2+18Iv = 6Ad+14Mt+18O+9H_2O$, donde $\mu_{H_2O} / \mu_{O_2} = 1.64$, bien porque no aparece ilvaíta en el sistema, bien porque las condiciones de μ_{H_2O} / μ_{O_2} son demasiado altas. La aparición de diópsido, la sucesión mineral y la aparición de paragénesis finales con anfíbol actinolítico nos permite afirmar que a partir de umbrales de T superiores a los 500°C y P total $P \geq 1$ Kb, a las que se llega por diversas consideraciones pueden proponerse trayectorias μ_{O_2}/T complejas comenzando con un descenso de T en condiciones de fugacidad de oxígeno alta, entre 10^{-10} y 10^{-20} , para tener posteriormente una caída más acusada de la fugacidad del oxígeno en relación con la T. La descomposición (breakdown) de la calcita o la retrogradación de los minerales del sistema, que dan como subproducto calcita, se realiza en un rango de T muy amplio. La presencia de bismuto nativo junto a bismutinita, mispíquel y ganga calcárea demuestra que los carbonatos finalizan su cristalización por debajo de los 270°C.

Bibliografía:

- CORRETGE, L.G et al. (1987). Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc. Porto. (in litt).
- KORZHINSKII, D.S. (1970) *Theory of metasomatic zonation*. Clarendon Press, Oxford.
- MARTIN IZARD, A.; PALERO FERNANDEZ, F.J.; REGUILON BRAGADO, R. & VINDEL CATENA, E. (1986). Studia Geol. Salmanticensis, XXIII, 171-192.
- SALEMINK, J. (1985). Geologica Ultraiectina, 40.
- SAVAGE, J.F. & BOSCHMA, D. (1980). Leidse Geol. Meded. 50, 2, pp. 75-114.
- SMIRNOV, V.I. (1982). *Geología de yacimientos minerales*. Ed. Mir, Moscú.

LAS MINERALIZACIONES DE MANGANESO DE LA FAJA PIRITICA HISPANO-PORTUGUESA: MINAS DE TORO, ORIENTE Y POLANCO (HUELVA).

CABALLERO, B.

Pasaje Jaén, 5, Nueva Sevilla. Castilleja de la Cuesta. Sevilla.

La Faja Pirítica del Suroeste de la Península Ibérica contiene, aparte de los importantes yacimientos de sulfuros que la han hecho célebre, un gran número de yacimientos de manganeso (más de 300), que hace que estos yacimientos y los jaspes a los que están asociados, sean los hechos más significativos de la Faja Pirítica.

Las reducidas dimensiones de estos yacimientos y los problemas metalúrgicos que origina su recuperación, hace que actualmente se encuentren inactivos, aunque en el pasado adquirieron gran importancia, siendo nuestro país, gracias a ellos, en 1880, el primer productor del mundo.

Desde un punto de vista geológico, y a grandes rasgos, en la Faja Pirítica se distinguen tres conjuntos de materiales: el grupo de pizarras y cuarcitas devónicas en la base, el complejo vulcano sedimentario (C.V.S.) y el grupo Culm en el techo, estando los yacimientos de manganeso, al igual que los de sulfuros, encajados en el C.V.S.. Los materiales están afectados por tres fases de la Orogenia Hercínica, la primera y segunda de las cuales producen pliegues E-O, siendo la tercera normal a ellas. En relación a la primera fase se desarrolla un metamorfismo de grado bajo.

Varias son las formas bajo las cuales se presentan las mineralizaciones de manganeso en las minas estudiadas (Fig.1):

- Capas y lentejones masivos dentro de los jaspes hematíticos, en las pizarras y tufitas, o en el contacto entre ambos.
- Pequeñas capas centimétricas concordantes con la estratificación, intercaladas en las pizarras tufíticas moradas.
- finas diseminaciones en jaspes y pizarras.
- En forma de salpicaduras, pequeñas bolsadas, nódulos, etc; que en conjunto forman cuerpos congruentes con la estratificación.
- Filoncillos que cortan las unidades, producto de removilizaciones.

La mineralización primaria está constituida principalmente por rodocrocita, y en menor proporción por rodonita, braunita, hausmanita, pirita, calcopirita y magnetita. Las menas de las monteras (principal objeto de las explotaciones pasadas) están constituidas fundamentalmente por pirolusita y psilomelana y, en menor proporción, por manganita, braunita, oligisto y goethita. Así mismo, se detecta la presencia de espesartina, formada durante el metamorfismo regional de bajo grado.

La mineralización primaria de manganeso de la Faja Pirítica, presenta morfologías estratiformes y está en relación con rocas volcánicas, por lo que se le ha atribuido un origen vulcano-sedimentario al igual que los yacimientos de sulfuros, aunque en una etapa posterior a éstos y ligada a emanaciones silíceas finales de los episodios volcánicos.

Removilizaciones hidrotermales posteriores dieron lugar a las mineralizaciones filonianas constituidas por pirolusita, psilomelana oligisto y cuarzo.

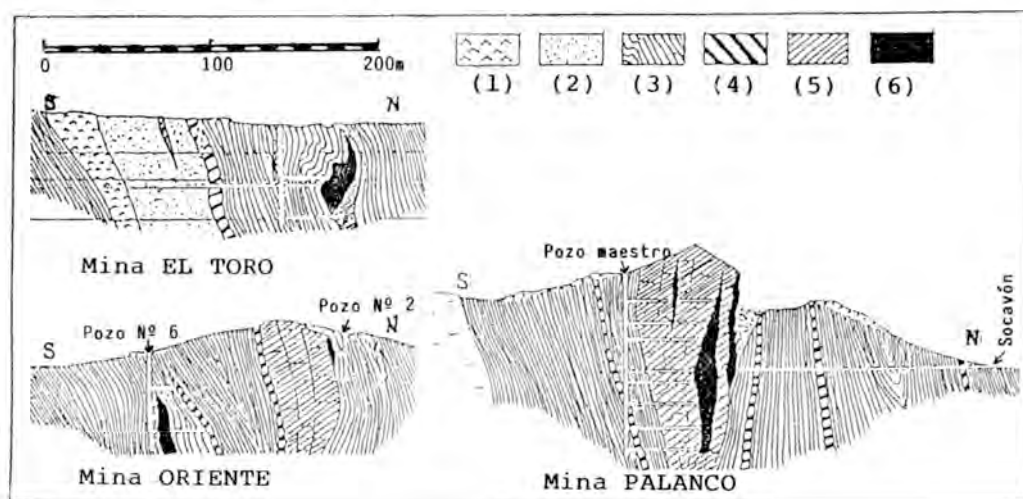


Fig. 1): Cortes geológicos esquemáticos y litologías de las minas estudiadas:

- (1) Riolitas; (2) Tobas y aglomerados verdes y verde-violetas; (3) Tufitas y pizarras silíceas; (4) Cenizas moradas; (5) Jaspers; (6) Mineralizaciones de manganeso.

RELACIONES DE ASOCIACION Y ZONALIDAD QUIMICA Y MINERALOGICA DE LOS SULFUROS DE LA FAJA PIRITICA DEL SUROESTE DE LA PENINSULA IBERICA.

GARCIA DE MIGUEL, J.M.

Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas. Madrid.

No aparecen en la bibliografía estudios estadísticos de asociación entre minerales en la Faja Pirítica. Los datos al respecto publicados se refieren a observaciones microscópicas. Es muy conocida la asociación entre blenda y galena en el denominado mineral complejo. ROUTHIER et al. (1980) señalan la relación entre los minerales de bismuto y calcopirita en el microstockwork, mientras que los minerales de antimonio se asocian con zonas distales, además, tal como también señalan otros autores, la casiterita acompaña a la blenda.

GASPAR et al. (1978) ponen de manifiesto en Aljustrel la relación de tetraedrita con esfalerita y bournonita; la de este último mineral con galena; la de tenantita con calcopirita; cobaltina con calcopirita (que ya había señalado STRAUSS (1970); tetraedrita con boulangerita; y meneghinita con galena. Al mismo tiempo destacan la correlación positiva existente entre Bi-Se-Cu, Ag-Pb, Cd-Zn y Sb-Hg.

Los estudios sobre zonalidad son igualmente escasos y discrepantes, no pareciendo ajustarse la disposición de los minerales, al modelo establecido para este tipo de yacimientos.

Para la realización del presente trabajo se ha partido del estudio mineralógico de un gran número de criaderos de la Faja Pirítica (más de 700 preparaciones pulidas; IGME, 1985) y el análisis estadístico de las leyes químicas de los yacimientos de Sotiel y Neves Corvo. Este análisis ha consistido básicamente en la determinación de los coeficientes y gráficos de correlación entre elementos, y en la distribución de sus leyes y cocientes entre leyes, a lo largo de sondeos que atraviesan las masas mineralizadas.

Los resultados son los siguientes:

En Sotiel se han estudiado las relaciones entre los elementos Pb, Zn, Cu, Bi, As, Sb, Sn, Cd y Ag, encontrándose correlación significativa entre las siguientes parejas de elementos: Pb-Zn, Pb-Sn, Pb-Cd, Zn-Sn, Zn-Cd, y Cu-Bi; y de significación más dudosa entre Ag-Pb y Ag-Zn.

La mineralización enriquecida en cobre en forma de microstockwork parece disponerse concordante y en la base de la masa centro (una de las tres masas que forman la mineralización) afectando incluso a las pizarras que forman la roca de caja, mientras que las bandas ricas en Pb-Zn se disponen hacia el núcleo de la misma masa.

En Neves Corvo se han estudiado las relaciones entre Pb, Zn, Cu y Sn, no encontrándose correlación significativa entre ninguna pareja de elementos anteriores. De las tres masas estudiadas Neves, Corvo y Graça, la segunda es la más rica en cobre, apareciendo una zona enriquecida próxima al muro

y otra más débil a techo. Pb y Zn son claramente más abundantes en masa - Neves, donde una pequeña parte del primer elemento se encuentra asociado a este último en las zonas centrales, sin embargo, el mayor enriquecimiento en plomo aparece claramente a techo e independiente. La distribución de las leyes es claramente bimodal para el Zn y se encuentra alejada de la distribución ideal lognormal (sin llegar a ser bimodal) en el caso del Cu y Pb, pareciendo indicar al menos dos generaciones para estos elementos. Estos datos coinciden "grosso modo" con los aportados por el estudio mineralógico del yacimiento.

El estudio mineralógico sobre varios yacimientos de la provincia metalogénica ha revelado la relación entre blenda-galena-tetraedrita (Sierrecilla) calcopirita-temantita (S. Platón), galena-boulangerita (Aljustrel), así como la existencia de una cierta zonalidad en algunos como por ejemplo - Concepción (calcopirita en la zona central a techo, blenda-galena a muro hacia el oeste, magnetita muro de zona oriental), Sierrecilla (calcopirita a centro muro del yacimiento), Castillo de las Guardas (magnetita en zona oeste), San Telmo (calcopirita en zona central a muro), etc.

De todo ello se deduce la extraordinaria complejidad del fenómeno en la Faja Pirítica donde al nivel actual es imposible establecer rasgos zonales y de asociación con validez para la provincia, a pesar de la utilidad de estos datos en la prospección y evaluación de los yacimientos, y donde cada caso ha de ser estudiado individualmente. Esta complejidad parece ser una consecuencia del repliegue tectónico, de las diferentes historias térmicas, de los fenómenos de removilización posterior a la deposición de los sulfuros y de la variedad mineralógica de los distintos yacimientos.

Bibliografía:

- GASPAR, O. Y CONDE, L. (1978). "A Caracterização dos Sulfuretos de Aljustrel com Vista ao seu Aproveitamento Integral". Orden dos Engenheiros. - Congresso Nov. 78. Tema 3. Comunicação 12.
- IGME (1985). "Estudio mineralógico y Textural de las Menas Complejas del Suroeste de la Península Ibérica" Informe elaborado por el Dpto. de Min. de la E.T.S. de I.M. de Madrid.
- ROUTHIER, M.P. y AYE, F. et al. (1980). "La ceinture sud-ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane". Mem. BRGM, nº 94, (Orléans). 265 pp.

VARIACIONES COMPOSICIONALES DE LAS MINERALIZACIONES DE Cr-Ni DE LOS MACIZOS ULTRABÁSICOS DE LA PROVINCIA DE MÁLAGA. CORRELACION CON LAS FACIES PETROLÓGICAS DE LAS ROCAS ENCAJANTES.

GERVILLA, F., TORRES-RUIZ, J., FENOLL-HACH-ALI, P.
Dpto. de Mineralogía y Petrología. Fac. de Ciencias. Univ. de Granada.
Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. C.S.I.C. - Univ. de Granada.

Los afloramientos de rocas ultrabásicas se enclavan en el Complejo Alpujárride (Zona Bética s. str.) y forman parte del cinturón discontinuo de macizos lertzolíticos alpinos que bordean el Mediterráneo occidental. Los tres macizos principales son los de Ronda, Ojén y Carratraca y representan una porción de Manto Superior que, durante la Orogenia Alpina, fue emplazado en la corteza terrestre como parte integrante de una lámina tectónica (Unidad de Los Reales; Tubía, 1985).

Más del 90% en volumen de estos macizos está compuesto por lertzolitas, harzburgitas y dunitas, con predominio absoluto de los dos primeros tipos de rocas. Alrededor de un 5% está constituido por segregaciones máficas, con composiciones desde piroxenitas con granate a gabros olivínicos, que se disponen como capas paralelas y con contactos netos respecto a las peridotitas (Dickey, 1970; Obata, 1980; Suen y Frey, en prensa). El resto de las rocas lo componen diques y filoncillos cuarzo-feldespáticos, diques cordieríticos y diques de cordierita-cuarzo-grafito, todos ellos cortando la foliación de las peridotitas (Hernandez-Pacheco, 1967; Dickey y Obata, 1974; Tubía, 1985).

La composición y distribución actual de rocas ultramáficas y máficas es el resultado de un proceso de fusión parcial -en grado variable, del 0 al 30%- de una peridotita mantélica inicialmente homogénea, y de sucesivos procesos de reequilibrio, producidos por un continuo ascenso diapírico. Los rasgos geoquímicos de las lertzolitas y harzburgitas reflejan un origen residual, mientras que los líquidos magmáticos segregados dieron lugar a acumulados duniticos y al conjunto de capas máficas debido a procesos de fraccionamiento cristal/líquido (Frey et al., 1985; Suen y Frey, en prensa). Como consecuencia se produce una distribución zonal de facies, de tal modo que aparecen lertzolitas con granate, lertzolitas con espinela (subfacies Ariegite y Seiland) y lertzolitas con plagioclasa, situadas progresivamente más distantes respecto al actual contacto con los materiales metapelíticos de la Unidad de Los Reales, representando posiciones cada vez más internas dentro del diapíro (Obata, 1980). Respecto a las capas máficas, aquellas que reflejan líquidos más primitivos se localizan en las lertzolitas con plagioclasa, mientras que las que reflejan líquidos más evolucionados se sitúan en lertzolitas con granate (Suen y Frey, en prensa). Tanto las peridotitas como las capas máficas han sufrido un importante proceso de serpentinización, en especial a favor de contactos tectónicos.

Desde el punto de vista metalogénico, estos macizos ultrabásicos se caracterizan por presentar un tipo peculiar e inusual de mineralizaciones, compuestas esencialmente por cromita y arseniuros de Ni, con ganga de ortopi-

roxeno y/o cordierita. La niquelina es el arseniuro predominante, existiendo también menores cantidades de maucherita, lollingita, (para)ramelsbergita, gersdorffita, orcelita y westerveldita. El resto de la asociación general está constituida por sulfuros (pirrotina, pentlandita, linneita, heazlewoodita y calcopirita), óxidos de Fe y/o Ti (magnetita, ilmenita y rutilo), silicatos (mica roja, mica incolora, plagioclasa, anfíbol, clorita, minerales de la serpentina y talco), annabergita y zircón. Esta compleja asociación es la suma de varias asociaciones parciales constituidas por paragénesis primarias y productos de transformaciones más tardías. Las proporciones de cromita y arseniuros de Ni son muy variables, observándose una elevada correlación positiva entre los contenidos en arseniuros y los de Au y Pt+Pd (Leblanc y Gervilla, 1987). Estas mineralizaciones han sido objeto de diferentes estudios (Oen, 1973; Oen et al., 1979; entre otros) en los que se invoca una génesis estrechamente ligada a la evolución de las rocas encajantes, siendo el resultado de procesos de inmiscibilidad de líquidos en magmas con diverso estado de diferenciación y/o contaminación.

Como norma general, las mineralizaciones se presentan en capas o lentes paralelas al "layering" de las peridotitas, con máxima continuidad lateral del orden decamétrico y espesores de hasta 1.5 m. Las mineralizaciones presentan distintos tipos composicionales que muestran un patrón de distribución espacial en estrecha relación con las diferentes facies petrológicas de las peridotitas encajantes. Así, un grupo de mineralizaciones -las de mayor interés económico-, compuestas esencialmente por cromita rica en Al y Fe⁺⁺ y por abundantes arseniuros de Ni (20-40% vol. de las menas), con ganga de ortopiroxeno y/o cordierita como silicatos primarios esenciales, encajan en peridotitas con granate, tanto en facies de lertzolita con granate como en las subfacies Ariegite. Un segundo grupo, constituido fundamentalmente por cromita rica en Cr y Mg, y por pequeñas cantidades de arseniuros de Ni (menos del 10% vol. de las menas), con ganga de ortopiroxeno, encajan en peridotitas sin granate, bien en las subfacies Seiland, o bien en facies de lertzolitas con plagioclasa. La evolución composicional de las cromitas en el conjunto de las mineralizaciones es paralela a la de los depósitos de cromita de complejos ultrabásicos estratiformes. Sin embargo, el patrón de distribución de los elementos del grupo del platino es plano, en contraposición con la fuerte pendiente positiva típica de tales complejos (Leblanc y Gervilla, 1987).

Las diferencias composicionales de los distintos grupos de mineralizaciones, y su estrecha relación espacial con las facies petrológicas de las rocas de caja, parecen indicar que dichas diferencias debieron estar determinadas por variaciones en el grado de diferenciación de los líquidos magmáticos (a partir de los que se originaron las mineralizaciones) y en las condiciones termodinámicas, en especial debido a procesos de fraccionamiento cristal/líquido y a variaciones de la presión de cristalización, factor este último condicionante de la configuración actual de las facies petrológicas de las rocas de caja.

Bibliografía:

- DICKEY, J.S.Jr. (1970). *Mineral. Soc. Amer. Spec. pap.*, 3, 33-49.
 DICKEY, J.S.Jr. y OBATA, M. (1974). *Amer. Miner.*, 59, 1183-1189.
 FREY, F.A.; SUEN, C.J. y STOCKMAN, H.W. (1985). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2469-2491.
 HERNANDEZ-PACHECO, A. (1967). *Est. Geol.*, XXIII (1-2), 85-143.
 LEBLANC, M. y GERVILLA, F. (1987). *Geoplatinum '87*, Open University, London.
 OBATA, M. (1980). *J. Petrol.*, 21 (3), 533-572.
 OEN, I.S. (1973). *Econ. Geol.*, 68, 831-842.

ESTUDIO MINERALOGICO DEL YACIMIENTO AURIFERO DE CARLES (ASTURIAS).

LOREDO PEREZ, J., GARCIA IGLESIAS, J.

Dpto. de Explotación y Prospección de Minas. Univ. de Oviedo.

El yacimiento aurífero de Carlés, ya explotado por los romanos durante su presencia en la Península Ibérica, se encuentra asociado a una intrusión ígnea cuya composición corresponde a la de una granodiorita. Situada en el extremo occidental de la denominada Zona Cantábrica, se ubica en el flanco sur de un sinclinal, encajando en calizas del devónico, en las que provoca cierta dislocación y metamorfismo de contacto, en el que abundan: granates, piroxenos y anfíboles, así como óxidos y sulfuros metálicos.

Mediante estudio microscópico y microsonda electrónica, se han reconocido inclusiones de oro nativo, frecuentemente asociado a bismuto, en minerales de arsénico (mispíquel y lollingita), ligados a fracturas rellenas de cuarzo, tanto en la granodiorita como en el skarn. La formación de estos filones se podría relacionar con fases de descompresión y fracturación, que afectaron a la intrusión granodiorítica; y la formación de los sulfuros metálicos con oro y bismuto nativo, a partir de fluidos hidrotermales que muestran evidencias de composición carbónica y posibles procesos de ebullición.

MINERALIZACIONES FILONIANAS DE W ASOCIADAS AL PLUTON DE SANTA EUFEMIA (BATOLITO DE LOS PEDROCHES, CORDOBA).

GARCIA CASCO, A., (1) PASCUAL MARTINEZ, E., (1) FENOLLHACH-ALI, P. (2).

(1) Sección de Geología de la Rábida. Palos de la Frontera. Huelva.

(2) Dpto. de Mineralogía-Petrología. Univ. de Granada e Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. CSIC-Univ. de Granada.

El plutón de Santa Eufemia, de edad tardi-Hercínica, presenta en su periferia unos filones de W que encajan en las rocas graníticas constituyentes del plutón (monzogranitos porfídicos y leucogranitos aplíticos o en los contactos entre las rocas plutónicas y el encajante metasedimentario (Culm), con un control de fracturas de dirección N100-120E a N130-150E, de carácter subvertical a ligeramente tendidas al SW. (Fig. 1).

Las mineralizaciones forman venas constituídas por cuarzo wolframita ferrífera - arsenopirita, con fases accesorias de pirita, scheelita, brookita (?) y marcasita, además de las fases de alteración escorodita y oxi-hidroxidos de Fe-Mn y los minerales de la ganga, cuarzo, micas blancas, turmalina, topacio, albita y fenaquita.

Los hastiales de los filones, tanto los graníticos como los metasedimentarios, presentan distintos tipos de alteraciones difícilmente separables en secuencias temporales; en los metasedimentarios se desarrollan turmalinizaciones y moscovitizaciones y en los graníticos se dan moscovitizaciones, silicificaciones, decoloración y cloritización de biotitas, sericitizaciones y albitización de feldespatos, produciéndose localmente asociaciones de cuarzo - moscovita de tipo greisen, que indican la alta temperatura de las soluciones metalizantes.

En las facies plutónicas no asociadas espacialmente con los filones, aparecen las mismas alteraciones, aunque con un desarrollo menor, lo cual se interpreta como debido a la existencia de una fase fluida intercrystalina tardimagmática, relacionada directamente con los fluidos metalizantes, que autometasomatiza debilmente el conjunto plutónico.

Las evidencias de campo y los datos geoquímicos de las rocas alteradas y de los hastiales confirman el carácter de barrera geoquímica ejercida por el contacto entre los granitos y los metasedimentos como condicionante en la precipitación y fijación del wolframio.

La geoquímica de los granitos muestra un "trend" de diferencia ción continuo entre los monzogranitos y los leucogranitos, con inflexiones en las curvas de variación inferidas al pasar de los primeros a los segundos. Estos últimos presentan un carácter de fundidos residuales, segregados del magma monzogranítico en condiciones de sobresaturación de H₂O, al mismo tiempo que se exsuelve una fase fluida supercrítica. Esta fase fluida produce la redistribución de ciertos elementos traza (Rb,Cs,Be,Li,Nb,Sn,W,F) al reaccionar con las rocas graníticas.

Desde el punto de vista de la metalización, las facies monzograníticas y leucograníticas del plutón pueden considerarse especializadas en el sentido de Tischendorf (1977), con altas concentraciones en elementos incompatibles como el Sn, W, Be, y Rb, y en menor cuantía Li y F, que podrían contradecir el carácter especializado. La especialización, pues, ha debido adquirirse como carácter primario, o sea, heredado de la región fuente (mesocortical) en un grado relativamente moderado y, tal como se deduce de las curvas de variación, se acentuaría en el curso de la diferenciación magmática.

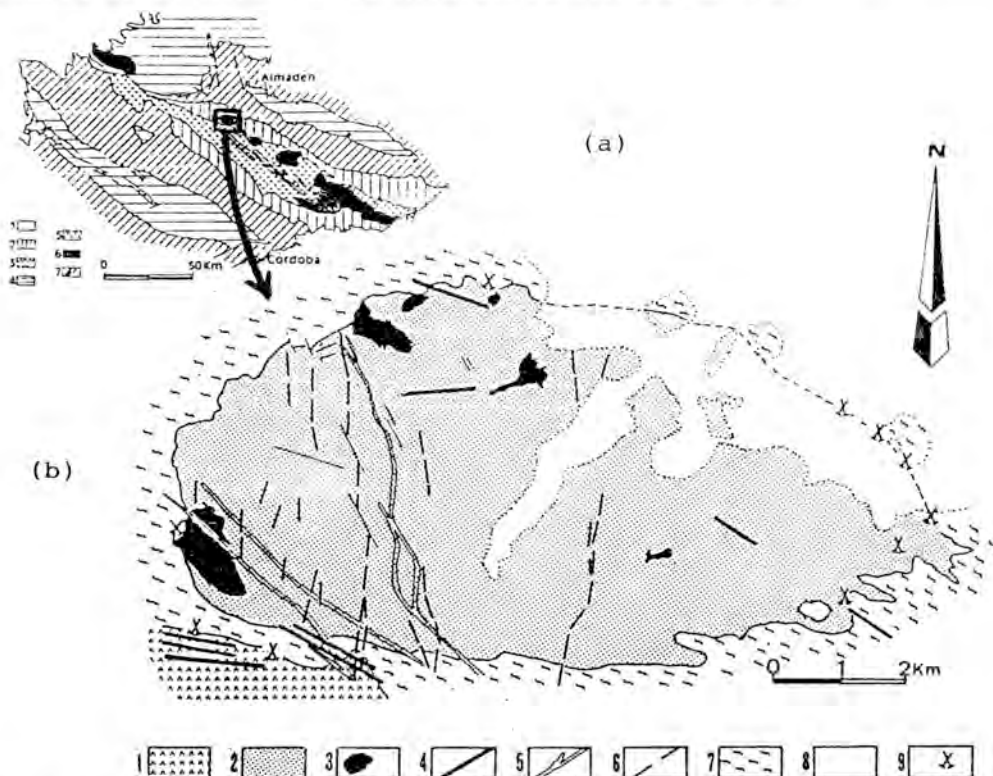


Fig. 1. (a) Situación geológica del plutón de Santa Eufemia en el batolito de los Pedroches (modificado de IGME 1980): 1) Cobertera Cenozoica. 2) Carbonífero Inferior (Culm) de los Pedroches. 3) Paleozoico Inferior y Medio. 4) Precámbrico. 5) Granodioritas biotíticas-anfibol. 6) Monzogranitos biotítico-cordieríticos porfídicos y leucogranitos. 7) Pórfidos. (b) El plutón de Santa Eufemia: 1) Granodiorita biotíticas-anfibol. 2) Monzogranitos biotítico-cordieríticos porfídicos. 3) Leucogranitos en masas. 4) Diques de leucogranitos. 5) Pórfidos monzograníticos. 6) Diques de cuarzo hidrotermal de baja temperatura metalizados en Cu. 7) Carbonífero Inferior (Culm). 8) Plio-Cuaternario. 9) Indicios periplutónicos de Wolframio.

Bibliografía:

TISCHENDORF, G. (1977). In "Metalization Associated with Acid Magmatism". M. Stemprok, L. Burnol & G. Tischendorf (Eds). Praha, 1974. Vol 2, 41-96.

ESTUDIO DE LOS FILONES DE BARITINA INTRAGRANITICOS DEL SECTOR CENICIENTOS-CADALSO DE LOS VIDRIOS (SISTEMA CENTRAL).

ORTEGA, L., VINDEL, E., LUNAR, R.

Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de Ciencias Geológicas (UCM). 28040 Madrid.

El objeto de este trabajo es el estudio metalogénico de las mineralizaciones de baritina de Cenicientos-Cadalso de los Vidrios, situadas en el tránsito entre las Sierras de Gredos y Guadarrama.

Se trata de filones con baritina como mineral principal, que encajan en adamellitas porfídicas de grano medio con megacristales de feldespato. Son frecuentes los diques de pegmatitas, los pórfidos graníticos y las venas de cuarzo. Se han realizado análisis químicos de elementos mayores, menores y traza para caracterizar las rocas encajantes y estudiar la distribución de elementos metalogénicos. En el contacto inmediato con los filones se reconocen alteraciones hidrotermales tipo sericitización y, en menor grado, cloritización.

La mineralización de baritina está controlada por la fracturación tardihercínica, con direcciones filonianas de N110°E y N70°E y buzamientos subverticales. La paragénesis es sencilla, con baritina brechoide o fibrosoradiada como mineral principal y galena argentífera, esfalerita, pirita y calcopirita como accesorios, en ganga de cuarzo. Estos minerales tienen una disposición simétrica dentro de la fractura dando lugar a un zonado transversal.

Finalmente se establece un posible origen de la mineralización, hidrotermal de baja temperatura, en relación con los granitoides encajantes.

MINERALIZACIONES As-Sb-Au ASOCIADAS A ROCAS IGNEAS FILONIANAS DEL NE. DE LEÓN: LAS MINAS DE BURÓN.

PANIAGUA, A., (1) RODRIGUEZ-PEVIDA, S., (2) GUTIERREZ-VILLARIAS, J.L. (3)
(1) Dpto. de Geología. Univ. de Oviedo. (2) BP Minera España, S.A., León. (3) SOCIMEP, Madrid.

En el NE de León existen varias mineralizaciones de As-Sb-Au encajadas en rocas ígneas filonianas. Los indicios de los alrededores de Burón (valle de Riaño), constituyen un ejemplo representativo. La geoquímica de estas mineralizaciones se caracteriza por fuertes anomalías de As (hasta 6,3%), Sb (hasta 3,6%) y Au (hasta 1,2 ppm).

El conjunto de las rocas ígneas se sitúa próximo a un accidente tectónico importante a escala de la Península Ibérica, la falla de Ventaniella, una fractura profunda de dirección NW-SE que se prolonga desde el Cabo de Peñas (Asturias) hasta la provincia de Castellón, y de edad Tardihercínica. La mayoría de estas rocas filonianas están ligadas a lineaciones estructurales mayores de dirección NW-SE y NE-SW, visibles tanto por Landsat (escala 1:400.000) como por fotografía aérea (escala 1:33.000).

Los fluidos mineralizantes han precipitado en zonas de cizalla y fracturas sobreimpuestas rellenas por cuarzo, en pórfidos dioríticos-cuarzodioríticos y cuarzogábricos, los cuales a su vez intruyen pizarras, areniscas, calizas y conglomerados silíceos de edad Westfaliense-Cantabriense. Una fuerte alteración hidrotermal de tipo propilitico se desarrolla en estos pórfidos, siendo progresivamente más intensa hacia las zonas mineralizadas. Ahí la textura original de la roca ha sido destruida por cataclasis y propilitización tipo clorita-sericita-cuarzo-carbonatos y talco \pm pirita-arsenopirita.

La sucesión mineral se caracteriza por tres estadios hipogénicos principales: un estadio precoz (As-Fe-S) caracterizado por la presencia mayoritaria de arsenopirita, con cantidades menores de glaucodot, gudmundita, pirita, pirrotina y maucherita, con oro nativo y trazas de bismuto; un estadio intermedio (Fe-Sb-S) caracterizado por el desarrollo de berthierita, y un estadio tardío (Sb-S) con desestabilización de la berthierita, que pasa a estibina + antimonio nativo + greigita, junto con cantidades menores de allemontita, oro nativo y aurostibita.

El estadio supergénico se caracteriza por la presencia de ocre de antimonio y óxidos de hierro, con trazas de oro diseminado entre la matriz limonítica.

Los análisis geoquímicos muestran una correlación positiva Au-As, mientras que no se aprecia correlación entre Au y Sb. La presencia de glaucodot, gudmundita y greigita indican que la temperatura de los fluidos mineralizantes a lo largo de los tres estadios hipogénicos no debió superar los 200°C. Esto está en consonancia con los datos obtenidos a partir de los estudios paragenéticos y de inclusiones fluidas en numerosos indicios de la Zona Cantábrica (Fernandez et al. 1984, Luque et al. 1987, Paniagua et al. 1987 a, b). La existencia de numerosas asociaciones As-Sb y As-Sb-Hg en la Zona Cantábrica, generalmente próximos a lineaciones estructurales mayores, de

edad Tardihercínica, y siendo éste un hecho muy común en la mayoría de las mineralizaciones de la Zona Cantábrica, sugiere que durante las etapas tardías de la Orogénesis Herciniana se generaron sistemas hidrogeológicos a escala regional, ligados a los grandes sistemas de fracturas tardihercínicas, con la instauración de circuitos hidrotermales convectivos relacionados con un flujo térmico de origen profundo.

Es destacable la similitud existente entre estos yacimientos y las mineralizaciones tardihercínicas de As-Sb-Au del Macizo Armoricano (NW Francia) Chauris et al. 1977, 1985; Fouquet 1980; Guigues y Karjean 1982).

Bibliografía:

- CHAURIS, L., FOUQUET, Y. y MOELO, Y.(1977). Bull Soc fr Minéral Cristal, 100, 208-213.
- CHAURIS, L., HOULGATTE, E., LAFORET, C. y PICOT, P.(1985). Hercynica, 1-2, 111-119.
- FERNANDEZ, C. MOREIRAS, D. y PANIAGUA, A.(1985). Trab Geol Univ Oviedo, 15, 239-247.
- FOUQUET, Y.(1980). Thèse 3^{er} cycle, Univ Clermont-Ferrand, 212 p
- GUIGUES, J. y KERJEAN, N.(1982). Chron Rech Min, 465, 5-41.
- LUQUE, C., GARCIA-IGLESIAS, J. y LOREDO, J.(1987). IX Symposium on Fluid Inclusions. Oporto, Portugal (in press).
- PANIAGUA, A., LOREDO, J. y GARCIA-IGLESIAS, J.(1987). IX Symposium on Fluid Inclusions. Oporto, Portugal(in press).
- PANIAGUA, A., RODRIGUEZ-PÉVIDA, L. S., GARZON, L., PEREZ, J. M. y QUINTANA, A.(1987). Geogaceta (in press)

EL CARACTER METALIFERO EN U Y Sn DEL GRANITO DE PLASENZUELA (CACERES).

REGUILON BRAGADO, R. M^a.

Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Salamanca.

El plutón granítico de Plasenzuela (Cáceres) está constituido petrograficamente por tres facies de rocas aproximadamente concéntricas. La Facies I es la más externa y consiste en una estrecha franja de granitos moscovíticos, de carácter aplítico, que rodea al plutón. La Facies II, corresponde a un granito de dos micas, con ligero predominio de la biotita, y tamaño de grano medio a grueso. La Facies III ocupa el centro del plutón, y está constituida por granitos de dos micas, de grano grueso, frecuentemente de carácter porfiroide, y lleva cordierita.

Desde el punto de vista geoquímico, el plutón está constituido por granitos alcalinos, de carácter peralumínico, con tendencia sílico-potásica en la Facies I y III, y sílico-sódica en la Facies II.

El fondo geoquímico en U del granito de Plasenzuela está comprendido entre 5,2 y 29,1 ppm, con un contenido medio de 7 ppm. Para el Sn, el fondo geoquímico está comprendido entre 5 y 202 ppm, siendo el contenido medio 13 ppm. Ambos contenidos medios son superiores a los habituales para este tipo de rocas.

Los fondos geoquímicos más altos en U y Sn corresponden a la facies aplítica, la cual, de acuerdo con la definición de PLANT et al (1980), correspondería a un granito metalífero.

Bibliografía:

LA ROCHE, H. de (1964). Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition mineralogique quantitative des roches cristallines. Sciences de la Terre, Nancy, 9, pp. 337-371.

PALERO F.; GUMIEL P. y FERNANDEZ J. (1985). Ensayo de tipología de las mineralizaciones B.P.G.C. de la alta Extremadura. Bol. Geol. y Min. T. 96 - IV. pp. 381-412.

PLANT J.; BROWN B.; SIMPSON P.R. y SMITH R.T. (1980). Signatures of metalliferous granites in the Scottish Caledonides. Trans. Inst. Min. Metall (Sect. B: Appl. Earth Sci), 89, B 198-210.

FILONES DE Pb-Ba EN EL PALEOZOICO DEL AREA DE MARTORELL (PROVINCIA DE BARCELONA).

TRITLLA, J., CARDELLACH, E.

Dpto. de Geología. Univ. Autónoma de Barcelona.

Dentro del término municipal de Martorell (a unos 15 Km al W de Barcelona) se conocen desde antiguo unas mineralizaciones filonianas de Pb-Ba que atraviesan tanto los materiales metamórficos paleozoicos (de posible edad Ordovícica), como los porfidos y granitoides que cortan a aquellos.

Los filones, de dirección aproximada N-S, se encuentran constituidos por galena como fase sulfurada predominante, junto con pirita, calcopirita, marcasita, blenda (muy minoritaria), sulfuros de Co y sus correspondientes alteraciones. Como ganga se presenta calcita, baritina, ankerita y siderita así como arcillas y restos de la roca encajante.

El relleno filoniano presenta con frecuencia un bandeado simple. Ocasionalmente se pueden observar texturas de relleno: cristales de galena idiomórficos situados en la pared de los filones, y baritina creciendo a partir de aquella. Esta textura puede ser obliterada por un nuevo movimiento, posterior a la deposición, de la fractura mineraizada dando lugar a la aparición de estructuras brechoides y sulfuros deformados, recementados por carbonatos.

En la parte alta de los filones la galena tiende a desaparecer y es substituida por pirita y/o marcasita, junto con óxidos e hidróxidos de hierro (limonita y goethitas), persistiendo la baritina. Ocasionalmente se pueden observar brechas formadas por restos de pirita y/o marcasita cementadas por calcita y con precipitación posterior de galena.

Las salbandas de los filones de encuentran fuertemente alteradas por la circulación de los fluidos mineralizantes, siendo mucho mas evidente la producida al atravesar los granitoides, adquiriendo estos un color verdoso-blancuzco muy característico. En los materiales paleozoicos la alteración no es tan visible.

Al igual que en otras muchas localidades de las Cadenas Costeras Catalanas (Argentera, Poblet, ...), se han localizado diseminaciones de baritina en los conglomerados y areniscas de la facies Buntsandstein (Trias basal). La coincidencia espacial de éstas con la mineralización filoniana de Pb-Ba hace pensar en una posible relación genética entre ambas.

Bibliografía:MACQUAR, M. (1976). *Mem.h.ser. Géol. France*, 7,95-103.MELGAREJO, J.C. y AYORA, C.(1985). *Rev. Inv. Geol.*, 40, 87-102.TOURAY, J.C. y ZISERMAN, A.(1984). In "Les paleosurfaces et leur metallogenése". *Mem. B.R.G.M.*,104,377-380.

EPITERMALISMO EN LA SIERRA DE GUADARRAMA

MARTINEZ FRIAS, J., (1), MAYOR YAGUE, N., (2), OYARZUN MUÑOZ, R. (2).

(1) Dpto. de Geología. Museo Nacional de C.C. Naturales. C.S.I.C., Madrid.

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

Parte de las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama presentan características estructurales, mineralógicas y geoquímicas que permiten clasificarlas como del tipo epitermal filoniano de metales básicos y preciosos. Ejemplos de estas mineralizaciones son los yacimientos de Hiedelaencina, Congostrina, La Bodera y Tamajón. Otras manifestaciones epitermales contemporáneas estarían representadas por las mineralizaciones filonianas de Ba - F - Pb - (Zn - Cu) del sector centro - occidental de la Sierra de Guadarrama.

Estas mineralizaciones se encuentran probablemente asociadas a un único fenómeno mineralizador, asociado a un frente magmático de edad Carbonífero - Pérmico, cuyas manifestaciones volcánicas se encuentran en la base de las secuencias estratigráficas de ese sistema, en el área que cubre este estudio. Probablemente, la historia metalogénica de la Sierra de Guadarrama comprenda dos etapas de mineralización, de las cuales, el epitermalismo sería la última, estando la anterior, con W, asociada a granitoides S sincinemáticos (tipo Los Remedios). Es posible que granitoides I - S como el de La Cabrera y sus mineralizaciones asociadas, representen la expresión profunda del magmatismo Carbonífero - Pérmico, produciéndose de esta manera una zonación regional de tipo mas bien vertical de las mineralizaciones, con asociaciones hipo a mesotermales en la base del sistema y epitermales en los niveles superiores.

ESTUDIO TEXTURAL Y MICROQUIMICO DE MINERALIZACIONES FOSFATADAS PALEOZOICAS DE ORIGEN SEDIMENTARIO-EXHALATIVO (SEDEX).

GIMENO TORRENTE, D.

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

Durante los últimos 5 años hemos estudiado varias cuencas siliciclásticas de edad paleozoico inferior y medio en el ámbito del Mediterráneo Nordoccidental; este estudio pretende hallar las guías de prospección de yacimientos de tipo "sedex" en sentido amplio (vulcano-sedimentarios y sedimentario-exhalativos) muy frecuentes en dicho contexto geológico, mediante criterios de tipo sedimentológico, paleogeográfico, de paleovulcanismo y yacimientoológicos. En esta nota se ofrecen los resultados obtenidos en el estudio de mineralizaciones fosfatadas en rocas silíceas ("liditas") en la región del Sàrrabus, SE de Cerdeña, Italia, que han mostrado su validez igualmente en el estudio de metalizaciones similares en el NE de España. La citada región del Sàrrabus ofrece extensos afloramientos de una serie continua ordovícico-devónica no afectados por el desarrollo del orógeno hercínico (Gimeno 1985, 1986a). Estos materiales fueron depositados en una plataforma siliciclástica somera, con frecuentes aportes volcánicos ácidos y básicos y una sedimentación controlada por la existencia de una tectónica distensiva sinsedimentaria. Este control tectónico creó una distribución paleogeográfica caracterizada por la compartimentación de la plataforma en pequeños horsts y grabens, que tuvieron una migración constante en el espacio y el tiempo, tal como evidencian los estudios sedimentológicos (alternancias laterales y verticales de litofacies pizarrosas "tranquilas", distales respecto a las fracturas sinsedimentarias, y litofacies proximales con brechas pizarrosas originadas por procesos de "debris flow", deslizamientos intraformacionales, frecuentes intercalaciones volcánicas y precipitados de origen exhalativo, mineralizaciones, etc.) (Gimeno 1985, 1986a, b). Dentro de las litofacies proximales uno de los términos litológicos más característicos es el de unas rocas predominantemente silíceas, bandeadas, (localmente rítmicas) denominadas localmente liditas o jasperoides negros. Estas litofacies sedimentarias se hallan formando cuerpos radicados en pórfidos ácidos o en filones de cuarzo, o bien en forma de clastos de tamaño muy variable (de unos cm. a varias decenas de m.) implicados en deslizamientos a lo largo de paleovertientes, mostrando en ambos casos niveles de brechas internas, acumulación de pliegues intraformacionales, etc.; las litofacies radicadas son interpretadas como el producto de efluentes

submarinos ("vents").(Gimeno 1986c,d,1987) y las liditas constituyen ejemplos de exhalitas. Las liditas contienen grandes cantidades de nódulos blancos constituídos por una fina textura de cristales de cuarzo y apatito (en algunos sectores el 10-20 % de la roca). La morfología de los nódulos muestra evidencias del tránsito de nódulos esféricos no deformados (muy raros) a discoidales muy aplastados; las evidencias texturales indican que este aplastamiento fue sinsedimentario, y que los nódulos sufrieron una litificación selectivamente más rápida que la de la lidita encajante, ya de por sí muy veloz. el estudio al microscopio electrónico (aparato de tipo JEOL con microanalizador LINK incorporado) ha permitido reconocer en detalle y confirmar estas observaciones petrográficas. Por otra parte, las zonas de raíz de las liditas se caracterizan por el desarrollo de una intensa alteración hidrotermal y por presentar mineralizaciones filonianas (hasta 20 cm. de espesor) de variscita, principalmente ferrovariscita. La variscita ha crecido en un ambiente no confinado, con el desarrollo de haces fibroso-radiados y microgeodas; ocupa la mayor parte de la cavidad, pero muestra salbandas milimétricas constituídas por colofana y (a veces) un producto fosfatado blanco amorfo. La colofana contiene localmente agregados fibroso-radiados de variscita, aislada en su seno, y en ésto y en la primera capa milimétrica de variscita masiva se pueden observar gran cantidad de diminutos cristales de apatito, idénticos a los presentes en la lidita. Por lo que se refiere a la variscita, los microanálisis electrónicos han mostrado la abundante presencia de variscita (la cual pasa desapercibida entre la ferrovariscita en los difractogramas de rayos-X) y localmente zonas algo cupríferas. Ambas metalizaciones, la estratiforme contenida en la lidita y la epigenética asociada a las liditas radicadas constituyen un ejemplo de de metalización sedex frecuentemente hallado en los materiales paleozoicos prehercínicos en las regiones estudiadas; en la actualidad se procede al estudio de la alteración hidrotermal asociada.

Bibliografía.

- GIMENO,D. (1985) Rev.d'Inv.Geol., 41,5-15.
 GIMENO,D. (1986a)Int.C.Iber.Terr.&Reg.Corr.Oviedo 1-6 Sept.1986,96.
 GIMENO,D.(1986b),in XI C.Esp.Sedim.,L1.Cabrera(ed.)Barna.15-18Sept.1986,90.
 GIMENO,D. (1986c) in L1.Cabrera (ed.) (op.cit.),91.
 GIMENO,D. (1986d)Int.C.Iber.Terr.&Reg.Corr.Oviedo 1-6 Sept.1986,95.
 GIMENO,D. (1987), Terra Cognita, (en prensa).

ESTUDIO TEXTURAL Y MICROQUIMICO DE ARENISCAS DE LA FACIES BUNTSANDSTEIN DEL SECTOR DE MARTORELL (BARCELONA) MINERALIZADAS EN BARITINA.

GIMENO, D., (1) FERNANDEZ TUIEL, J.L., (2) DURAN, E. (2)

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

(2) C.S.I.C. Salamanca.

En la facies Buntsandstein de las Cadenas Costeras Catalanas son bastante frecuentes las mineralizaciones de baritina. Este mineral aparece frecuentemente relacionado con la paleosuperficie posthercínica, tanto en morfologías claramente epigenéticas (filones de zócalo-cobertera, relleno de cavidades irregulares en litofacies detríticas y carbonáticas, etc.) como en otras estratiformes (FONT 1983, FERRER et al. 1985); en algunos casos las concentraciones filonianas alcanzaron algunos miles o decenas de miles de Tm. y fueron objeto de explotación en el pasado, especialmente para la fabricación de pinturas. Para todas estas mineralizaciones de baritina se ha propuesto un origen diagenético tardío "per descensum" a partir de mezcla de una salmuera sulfatada y un fluido cargado de Ba (FONT et al. 1985). En el sector comprendido entre las poblaciones de Martorell y Gelida, unos 20 Km. al WNW de Barcelona existe una mineralización estratoligada de baritina en la facies Buntsandstein que presenta una riqueza y dimensiones extraordinarias (contenidos en Ba entre el 15 y el 30 %, continuidad de la mineralización a lo largo de varios Km., y varios millones de Tm. de contenido total de Ba estimado en la metalización, DURAN et al. 1986). en este sector la secuencia litoestratigráfica triásica reposa en discordancia sobre los materiales paleozoicos, existiendo en muchos sectores una superficie de alteración de colores blancuzcos de hasta 2 m. de potencia. La mineralización comienza a aparecer unos metros por encima del inicio de los materiales rojos de la facies Buntsandstein y se prolonga a lo largo de éstos hasta alcanzar las facies del Complejo Lutítico-Carbonatado-Evaporítico Superior. Cuando se produjo la sedimentación de estos últimos materiales, la sedimentación barítica ya se había formado, ya que se hallan en ellos clastos de areniscas rojas ya metalizados; esto, unido a otras características de las concentraciones nos hizo proponer un modelo genético sedimentario-diagenético precoz a partir

de un precursor sulfatado que actuaría como trampa química del Ba aportado por soluciones de origen continental (DURAN et al. 1986), actualmente en proceso de comprobación.

La mineralización es esencialmente sulfatada, y se expresa como una cementación en diferentes litofacies: c. masiva en areniscas y conglomerado, c. selectiva en discontinuidades estratigráficas y en nódulos orientados siguiendo las trazas de sets de láminas, y c. sustitutiva de tramos lutíticos. Los clastos de las areniscas (princip. constituidos de cuarzo) muestran claramente los efectos de una corrosión muy importante previa a la cementación barítica en todas las escalas (visu, microscopios petrográfico y electrónico). El empleo de un microscopio electrónico de tipo JEOL con microanalizador LINK incorporado nos ha permitido comprobar que los primeros minerales formados tras la corrosión son una pátina oscura de óxidos de Fe y Ti, y que tras ellos se depositan minerales silicatados (probabl. illitas ferríferas) y más localmente cementos silíceos. La baritina constituye en muchos casos el precipitado final, aunque en algunos casos aparece claramente corroída al microscopio electrónico y presenta sustituciones mútuas en algunos sectores con siderita (instalación local de facies lacustres sobre los conglomerados fluviales?) y otros minerales. El microanalizador electrónico ha permitido igualmente comprobar la presencia de pequeñas inclusiones sulfatadas cálcicas (y probablemente carbonatadas cálcicas también) en el seno de la baritina, pero no podremos confirmar la génesis propuesta para el yacimiento hasta que no concluyamos el resto de estudios en curso (microsonda electrónica, etc.).

Bibliografía

- DURAN, E. et al. (1986), in "XI Congr. Esp. Sedimentología", Ll. Cabrera (ed.), Barcelona 15-18 Sept. 1986, 66.
- FERRER, A. et al. (1984), Rev.d'Inv.Geol., 40, 103-113.
- FONT, X. (1983) Tesis doctoral, Univ. de Barcelona.
- FONT, X. et al. (1985) in "Guia de la Excur. al Trias. de los Catalánides. II Col.Estr.&Paleogeogr. del Perm. y el Trias. de Esp." M.MARZO & F.CALVET (eds.), 95-104.

CELESTINA EN EL YACIMIENTO SEDIMENTARIO DE BARITA DE VIDE DE ALBA (PROVINCIA DE ZAMORA). ASPECTOS MINERALOGICOS Y GENETICOS.

MORO, M.C., ARRIBAS, A., CEMBRANOS, M.L.

Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de Ciencias. Univ. de Salamanca.

En este trabajo se describen las características petrográficas, químicas y mineralógicas, y se discuten el origen y procesos de formación de la CELESTINA recién encontrada en las mineralizaciones sedimentarias de barita de la provincia de Zamora, concretamente en la mina "Ambiciosa", junto a la localidad de Vide de Alba.

El yacimiento de Vide de Alba se encuentra en la región centro-occidental de la provincia de Zamora, en materiales silúrico-devónicos del Sinclinal de Alcañices-Carbajales de Alba. La mineralización consiste en capas lenticulares de barita masiva, con finas intercalaciones arcillosas, de potencia variable. A muro y techo de la mineralización se encuentra normalmente un nivel menos potente, constituido esencialmente por barita nodular y lenticular, que contiene abundantes sulfuros bandeados, principalmente piritita.

En esta mina hace muchos años que no se realizan trabajos de explotación por lo que los fuertes procesos de alteración han dado lugar al hundimiento parcial de las labores mineras y al afloramiento de un nivel, portador de la celestina, de naturaleza barítico-carbonatada.

Las mineralizaciones estratiformes de barita son frecuentes en la provincia de Zamora, sobre todo en la zona de Viñas y San Blas. Sin embargo, a diferencia de lo que ocurre en Vide de Alba, en ninguna de ellas se ha observado hasta ahora la presencia de $Sr(SO_4)$.

Bibliografía:

- MORO, M.C. (1973). Trabajo de Licenciatura. Univ. Salamanca
MORO, M.C. (1980). Resúmenes Tesis Doctoral. Univ. Salamanca
MORO, M.C. y ARRIBAS, A. (1980). I Symposium Diag. Sed. Roc. Sed. Barcelona, pp. 325-338.
MORO, M.C.; ARRIBAS, A. y CEMBRANOS, M. (1981). Real Academia Ciencias Exact. Fis. y Nat., pp. 280-298.

MINERALIZACIONES Zn-Pb DEL ORDOVICICO SUPERIOR DEL VALLE DE ARAN (ANTICLINORIO DE BOSSOST). PIRINEO DE LERIDA (ESPAÑA).

OVEJERO ZAPPINO, G.

SMMPE.- Madrid.

• Los 150 m. finales del Ordovícico epimetamórfico de esta región contienen niveles y bolsadas estratoides de Zn·Pb (Fe, Cu, Sn, Ag, Au) con ganga silícea o anfibólica, de 1 a 4 m. de potencia y leyes del 8 al 20% Zn+Pb. De entre la veintena de manifestaciones los dos principales yacimientos son Victoria (0,5 Mt_{TU} al 10,6% Zn, 1,2% Pb) y Liat (0,06 Mt_{TU} al 20% Zn, 1% Pb).

• La formación portadora corresponde a un medio marino de plataforma: serie detrítica flyschoides con intercalaciones de nivelillos conglomeráticos y dos principales lentejones carbonatados, atribuidos al Caradoc ("mármol blanco") y al Asghill ("calcarenita tableada"). No hay participación lávica o volcánico-clástica.

• Las mineralizaciones se sitúan preferentemente en dos tramos (fig.2):
1) parte superior de la serie detrítica, entre el entorno de la calcarenita y el contacto con las ampelitas del Silúrico y 2) asociadas a los mármoles. Al primero corresponden los yacimientos de Victoria (0,06 Mt_M) y de Liat (0,012 Mt_M); al segundo Margalida (0,005 Mt_M) y Bentaillou (0,132 Mt_M). Cartográficamente muestran correlación espacial con la zona de mayor desarrollo de las facies carbonatadas (fig.3).

• Interpretamos estas mineralizaciones en relación con soluciones hidrotermales fini-ordovícicas, habiendo dado origen a dos modos de emplazamiento: niveles mineralizados exhalativos-sinsedimentarios (ganga silícea) y bolsadas epigenéticas metasomáticas por reacción con los horizontes carbonatados (ganga anfibólica y silícea), ambos grosso modo correspondientes a los dos tipos de mineralización mencionados.

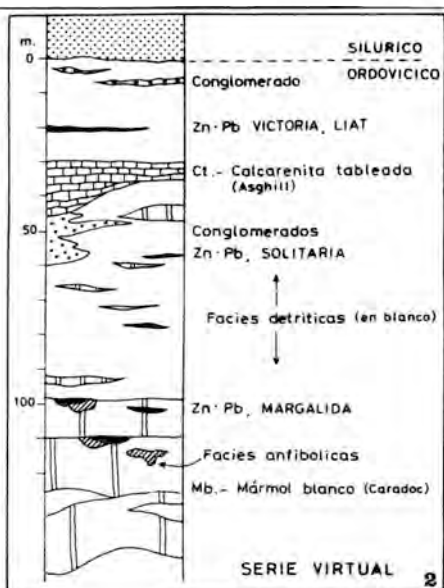
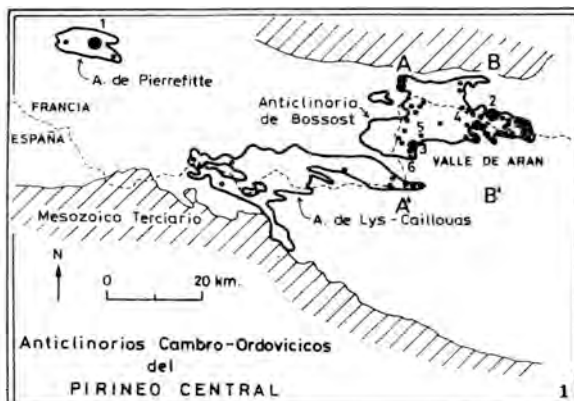
• Los puntos siguientes sugieren la edad pre-hercínica de los depósitos, descartándose la hipótesis de su formación por concentraciones tectónicas hercínicas (Alonso, 1979), y discuten el papel del hidrotermalismo y el significado de ciertas zonalidades metálicas:

1. Todos los depósitos presentan una posición cronoestratigráfica constante (Asghill-Caradoc) a escala regional (fig.1).

2. Mineralizaciones y rocas encajantes experimentaron el metamorfismo y diagenesis hercínica, a escala microscópica (Alvárez et al. 1976, Cardellach et al. 1979) y a escala megascópica, traducida en plegamientos del nivel mineralizado (fig.4): sinclinal de Victoria; repliegues superpuestos coaxiales de vergencias opuestas, con despegues tectónicos, en Liat.

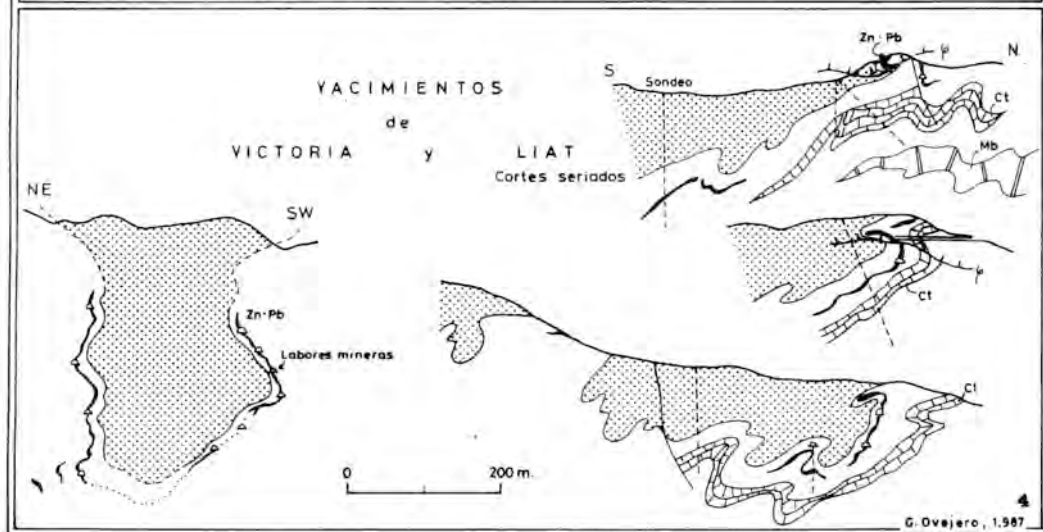
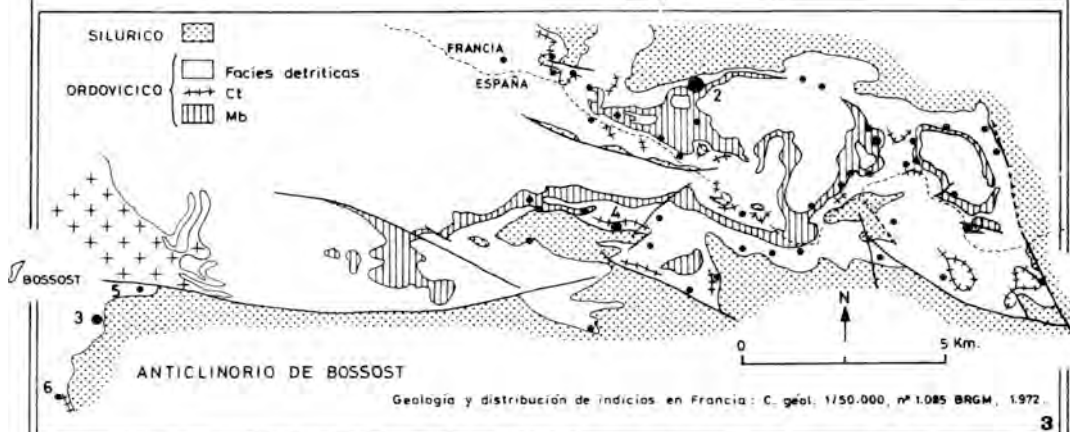
3. Presencia de gahnita (Closas 1949, Alvárez et al. 1974), derivada del metamorfismo de compuestos de Zn presentes en la serie. La gahnita se conoce en los yacimientos paleozoicos metamorfizados de Zn·Pb de Monteneve y Broken Hill (Frizzo et al., 1982), estratiformes y sin volcanismo manifiesto.

4. Presencia de Co, Ni (Guerin, 1979) y de Sn y Au (130 ppm y 0,30 ppm, respectivamente, en Liat), elementos traza frecuentes en yacimientos volcánico-sedimentarios (Aye et al., 1976; Bauchau, 1971).



MINERALIZACIONES Zn·Pb - ORDOVICICO SUP.

- indicios y <5.000 t metal (Zn + Pb)
 - 30.000 a 60.000 t
 - 100.000 a 300.000 t
1. Pierrefitte
 2. Bentaillou
 3. Victoria
 4. Liat
 5. Margalida
 6. Solitaria



5. El contenido en Ag varía regionalmente : de 1.500 gr Ag/t Pb metal en el yacimiento volcánogénico de Pierrefitte a 340-860 gr Ag en los yacimientos , desprovistos de volcanismo, del anticlinal de Bossost. Esta distribución guarda paralelismo con la conocida en el modelo volcánogénico Kuroko : mayor proporción de Ag en los depósitos proximales frente a los distales, situados a distancias entre 10 y 1200 km de los centros volcánicos (Colley, 1976).

6. La relación Zn/Pb presenta también un contraste marcado en función de su distribución regional, superpuesta a la presencia o ausencia de volcanismo: Zn/Pb= 1,8 en el yacimiento de Pierrefitte; 2,5 a 8,4 en los yacimientos de Bossost, respectivamente. Sin embargo esta distribución es inversa a la de la tipología mundial de los yacimientos volcánico-sedimentarios donde la relación Zn/Pb decrece en función del alejamiento de los centros volcánicos productivos (Bauchau, 1971).

7. La ganga cuarzosa derivaría de exhalitas silíceas o de silificaciones epigenéticas ligadas al hidrotermalismo ordovícico. Presenta cierta analogía con la facies silícea ("Kniest") de Rammelsberg.

8. Las facies anfibólico-granatíferas-pirrotínicas derivarían del metamorfismo de las alteraciones y rellenos hidrotermales ordovícicos. Su asociación con anomalías o concentraciones metálicas Zn·Pb sugiere un origen común con el proceso mineralizador. Son comparables a los agregados anfibólicos de Pierrefitte interpretados por Dagallier (1981) como "alteritas" o "exhalitas" del hidrotermalismo volcánogénico.

• El origen de los fluidos y de los metales es problemático. Para depósitos Zn·Pb, en cierto modo comparables (Rammelsberg, Navan,...) se ha sugerido (Russell et al. 1981) una precipitación singenética o/y epigenética de estos metales, previa lixiviación de los mismos en el substrato, provocada por circulación convectiva de salmueras marinas y favorecida por fracturación importante y un alto gradiente geotérmico. La canalización de fluidos hidrotermales por fallas sinsedimentarias, sin excluir una cierta relación con un volcanismo distal es entrevista por Pouit (1978), en su modelo "hidrotermal-sedimentario" para explicar la ausencia de rocas volcánicas en las mineralizaciones Zn·Pb francesas de Bossost y de Lys-Caillouas.

Nos aproximamos a esta última hipótesis considerando la participación de aguas juveniles en el hidrotermalismo, eventualmente conectadas con una actividad hipo-volcánica (subvolcanismo no aflorante) o un volcanismo distal oculto bajo las formaciones post-ordovícicas de los sinclinatorios adyacentes.

La repartición espacial de las mineralizaciones de Bossost y Lys-Caillouas no es aleatoria. Se agrupan, en apariencia, en dos bandas norteadas A-A' y B-B' (f.1). ¿Situación el paso de megaestructuras tectónicas de inestabilidad precoz (Ordovícico), controladoras de una actividad hidrotermal metalogénica?

La provincia metálica del Ordovícico pirenaico representa de 0,5 a 1,0 Mt_M. Es correlacionable con el pequeño distrito Zn (Ba) del Ordovícico superior de Sierra Morena oriental.

La principal concentración Zn·Pb (Cu) del Ordovícico europeo corresponde al episodio volcánogénico de las Caledónides escandinavas con 2,8 Mt_M (Bauchau, 1971).

Mt_{TU} : millones de toneladas de "todo-uno"

Mt_M : " " " de metal (Zn + Pb)

LAS MINERALIZACIONES ESTRATOIDES DE Zn-Pb EN LA CALIZA URBANA DEL PARAJE DE PEÑA DEL AGUILA, CALZADA DE CALATRAVA (CIUDAD REAL).

PALERO FERNANDEZ, F. (1), MARTÍN-IZARD, A. (2)

(1) Dpto. de Geología. Minas de Almadén. Almadén. Ciudad Real.

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

Incluida en la serie paleozoica que aflora en el Sur de la provincia de Ciudad Real y Norte de la de Jaén, se encuentra una formación carbonatada; muy característica, conocida con el nombre de Caliza Urbana, y perteneciente al Ordovícico Superior (1, 4).

En el sinclinal de Puerto Llano y en la zona de la antigua mina de El Centenillo, dentro de esta formación han sido citados varios indicios de Zn-Pb, de tipo estratoide, (3, 2). En el paraje de Peña del Aguila, localizado en el sector oriental del sinclinal de Puerto Llano, existen unas pequeñas labores mineras, apenas conocidas, que han beneficiado una mineralización diagenética constituida esencialmente por esfalerita, y que son las que se estudian en el presente trabajo. Estos indicios se sitúan en el cierre de un sinclinal, de dirección aproximada E-O, formado durante la primera fase hercínica, que es la que afecta a la zona.

La paragénesis de esta mineralización es muy sencilla y está formada mayoritariamente por esfalerita, con cantidades menores de galena y calcopirita. Los minerales de la ganga son carbonatos (siderita y calcita) y cuarzo.

Se ha realizado un estudio de la Caliza Urbana desde el punto de vista petrológico y litogeoquímico en el que se han comparado las zonas metalizadas con las estériles de las calizas. En base a los datos obtenidos se propone un modelo genético, relacionando la mineralización con la formación carbonatada, según el cual, durante la diagénesis de la roca se produjo una recristalización y contracción de los sulfuros por el elevado contenido en metales de los sedimentos.

Bibliografía:

FUGANTI, A; SERPUGLI, E. (1968) Geological remarks as Vibana limestone and evidence for its upper ordovician age by means of conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain). *Boll. Soc. Geol. Ital.* 87 pp. 511, 521.

JACQUIN J.P. ; PINEDA A. (1980). Sobre la metalogenia del subdistrito de La Carolina (Sierra Morena Oriental, España). Una nueva interpretación posible. Reflexiones sobre su investigación. *Studia Geológica Salmanticensis* XVI, pp. 59-70

RIOS ARAGUES S; CLAVERIAS MUÑOZ, P. (1979) Nota acerca de la existencia de indicios estratoligados de Zn-Pb, en el ordoviciense superior del extremo SE de la Meseta Hercinica Española. *Bol. Geol. y Min.* T 90, 1, pp. 1-6.

TAMAIN, G. (1972) Recherches géologiques et minières dans Sierra Morena Oriental, Espagne. These du 3eme. cycle. Université d'Orsay. Paris.

MINERALIZACIONES ESTRATOLIGADAS DE SCHEELITA EN LA FAJA PIRITICA DEL SW IBERICO.

SAEZ, R., RUIZ DE ALMODOVAR, G., PASCUAL, E.

Sección de Geología de la Rábida. Palos de la Frontera. 21819 Huelva.

En la región del Bajo Corumbel (La Palma del Condado, Huelva) aparecen mineralizaciones con Sn-W-As como elementos más significativos, asociadas a estratos carboníferos de la Faja Piritica del SW ibérico. Dentro de los grupos en que se divide la columna estratigráfica del Paleozoico de la región (SCHERMERHORN, 1.971), las mineralizaciones se localizan con preferencia en niveles calcareníticos de la base del Culm, aunque con carácter local también se encuentran en el Complejo Vulcano-sedimentario y en el techo de la formación de pizarras y cuarcitas del Devónico Superior.

Se trata de cuarcitas granatíferas y cloríticas con abundante arsenopirita, fluorita, topacio y sulfuros. Los contenidos en Sn, W y As alcanzan, respectivamente, 7000, 11000 y 14000 ppm. Además, existen anomalías geoquímicas en Cu, Zn, Bi, F y otros elementos significativos.

Las rocas encajantes sufrieron una deformación polifásica en la orogenia hercínica. En relación con la fase principal de deformación se produce un metamorfismo regional en facies de esquistos verdes. Los niveles mineralizados están plegados, aunque la fábrica interna de la roca no muestra signos de deformación.

En la región existen además mineralizaciones filonianas con un patrón geoquímico similar a las estratoides (SAEZ et al., en prensa) y con características equivalentes a otras del mismo tipo existentes en la Cadena Hercínica.

En otros puntos de esta Cadena se han descrito también mineralizaciones estratoligadas de scheelita (DERRE et al., 1.982), cuyo origen es controvertido. En el caso del Bajo Corumbel se propone una génesis metasomática, en relación con los mismos fluidos hidrotermales que originan las mineralizaciones filonianas asociadas y en función de los siguientes criterios: complejidad geoquímica y mineralógica; relaciones espacio-temporales con las rocas encajantes y asociación con alteraciones hidrotermales típicas.

Bibliografía:

- DERRE, C., LECOLLE, M., ROGER, G. (1.982) Min. Dep., 17, 363-385
SAEZ, R., PASCUAL, E. y RUIZ DE ALMODOVAR, G. (1.987). Cuad. Geol. Univ. Porto, en prensa.
SCHERMERHORN, L. J. G. (1.971). Bol. Geol. Min. 82, 239-368.

PALIGORSKITA EN MATERIALES CRETACICOS DE LA ZONA SUBBETICA. ORIGEN.

LOPEZ GALINDO, A.

Dpto. de Mineralogía y Petrología. Fac. de Ciencias. Univ. de Granada. 18071 Granada.

En el análisis mineralógico de diversas secuencias estratigráficas pertenecientes a los dominios Subbético Medio Meridional y Subbético Interno (Penibético), y con edades comprendidas entre el Aptense superior y el Coniacense, ha sido detectada la presencia de paligorskita asociada con importantes cantidades de esmectitas y, en menor proporción, illita, clinoptilolita, caolinita y clorita (López Galindo, 1986).

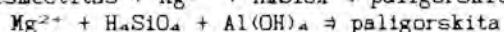
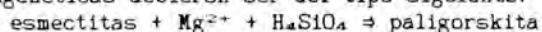
La existencia de paligorskita en sedimentos marinos profundos de naturaleza similar a los existentes en las Zonas Externas de la Cordillera Bética -alternancia de arcillas pelágicas/hemipelágicas y niveles turbidíticos carbonatados- ha sido constatada frecuentemente por numerosos investigadores, fundamentalmente a partir de los sondeos llevados a cabo por el *Deep Sea Drilling Project*. Su presencia en tales materiales ha sido tradicionalmente explicada como debida bien a la evolución submarina de productos hidrotermales o volcánicos, o bien como generada mediante crecimiento autígeno en cuencas químicamente confinadas, de carácter básico, con alta actividad de Si y Mg y baja de Al (Von Rad & Rösch, 1972). El hallazgo de diversos depósitos que no responden a las génesis mencionadas hizo postular algunos modelos diferentes. Así, Chamley (1979) interpreta la aparición de paligorskita por detritismo y Couture (1977) invoca diversas reacciones diagenéticas que implican la alteración de esmectitas.

Diversas razones nos inclinan a pensar que sea este último proceso -formación durante la diagénesis- el mecanismo más probable que originó la paligorskita en las secuencias subbéticas, a pesar del problema que supone el establecer en qué momento de la evolución diagenética aparece este mineral. La ausencia de paligorskita en las secuencias que presentan un mayor porcentaje de minerales detríticos parece descartar, en primer lugar, un origen ligado a aportes continentales. Por otra parte, su presencia tanto en las muestras autóctonas como en las pelitas turbidíticas invalidaría la idea de cuencas suficientemente cerradas e incomunicadas con el mar abierto pues, en este caso, no habría explicación para la paligorskita encontrada en los niveles redepositados. El hecho de que la paligorskita siempre aparezca asociada a esmectitas; que un aumento de su porcentaje lleve aparejada una disminución de la concentración de esmectitas; que sea más abundante en las muestras que acusan un grado de diagénesis ligeramente superior; que se encuentre junto a otros minerales diagenéticos como la clinoptilolita; y, finalmente, la evidencia de que su composición química sea similar a la encontrada en las esmectitas, con el lógico enriquecimiento de Si y Mg (cf. Velde, 1985), todo ello parece reflejar que la paligorskita se originó diagenéticamente a partir de las esmectitas mediante adición de Si y Mg. Se justificaría así la riqueza en Al y Fe que presentan los cristales de paligorskita, dado que la fórmula mineralógica media de este mineral es: $\text{Si}_6\text{O}_{20}(\text{Al}_1,64\text{Mg}_1,69\text{Fe}_0,67)(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_4,4\text{H}_2\text{O}$

Ligeras variaciones en el pH o en las concentraciones de Si, Al y Mg en el ambiente diagenético serían las causantes de su aparición, o no, en una determinada secuencia.

Se concluye, en definitiva, que la mayor parte de la paligorskita presente en las secuencias estudiadas se ha debido formar, pues, como producto de la transformación directa de esmectitas en el ambiente diagenético. En este proceso, la cantidad de Al y Fe permaneció constante, obteniéndose Si, Mg y H adicional a partir de soluciones. Se generó paligorskita en los ambientes donde el pH era alcalino (entre 8 y 9) y estos iones alcanzaron la concentración suficiente.

Las reacciones diagenéticas debieron ser del tipo siguiente:



REFERENCIAS

- CHAMLEY, H. (1979). In "Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental margin and paleoenvironment" (Talwani, M. et al., Eds) Maurice Ewing Ser. 3, Am. Geoph. Union, 342-361.
- COUTURE, R.A. (1977). *Chem. Geol.*, 19, 113-130.
- LOPEZ GALINDO, A. (1986). *Tesis Doctoral*. Univ. Granada. 267 pp.
- VELDE, B. (1985). *Devlp. in Sedim.*, 40. Elsevier. 427 pp.
- VON RAD, U. & RÖSCH, H. (1972). *IRDSDF*, Vol. XIV (Hayes, D.E. et al., Eds). U.S. Government Printing Office, Washintong, 727-751.

EL YACIMIENTO DE PALIGORSKITA-SEPIOLITA DE PIEDRABUENA (CIUDAD REAL).

TALLES, C., MARTIN DE VIDALES, J.L., POZO, M.

Dpto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Fac. de Ciencias.

Univ. Autónoma de Madrid. Cantoblanco. 28049 Madrid.

En este trabajo se estudia una serie litológica de veinte metros de materiales dolomítico - lutíticos situados en la "Fosa tectónica de Piedrabuena" (Ciudad Real). Estos sedimentos se encuentran fosilizados por episodios lávicos (basaltos olivínicos) de edad Fliocuaternaria (Ancochea, 1983). Materiales similares han sido estudiados por Pozo et al. (1986) en afloramientos situados en la zona de Poblete, a unos treinta kilómetros al S.E. de Piedrabuena.

El estudio mineralógico por D.R.X. pone de manifiesto tres asociaciones claramente diferenciadas y que, de base a techo son: 1- Dolomita - paligorskita - sepiolita - cuarzo. 2- Dolomita - sepiolita - paligorskita - cuarzo y contenidos variables de illita, esmectita y caolinita. 3 - Dolomita - paligorskita con grados de cristalinidad variable y contenidos esporádicos de calcita, cuarzo y sepiolita. Litológicamente destaca por su carácter lutítico la asociación mineralógica superior, que presenta contenidos de paligorskita en la muestra total hasta del 100%.

El estudio petrográfico indica la presencia de texturas deposicionales (dolomicritas) y diagenéticas, con desarrollo de morfologías intraclásticas como consecuencia de procesos de desecación - removilización, donde la paligorskita y la sepiolita se disponen preferentemente en la porosidad originada durante los periodos de exposición de los materiales carbonáticos.

Estos resultados permiten inferir desde el punto de vista sedimentológico un subambiente de llanura de fangos (mud-flat) correspondientes a un ambiente lacustre somero de tipo playa - lake, en el que la génesis de paligorskita - sepiolita estaría en relación con episodios estacionales de expansión - retracción del ambiente lacustre considerado.

Bibliografía.

- Ancochea, E. (1983), Tesis doctoral 203/83, ed. Universidad Complutense de Madrid.
Pozo, M., Martín de Vidales, J.L., Medina, J.A. y Legay, S. (1986), Boletín de la S.E.M., Vol 10. (En prensa)

CARACTERIZACION DE UN INTERESTRATIFICADO TIPO CORRENSITA EN LAS PIZARRAS DEL PRECAMBRICO DE LAS CADENAS IBERICAS (PROVINCIA DE ZARAGOZA).

MARTIN GUILLEN, M., GONZALEZ LOPEZ, J.M., LOPEZ AGUAYO, F.
Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de Ciencias. 50009 Zaragoza.

Las "Pizarras de Paracuellos", datadas como Precámbrico desde Lotze (1929), constituyen una serie uniforme de pizarras, limolitas y areniscas, en algunos casos cuarcitas, que afloran en una franja orientada NNW-SSE, dentro de la rama aragonesa o externa de las Cadenas Ibéricas.

La asociación mineralógica básica de estas pizarras está constituida por cuarzo + feldespatos + mica blanca + clorita + interestratificados tipo corrensita + esmectitas + caolinita.

En relación con el interestratificado, se han realizado diversas determinaciones por DRX, que incluyen la medida del parámetro b_0 , en muestras sin clorita. El valor medio obtenido corresponde a 9.255 Å, lo que indica que se trata de un filosilicato trioctaédrico. Las secuencias de efectos de difracción en estos casos son racionales, estando constituidas básicamente por las reflexiones (001) de orden par.

El estudio sistemático del interestratificado, utilizando Li, K y Mg, ha permitido establecer que corresponde a un edificio de tipo clorita-vermiculita, del que actualmente se estudia su función de mezcla.

La asociación sistemática de este interestratificado con micas de claro carácter fengítico ($b_0 = 9.032 \text{ Å}$) han permitido utilizarlo como mineral indicador de los procesos de metamorfismo sufridos por los materiales Precámbricos en esta zona de las Cadenas Ibéricas.

ORIGEN DE PALIGORSKITA. UN MODELO PALEOEDAFODIAGENETICO.

MARTIN DE VIDALES, J.L., (1) GALVAN, J., (2) ARREGUI, M., (1) JIMENEZ BALLESTA, R. (1)

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

(2) Instituto de Edafología y Biología Vegetal. C.S.I.C.

La presencia de paligorskita en suelos y sedimentos ha sido ampliamente reseñada (Singer y Galán, 1984). Su origen es muy conflictivo; así, algunos / investigadores lo consideran como autigénico, formado a expensas de la alteración de montmorillonita. (El Prince et al., 1977), proponiendo otros su / origen por neoformación (Singer y Norrish, 1974). En base a estudios realizados por D.R.X., M.E.T. y análisis químicos en formaciones paleoedáficas, presentamos un modelo edafodiagenético en el que proponemos la génesis de / paligorskita como consecuencia de la alteración de esmectitas a geles silicoaluminicos con posterior cristalización de éstos, en medios alcalinos / con elevada actividad de Mg^{2+}_{aq} y H_4SiO_{4aq} .

La zona estudiada se sitúa al W de la ciudad de Toledo (0°30'E-39°55'N). Alférez (1977), distinguió ocho niveles de terraza y verificó la presencia de un nivel de erosión-sedimentación de edades posturoliese y previllafranes / quiense. Para este estudio se han seleccionado tres formaciones paleoedáficas, situadas en tres niveles diferentes, mostrando el último una costra / carbonatada en su base. La secuencia general de horizontes es: IIB_t/IIB_{ca} / IIC_{ca}. En todas las muestras se llevaron a cabo diversas determinaciones / químicas. La fracción <2 μm se extrajo por dispersión y sedimentación. Esta fracción dispersa, fué sometida a centrifugación separando las fraccio / nes <0.08 μm, 0.08-0.5 μm y 0.5-2 μm. En estas tres fracciones se extraje / ron SiO₂ y Al₂O₃ amorfos con NaOH 0.5 N, cuantificando el % SiO₂ colorimé / tricamete y el % Al₂O₃ por absorción atómica. Estas tres fracciones se es / tudiaron por D.R.X. y M.E.T.

Los pH de los diferentes horizontes son moderadamente básicos (7.9 a 8.6). Los % en carbonatos son bajos en los horizontes B_t (<6%), aumentando gra / dualmente con la profundidad hasta el 89% en la costra carbonatada. Los ca / tiones predominantes en el complejo de cambio son Ca²⁺ y Mg²⁺; las capacida / des totales de cambio alcanzan valores de 44 meq/100 gr en los horizontes / arcillosos, encontrándose el complejo de cambio saturado en su totalidad en los tres paleosuelos. La mineralogía de la fracción <2 μm, muestra la aso / ciación: caolinita-ilita-esmectita, con paulatino incremento en paligorski / ta con la profundidad. En las fracciones más finas (<0.08 μm), las esmecti / tas presentan muy escasa cristalinidad, aumentando los contenidos de pali / gorskita; en estos casos, los difractogramas muestran bandas muy anchas en / tre 4.92 y 2.70 Å, con máximos entorno a los 3.86-4.15 Å indicativos de la presencia de sílice amorfa (Williams et al., 1985). Este hecho viene corro / borado por los elevados % de SiO₂ amorfa, que alcanzan valores de 12% en / las fracciones <0.08 μm. Por otra parte, el % Al₂O₃ amorfo muestra conteni / dos hasta del 4%.

Los estudios realizados por M.E.T., muestran la presencia mayoritaria de fases geliformes en las fracciones $<0.08\mu\text{m}$, con morfologías esferoidales y pseudoestriadas, con crecimiento de fibras de paligorskita de muy pequeño tamaño. También se observan relictos de minerales esmectíticos asociados a fases geliformes. En las fracciones $0.08-0.5\mu\text{m}$ y $0.5-2\mu\text{m}$, aumentan los contenidos y tamaños de fibras de paligorskita así como de esmectitas con morfologías algodonosas. Además, es muy significativa la formación de "imogolita" a partir de las fases geliformes, que además muestran crecimientos incipientes de paligorskita. Finalmente, se llevó a cabo el test de alofana con NaF 1M, que dió resultados ligeramente positivos tras 1 hora de contacto, lo que indica que estas fases geliformes son silicoalumínicas no cristalinas y paracristalinas, con elevadas razones $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

Los resultados obtenidos, permiten colegir que la formación de paligorskita en horizontes carbonatados de paleosuelos tiene lugar a partir de la inestabilización de esmectitas (diagénesis) a fases geliformes silicoalumínicas, en relación con procesos de carbonatación paleoedáficos en medios con alta actividad de $\text{H}_4\text{SiO}_4\text{aq}$ y Mg^{2+}aq .

BIBLIOGRAFIA.

- ALFEREZ, F. (1977). Estudios Geol. 33, 223-225.
 EL PRINCE, A.M.; MASHADY, A.S. y ABA, M.M. (1979). J. Soil Sci 128, 211-218.
 SINGER, A. y NORRISH, K. (1974). Am. Miner. 59, 508-517.
 SINGER, A. y GALAN, E. (1984). Developments in Sedimentology 37, Elsevier, 352 pp.
 WILLIAMS, L.A.; PARKS, G.A. y CRERAR, D.A. (1985). Jour. Sed. Petrology 55, 301-311.

MINERALOGENESIS DE LAS SALES SULFATADAS-CLORURADAS MAGNÉSICAS EN LA LAGUNA DE ALCAHOZO (LA MANCHA-CIUDAD REAL).

ORDÓÑEZ, S., (1) GARCIA DEL CURA, M.A., (2) MINGARRO, F., (1) LOPEZ DE AZCONA, M.C. (2).

(1) Dpto. de Petrología. Fac. de Geología. U.C.M. Madrid.

(2) Instituto de Geología Económica. C.S.I.C. Madrid.

La Laguna Norte de Alcahozo se encuentra situada 6 Km al este de Pedro Muñoz, sobre un fondo de valle aluvial que discurre de E a O, este valle se encaja sobre la "Superficie Morfológica Inferior" de la Llanura Manchega (PEREZ GONZALEZ, 1982). Este autor atribuye una posición morfológica de "Fondo de Dolina" para esta laguna.

La extensión máxima de la zona cubierta por las aguas es de 0,86 Km², pudiendo quedar totalmente seca durante el verano, formándose una costra salina de algunas centímetros de espesor que ocupa casi 0,38 Km². Asociadas a esta costra aparecen salmueras con concentraciones de hasta 170-180 g/l. La temperatura de las aguas alcanza hasta 49°C, con una temperatura ambiente de 32°C.

La parte externa de la laguna presenta limos con eflorescencias salinas, y a unos 40-50 m de la cota máxima existe un "Cinturón Algáceo" (velos blister) de 20 m de anchura, que también muestra eflorescencias salinas. La paragénesis mineral de ambas unidades, junto con las de los limos salinos, costras salinas y sales en contacto con las concentraciones de salmuera residuales que constituyen la zonación de depósitos de la laguna, muestra también una zonación. Los limos con eflorescencias, exteriores al cinturón algáceo, contienen yeso+halita+hexahidrita con terrígenos de naturaleza de cuarzo+ilita, las eflorescencias del cinturón algáceo y de los limos interiores muestran bischofita+yeso+halita. Las costras salinas están constituidas por bischofita+hexahidrita, siendo la bischofita el único mineral que coexiste con las salmueras residuales.

La composición química de las salmueras y la evaporación de las mismas en condiciones de laboratorio permite abordar la físico-química de la génesis de este tipo de sales, no comunes en ambientes continentales. La comparación de las paragénesis salinas con las de otras lagunas manchegas pone de manifiesto el carácter singular de la Laguna de Alcahozo, relacionado, sin duda, con la naturaleza hidroquímica de sus aguas y con la composición de los materiales sobre los que se asienta.

Bibliografía:

PEREZ GONZALEZ, A. (1982). "Mioceno y cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo" (Tesis Doctoral). Univ. Complutense. Madrid. 787 pp.

LA PARAGENESIS DE SULFATOS DE Ca y Na EN EL MIOCENO CONTINENTAL DE ALCANADRE-ARRUBAL (LA RIOJA) Y SAN ADRIAN (NAVARRA).

SALVANY DURAN, J.M., ORTI CABO, F.

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

En el sector occidental de la cuenca del Ebro se desarrolló durante el Terciario (Oligoceno-Mioceno) una importante sedimentación química, de origen continental muy somero. Puntualizaciones sobre sus unidades litoestratigráficas de carácter evaporítico, así como sobre la existencia de ciclos detrítico-químicos bien definidos en dichos materiales, han sido hechas recientemente por los autores, quienes han ofrecido igualmente observaciones preliminares del modo de yacimiento de las capas de glauberita intercaladas en estas formaciones, y de sus paragénesis minerales (ORTI y SALVANY, 1986; ORTI *et al*, 1986a; ORTI *et al*, 1986b).

En superficie, hasta el momento, estas glauberitas sólo se han podido observar en dos lugares diferentes: en el margen Sur del río Ebro, entre las poblaciones de Alcanadre y Arrubal, donde los niveles glauberíticos destacan claramente en diferentes puntos de los acantilados tallados por el Ebro; y en las proximidades de San Adrián, en el margen Este del río Ega, también aflorando al pie del barranco excavado por el río. En el primer caso el desarrollo de estos materiales es mucho mayor y hasta hace pocos años se mantuvo una actividad minera en sus diferentes niveles de la formación evaporítica. En ambos casos los yacimientos están enclavados entre los yesos de la Fm. Lerín (Oligoceno sup.-Mioceno basal), cuyos materiales afloran extensamente en la mayor parte de la Ribera de Navarra y La Rioja.

Nuestro estudio está centrado fundamentalmente en el yacimiento de Alcanadre-Arrubal, con muestras de superficie (serie estratigráfica), mina y sondeos. Estas últimas correspondientes a cuatro perforaciones de testigo continuo del orden del centenar de metros, realizadas por Unión Salinera de España en sus campañas de prospección.

El estudio estratigráfico ha permitido ver que los diferentes niveles glauberíticos se encuentran en un potente tramo yesífero (180m.) que constituye la unidad superior de la Fm. Lerín (unidad Los Arcos). Estos niveles, que lateralmente y de forma rápida se acuñan y desaparecen entre los yesos encajantes, se disponen de forma escalonada a lo largo del acantilado que bordea el Ebro (unos 4 kms.), de modo que los niveles glauberíticos más inferiores en la serie afloran al Este del corte (ermita de Aradón) y progresivamente se van desplazando hacia el Oeste conforme ascendemos en la serie.

Del estudio mineralógico, petrológico y geoquímico se pone de manifiesto una paragénesis similar, en composición, litofacies y condiciones genéticas, a la presente en la cuenca del Tajo (ORTI, PUEYO y SAN MIGUEL, 1979; ORTI y PUEYO, 1980), caracterizada principalmente por yeso/anhidrita, glauberita, halita, polihalita y magnesita: el yeso es siempre de origen secundario, procedente de la hidratación de anhidrita o del reemplazamien

to de glauberita. La anhidrita, que en diferentes puntos llega a aflorar en superficie, domina en profundidad tal como se puede observar en los diferentes sondeos, siendo la litofacies nodular la dominante. La glauberita, cuyas litofacies han sido detalladas en ORTI y SALVANY (1986), alterna tanto con el yeso como con la halita, y es preferentemente de crecimiento intersticial. La halita, en capas de orden decimétrico en los sondeos, donde preserva estructuras primarias, no llegando a aflorar ni a mostrarse en las galerías, pero existe una antigua mina en el término de Arrubal que la beneficiaba. El análisis de los contenidos en Br de 6 muestras de halita de los sondeos, ofrece típicos valores (en ppm) de sal continental: 3, 3, 7, 8, 7 y 1. La polihalita, que se detecta frecuentemente en los difractogramas, llega a formar puntualmente capas centimétricas en las proximidades de la ermita de Aradón, mostrando al microscopio típicas fábricas esferulíticas de origen diagenético. La magnessita es siempre el tipo de carbonato que acompaña (como matriz) a la glauberita, mientras que la dolomita lo es para el caso del sulfato de calcio (anhidrita o yeso). No se tienen hasta el momento indicios de thenardita, y no por ello descartamos su existencia en el yacimiento pues dicho mineral es también común en este tipo de paragénesis de sulfatos.

El modo de yacimiento de estas capas glauberíticas dentro de los ciclos detrítico-químicos es muy característico, y puede ser utilizado como criterio de prospección en el conjunto de la formación de Lerín (Oligoceno sup.-Mioceno basal) y Falces (Oligoceno).

Bibliografía:

- ORTI, F.; PUEYO, J.J. y SAN MIGUEL, A. (1979): Bol.Gel.y Min.,94,347-373.
- ORTI, F. y PUEYO, J.J. (1980): Rev.Inst.Inv.Geol.Dip.Prov.Barcelona,34, 209-222.
- ORTI, F. y SALVANY, J.M. (1986): 7th Eur.Reg.Meeting I.A.S., Krakow, Mayo 1986, (Abstract).
- ORTI, F.; SALVANY, J.M.; QUADRAS, M. y PUEYO, J.J. (1986a): II Int.Symp. Crystal Growth Processes in Sed.Envir., Granada, Marzo 1986, (Abstract).
- ORTI, F.; ROSELL, L.; SALVANY, J.M.; PUEYO, J.J. y INGLES, M. (1986b): XI Congr.Nac.Sedimentología, Barcelona, Septiembre 1986, (Libro Guía, Exc.nº2).

DETECCION DE AUREOLAS DE MATAMORFISMO DE CONTACTO MEDIANTE IMAGENES LANDSAT THEMATIC MAPPER Y DAEDALUS AIRBORNE THEMATIC MAPPER. CASOS DE APLICACION EN DOS AREAS DE EXTREMADURA: TRUJILLO-PLASENZUELA (CACERES) Y SAN NICOLAS (VALLE DE LA SERENA, BADAJOZ).

ANTON-PACHECO, C., (1) ROWAN, L. C., (2) PAYAS, A., (1) GUMIEL, P., (1) BEL-LAN, A., (1) KINGSTON, M. J. (2).

(1) Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid

(2) U.S. Geological Survey, National Center, MS 927, Reston, 22092 VA, U.S.A.

En un área del Macizo Hespérico, localizada en el sector central de la provincia de Cáceres, en el que afloran fundamentalmente materiales del Complejo Esquisto-grauváquico, intruidos localmente por granitos tardicinemáticos, se ha puesto a punto un método para la localización de aureolas de metamorfismo de contacto producidas en rocas metasedimentarias en base al análisis y tratamiento de las imágenes registradas por el satélite Landsat Thematic Mapper (Landsat TM) (Rowan et al., en prensa).

Las técnicas de tratamiento digital de estas imágenes han permitido diferenciar suelos derivados de rocas afectadas por un metamorfismo de contacto de suelos derivados de rocas equivalentes solo afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado, en base a las diferencias de respuesta espectral que presentan ambos tipos de suelos. Estas diferencias espectrales han sido confirmadas "in situ" por los datos registrados con un radiómetro de campo de espectro continuo y, en laboratorio, mediante un espectrofotómetro. En ambos casos se ha analizado el espectro en la región del visible e infrarrojo próximo ($0,4\mu\text{m} - 2,5\mu\text{m}$).

Las técnicas de tratamiento digital más adecuadas que se han desarrollado con el fin de resaltar estas diferencias espectrales son: la composición de cocientes en color, TM4/TM5 en azul, TM3/TM1 en verde, TM5/TM7 en rojo (Rowan et al., op. cit.), y la clasificación digital supervisada Bayesiana (Anton-Pacheco, et al, en prensa).

El reconocimiento de campo de las áreas así clasificadas ha permitido ampliar la cartografía de las aureolas de contacto de los granitos de Plasenzuela y Trujillo. Como consecuencia de los óptimos resultados obtenidos en estas áreas, se ha aplicado este mismo método en el entorno de la mina de San Nicolás (Valle de la Serena). Para ello se ha realizado un vuelo con el scanner multiespectral Daedalus ADS 1268 (Airborne Thematic Mapper, ATM) que registra en once canales (visible-infrarrojo próximo e infrarrojo térmico). El área de San Nicolás se halla constituida por materiales cuarcíticos, pizarrosos y calcáreos de edad Ordovícico-Devónica en los que intruye un cuerpo granítico del que sólo aflora un pequeño apuntamiento de granito albitizado. Las mineralizaciones filonianas de San Nicolás (W-Sn-Bi) aparecen en relación espacial y probablemente genética con diques de granitos greisenizados.

Estos diques pueden estar relacionados con dicho apuntamiento granítico, cuya importancia es todavía desconocida. La aureola de metamorfismo de contacto cartografiada mediante la clasificación digital de los datos Landsat TM y de los datos Daedalus ATM, cubre una considerable extensión hasta ahora desconocida, que hace sospechar que la dimensión del cuerpo intrusivo puede ser mucho mayor en profundidad.

Dadas las pequeñas dimensiones de estas cúpulas, que en muchos casos no llegan a aflorar, la utilización de nuevas técnicas de teledetección que permitan la cartografía de aureolas de metamorfismo de contacto en la cobertera de materiales metasedimentarios encajantes, puede ser de gran utilidad para la búsqueda y prospección de estos cuerpos y de sus mineralizaciones asociadas.

Bibliografía:

ROWAN, L.C.; ANTON-PACHECO, C.; BRICKEY, D.W.; KINGSTON, M.J., PAYAS, A.; VERGO, N. y CROWLEY, J.K. (en prensa). Geophysics.

ANTON-PACHECO, C.; ROWAN, L.C.; PAYAS, A.; BEL-LAN, A.; KINGSTON, M.J.; RIAZA, A. y BRICKEY, D.W. (en prensa). II European Workshop on Remote Sensing in Mineral Exploration.

RELACIONES ENTRE MINERALIZACIONES ESTRATOIDES Y FILONIANAS DE Cu-Sb-Pb AL SUR DE ATECA (PROVINCIA DE ZARAGOZA).

GALLEGO, M., (1) LUNAR, R., (2) GUMIEL, P. (1)

(1) Dirección de Recursos Minerales (IGME).

(2) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Fac. C.C. Geológicas. UCM. Madrid.

Los yacimientos de Cu-Sb-Pb del área Ateca-Munébrega-Nuévalos - (Provincia de Zaragoza), se encuentran en el Macizo de Ateca, - uno de los dos núcleos hercínicos, afectados por la Orogenia - Alpina, que constituyen la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

La serie encajante de estas mineralizaciones está constituida - por una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras del Cámbrico Superior-Tremadoc (Serie Ibérica). Dentro de esta serie, - los indicios se localizan en la Formación Valconchán, la cual está constituida por una alternancia de pizarras, areniscas - cuarcíticas y cuarcitas, ordenadas según megasecuencias de energía creciente. Los caracteres sedimentológicos de estos materiales permiten considerarlos como propios de un ambiente intermareal dentro de una plataforma siliciclástica somera.

Se han distinguido dos tipos de mineralizaciones : 1) Mineralizaciones estratoides, de carácter lenticular y asociadas a niveles cuarcíticos en el techo de la Formación Valconchán y, 2) Mineralizaciones filonianas, situadas en alternancias de pizarras y cuarcitas en la base de la formación.

La asociación mineral de estos depósitos está compuesta principalmente por bournonita, calcopirita y galena, con estibina y pirita de carácter accesorio. Las gangas son cuarzo y baritina. Ambos tipos de mineralización presentan importantes procesos supergénicos que dan lugar a un gran número de minerales secundarios, como por ejemplo, calcosina, covellina, azurita, malaquita, cerusita, anglesita, goethita, hematites y sulfoantimonuros de Cu y Pb.

Con objeto de conocer la distribución de los elementos metalogénicos (Sb, Cu, Pb, Sn, As y Ag), se ha realizado un desmuestre sistemático en los diferentes materiales de la Formación Valconchán. Los resultados analíticos sugieren que el nivel al que se asocian las mineralizaciones estratoides se encuentra enriquecido en Pb, Zn y Cu, incluso en las zonas no mineralizadas (1615 ppm de Pb, 1830 ppm de Zn y 74 ppm de Cu en cuarcitas a techo de la formación). Para las mineralizaciones filonianas, situadas en la base de la formación, se realizó un perfil de distribución de estos mismos elementos, detectándose anomalías de Pb, Zn, Cu y Sb (996 ppm de Pb, 105 ppm de Zn 6050 ppm de Cu y 135 ppm de Sb).

Por último, y en base a los resultados obtenidos, se plantean dos hipótesis acerca del origen de los metales para las mineralizaciones estratoides: la primera, supone un origen sinsedimentario, en un medio euxínico dentro de un ambiente de plataforma somera; la segunda, contempla la influencia exhalativa de alguna de las manifestaciones volcánicas próximas a las mineralizaciones. Por lo que se refiere a las mineralizaciones filonianas, podría tratarse de filones hidrotermales "per descensum", que se formarían como resultado del lixiviado de las concentraciones primarias estratoides, junto con el del "stock-metal" contenido en las rocas encajantes.

ASPECTOS QUÍMICOS Y MINERALÓGICOS DE LAS ALTERACIONES SUPERGÉNICAS EN YACIMIENTOS DE SULFUROS DEL SE DE ESPAÑA.

HUESO, R., (1) PEREZ SIRVENT, M.C., (2) RODRIGUEZ GORDILLO, J., (1) SANCHEZ VIÑAS (3) VELILLA, N. (1).

(1) Dpto. de Mineralogía y Petrología. Univ. de Granada. (2) Dpto. de Geología. Univ. de Murcia.
(3) Dpto. de Química Analítica. Univ. de Granada.

Se han estudiado de un modo comparativo dos áreas correspondientes a los distritos mineros de Sierra Almagrera (Almería) y Mazarrón (Murcia), que presentan similares mineralizaciones primarias (BPG) pero contextos geológicos diferentes. En Sierra Almagrera la mineralización de sulfuros es de galena, pirita y esfalerita, que junto a siderita y barita, constituyen un complejo filoniano en micasquistos grafitosos de grano fino pertenecientes al Complejo Alpujarride. En Mazarrón, la mineralogía principal (BPG) es la misma pero se acompaña, fundamentalmente, de cuarzo y forma una red anastomosada de filones enclavada en rocas volcánicas calcoalcalinas potásicas del Neógeno.

En ambas zonas se observan procesos muy desarrollados de alteración supergénica que afectan tanto a las mineralizaciones como a la roca encajante, favorecidos por las características climáticas de la zona: escasa e irregular pluviosidad y elevadas temperaturas medias.

Se ha realizado el estudio mineralógico de muestras de alteración y de mineralización primaria mediante difracción de rayos X y microscopía óptica de luz transmitida y reflejada, así como el análisis químico de elementos mayoritarios y minoritarios de las fracciones solubles en H_2O , solubles en ácidos y muestra total, mediante espectrometría de absorción atómica y espectrometría de plasma.

El estudio de las alteraciones evidencia una compleja composición mineralógica, con influencia estacional, incrementada por la gran cantidad de fases solubles en agua con diferente grado de hidratación. Las fases solubles predominantes corresponden a los sulfatos de Fe^{3+} (copiapita, coquimbita, botriógeno, fibroferrita, butlerita y hohmanita) y, en menor medida, los de Zn (gunningita, bianchita y goslarita). De las mencionadas, copiapita, botriógeno y gunningita son las mayoritarias en Mazarrón, mientras que copiapita y coquimbita lo son en Sierra Almagrera. Otras fases solubles presentes son las correspondientes a la serie $SO_4Fe \cdot nH_2O$ (melanterita, rozenita, etc.) y fases de Mn tales como ilesita y szmikita. De modo esporádico se encuentran kieserita, epsomita, pickeringita y halotrichita. En líneas generales, los sulfatos insolubles en agua son tan abundantes como los solubles. Entre aquellos la jarosita

de hidronio es la única fase importante, ya que los restantes o bien son poco frecuentes (alunita), o se encuentran en pequeñas cantidades (yeso, anglesita). Entre los minerales no sulfatados destacan la hematites, goethita, y, en menor proporción, esmectita, kandita y cerusita.

Un minucioso tratamiento de los datos químicos pone de manifiesto una serie de correlaciones, en unos casos específicas de cada área, y en otras común. Es de destacar el elevado grado de correlación entre parejas Mn-Mg y Zn-Cd, y, en menor medida, el existente entre parejas Al-Zn, Zn-Mn y Zn-Mg.

La relación Mn-Mg puede ser explicada por la asociación ilesita y grupo de la guningita, o por la coexistencia de ambos elementos en el grupo citado y en el botriógeno. La relación entre Zn y Cd puede atribuirse a la afinidad geoquímica entre ambos.

El estudio de los procesos de alteración pone de manifiesto que estos se han desarrollado de un modo complejo y en los que es necesario considerar la interacción de factores diversos tales como pH, fuerza iónica del medio, e incluso topográficos y climáticos. En la primera fase de alteración de la mineralización primaria, en la que la presencia de pirita desempeña un papel determinante, se forman hematites, jarosita (esencialmente de hidronio), anglesita y cerusita.

La evolución posterior del sistema está condicionada por la solubilidad de los distintos sulfatos, de forma que sucesivas etapas de evaporación y sobresaturación darían lugar a la aparición de diferentes fases solubles en agua, que serían función de la disponibilidad de iones en solución y de los factores fisicoquímicos apuntados anteriormente.

(Este trabajo forma parte del Proyecto 328/83 de la C.A.I.C.Y.T.).

ESTUDIO DE ALGUNAS MINERALIZACIONES DE BARITA AL SUR DE LLERENA (BADAJOZ, ESPAÑA).

MIRAS RUIZ, A., HERNANDEZ ARNEDEO, M.J., GALAN, E
Dpto. de Geología. Univ. de Sevilla.

Las mineralizaciones estudiadas aparecen asociadas a un conjunto de materiales detrítico-carbonatados de edad Cámbrico inferior (Perejón, 1984) en el denominado Dominio de Zafra-Monesterio (Zona de Ossa-Morena). Las baritas encajan en pizarras con niveles de calizas con sílex (Formación Santo Domingo, Liñán 1978), que presentan frecuentes cambios laterales de facies a pequeña escala.

Se han distinguido varios tipos de mineralizaciones atendiendo a su morfología y a sus relaciones con los encajantes:

- Barita diseminada en niveles carbonatados.
- Barita rellenando venas estilolíticas, deformadas por una esquistosidad de flujo (S₁), con calcita, pirita y/o siderita.
- Barita formando concrecciones de escala métrica, acompañada fundamentalmente por sílice.
- Niveles estratiformes de barita de hasta 50 m de longitud y con espesores que pueden alcanzar los 2 m. Sus contactos con los encajantes pueden ser graduales, estableciéndose a veces zonas con barita laminar y/o lenticular. Dado su comportamiento competente, estos niveles suelen estar afectados por cizallamientos que producen interrupciones en su continuidad. Esta barita es generalmente masiva, con textura granoblástica y una cierta orientación preferente. A veces alterna con lechos cuarcíticos y/o cuarzo-peliticos (barita laminar), conformando aparentemente una textura rítmica diagenética. Como accesorios contiene moscovita, pirita y relictos de carbonato idiomorfo. Por otra parte, es común en estas rocas la actuación de procesos tardíos de silicificación y dolomitización.
- Barita filoniana que rellena fracturas posthercínicas N80°E y N130°E. Se encuentran restringidas al tramo de la secuencia stratigráfica en el que se presentan las anteriores baritas descritas. En estos filones son frecuentes las zonas de brechificación. La baritina aparece en grandes cristales centimétricos tableados, con frecuentes inclusiones de siderita y calcita.

Atendiendo a las características del entorno geológico y a las consideraciones anteriormente expuestas, podemos concluir que estas mineralizaciones son sinécticas con las rocas sedimentarias encajantes, o se han formado durante su diagénesis. Posteriormente, durante las etapas de deformación hercínica tuvo lugar una recristalización generalizada.

Las baritas que rellenan fracturas posthercínicas razonablemente se formaron por removilización postectónica de las anteriores.

Bibliografía:

- LIÑAN, E. (1978). Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 212 p.
PEREJON, A. (1984). Cuad. Geol. Ibérica, 9, 213-265.

**ASPECTOS GENÉTICOS DE LAS MINERALIZACIONES DE F (Ba-Pb) DEL
ÁREA DE COLMENAR DE ARROYO (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL).**

LOCUTURA, J., TORNOS, F.

Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

Se estudian las características mineralógicas y geoquímicas de la mina "San Eusebio", ejemplo de un conjunto de filones de dirección WNW-ESE que encajan en adamellititas y granodioritas algo orientadas. Son filones monótonos con alteración hidrotermal de tipo silicificación - sericitización y una mineralización masiva de fluorita superpuesta vertical y temporalmente por una de barita. Los minerales metálicos, galena, calcopirita, pirita y esfalerita, son accesorios en el relleno filoniano y roca hidrotermalizada.

La mineralización presenta enriquecimientos en las zonas de intersección con cizallas dúctil frágiles de dirección WSW-ENE que llevan asociada una intensa cloritización - silicificación previa. Estas estructuras son tempranas en la evolución tardihercínica del SCE y han sido reactivadas durante la mineralización.

El estudio de inclusiones fluidas, geoquímica y geotermometría de cloritas y sericitas permite establecer que el proceso está ligado a fluidos hiposalinos (menos de 2% NaCl equiv.), pobres en CO_2 ($\text{XCO}_2 < 0.05$) y ricos en Na^+ (mNa^+/mK^+ alrededor de 20-25) con pH ligeramente alcalinos (6.3 ± 0.5). La mineralización se ha formado a temperaturas progresivamente descendentes (de menos de 300°C hasta 150° y presiones hidrostáticas inferiores a los 300 bares, en un régimen de fS_2 y fO_2 intermedias. La deposición de la fluorita se produce en el rango de temperatura $160-200^\circ\text{C}$.

A partir de los criterios anteriores se establecen las posibles causas de deposición de la mineralización y se discuten los distintos procesos genéticos.

ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS EN LA MINERALIZACION DE PLATA DE LA BODERA (SISTEMA CENTRAL).

SIERRA, J., VINDEL, E., LUNAR, R., LOPEZ GARCIA, J.A., MARTINEZ FRIAS, J.
Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de Ciencias Geológicas. Univ. Complutense. 2840 Madrid.

La mineralización de La Boderá está situada en el extremo --- oriental del Sistema Central y constituye el yacimiento más - oriental de una banda argentífera de dirección E-W que se extiende desde Bustarviejo hasta Hiendelaencina y La Boderá. Se trata de filones de dirección NW-SE y E-W que encajan en el - tramo basal de la Formación Hiendelaencina, gneises glandulares y la serie samítico-pelítica de la Formación Cardeñosa. La paragénesis está constituida por esfalerita, galena, calcopirita y minerales de plata, tales como freibergita, pirargirita, polibasita y freislebenita en ganga de baritina, cuarzo, fluorita y siderita.

El estudio de inclusiones fluidas se ha realizado sobre cuarzo y fluorita. Se establece la salinidad y temperatura, así como la evolución de los fluidos hidrotermales, poniéndose de relieve la existencia de mezcla de soluciones. Estos datos, unidos a las temperaturas de desmezcla y a los límites de estabilidad térmica de los sulfuros y sulfosales, contribuyen al conocimiento de las condiciones de formación de la mineralización.

ESTUDIO DE ALGUNAS MINERALIZACIONES CUPRIFERAS ASOCIADAS A LOS MATERIALES DE LA FORMACION ARTES (DEPRESSIO CENTRAL CATALANA, BAGES).

CARDELLACH, E., (1) COLLDEFORNIS, B., (2) LLORENTE, J.A., LLUIS DE PEGUERA, I.B., (3) MATA-PERELLO, J.M., (3)

(1) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. Autónoma de Barcelona. Bellaterra.

(2) San Vicenc de Castellet (Bages). (3) E.U.P. Manresa (U.P.C.), Manresa (Bages).

En este trabajo, se estudian tres mineralizaciones cupríferas, situadas en las inmediaciones de Manresa (comarca del Bages), cerca de las poblaciones de Avinyó, Balsareny y Moià. En los tres lugares, existen una serie de indicios de carbonatos de cobre (malaquita y azurita), ligados a materiales de origen fluvial, pertenecientes a la Formación Artés (la cual marca el tránsito Eoceno Superior-Oligoceno). Estas mineralizaciones se sitúan, en los tres lugares sobre niveles carbonatados, de origen lacustre, que se hallan intercalados entre los materiales anteriormente mencionados de la Fm. Artés, en las que rellenan pequeñas fisuras.

Ocasionalmente, como sucede en uno de los indicios de Moià, las mineralizaciones de cobre se sitúan sobre unos afloramientos lignitíferos, de la citada Fm. Artés.

La Fm. Artés es una secuencia molásica típica, de relleno de cuencos de depresión. En este caso se trata de la Depresió Central Catalana, y los materiales proceden de la denudación del Sistema Mediterrani. Estos materiales están constituídos por alternancias arcilloso-arenosas, con intercalación de niveles carbonatados.

Los indicios se relacionan con la presencia de materia orgánica entre los niveles carbonatados. El Cu ha precipitado en parte como sulfuro, reemplazando a la materia orgánica, siendo posteriormente oxidado a carbonato.

LOS MARMOLES DE LA ZONA AXIAL DEL PIRINEO ORIENTAL Y SU UTILIZACION EN EPOCA ROMANA.

ALVAREZ, PEREZ., A.

Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. Autónoma de Barcelona. Bellaterra.

En la zona axial pirenaica abundan las formaciones de mármoles, algunas de ellas conocidas y utilizadas en época romana, tanto en construcción como en ornamentación.

Se trata de caracterizar los diversos tipos de mármoles para poder determinar su presencia en los restos arqueológicos excavados en la actualidad. Las áreas de máximo interés vienen condicionadas por la densidad de asentamientos romanos existentes en la misma y por la posible utilización de los materiales cercanos.

Se consideran las zonas de Benasque (Huesca), Arties (Vall d'Aran) y Cabo de Creus (Gerona) en la vertiente española. Las zonas de Saint Beat (Alto Garona) y los montes Alberes (Pirineos orientales) en la vertiente francesa de la zona axial del Pirineo.

Los mármoles se estudian ópticamente, mediante lámina delgada. Además en cada muestra se analiza, de un modo sistemático, una serie de elementos químicos de conocida significación genética, con el fin de establecer las posibles correlaciones existentes entre los diversos yacimientos.

Toda la información numérica recogida es tratada estadísticamente a través del análisis discriminatorio de poblaciones.

Finalmente se da cuenta de los materiales realmente utilizados en época romana y se establece una topografía base de los lugares donde han sido encontrados e identificados.

PRESENCIA DE SEPIOLITA FIBROSA EN BASALTOS ALCALINOS DEL AREA DE ALFARA (BAIX EBRE, TARRAGONA).

BASTIDA, J., (1) BESTEIRO, J., (2) LAGO, M., (3) POCOVI, A., (4) REVENTOS, M.M. (1).

(1) Dpto. de Geología, Univ. de Valencia

(2) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía, Univ. de Zaragoza

(3) Dpto. de Petrología, Univ. de Zaragoza

(4) Dpto. de Geomorfología y Geotectónica, Univ. de Zaragoza.

Se considera poco frecuente la presencia de sepiolita en filones hidrotermales. (VELDE,1985).

En los basaltos alcalinos de edad Trias - Lias del área del Castillo de Carles (Alfara, Tarragona), se ha identificado sepiolita fibrosa macroscópica formando parte de una mineralización de relleno de fractura que presenta la asociación calcita + sepiolita + interestratificado vermiculita - esmectita + calcedonia.

La sepiolita se ha caracterizado mediante difracción de rayos X, microscopía óptica, microsonda, S.E.M y A.T.D-A.T.G.

La naturaleza del interestratificado se establece obteniendo los parámetros de interestratificación binaria según los procedimientos de MACEWAN, RUIZ AMIL y BROWN, G. (1961) y RUIZ AMIL, RAMIREZ GARCIA y MACEWAN (1967).

Con los datos aportados, se discute la génesis de la asociación observada.

Bibliografía:

MACEWAN, D.M.C; RUIZ AMIL, A y BROWN, G. (1961) in G. BROWN (Edit.) Mineralogical Society, Londres.

RUIZ AMIL, A; RAMIREZ GARCIA, A y MACEWAN, D.M.C (1967). Volturna Press, Edinburgo.

VELDE, B. (1985). Elsevier, Amsterdam.

MINERALIZACIONES ASOCIADAS A DIABASAS DEL AREA DE LUGAR NUEVO DE FENOLLET (VALENCIA).

BASTIDA, J., (1) LAGO SAN JOSE, M., (2) POCOVI, A. (3)

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

(2) Dpto. de Petrología. Univ. de Zaragoza

(3) Dpto. de Geomorfología y Geotectónica

En el área de Lugar Nuevo de Fenollet (Valencia), afloran diabasas de afinidad alcalina ubicadas en sedimentos de facies Keuper (MARTEL, 1975; RIOS, ZAPATERO y BELTRAN, 1982). En las zonas de contacto, se sitúan mineralizaciones asociadas al metamorfismo de contacto producido por la diabasa (diópsido, grosularia) así como a procesos hidrotermales (pirita, granate, talco, interestratificados clorita - esmectita y zeolitas).

Se presentan datos sobre las características de emplazamiento de la diabasa, con especial referencia a la diversidad de las facies (zonas de borde y zonas centrales del afloramiento) y a su composición mineralógica y geoquímica.

Se identifican las referidas mineralizaciones antes señaladas y se efectúa una aproximación a sus condiciones de formación.

Bibliografía:

- MARTEL, V (1975). Afloramiento volcánico de Lugar Nuevo de Fenollet. I. Centenario de la R.S.E de H.N. pp.297-300.
- RIOS, L.M; ZAPATERO, M y BELTRAN, F. (1982). Mapa Geológico de España, 2ª Serie, Hoja N°770.

ESTUDIO MINERALOGICO EN LA FRACCION SAMITICA DE LAS TERRAZAS DE LOS RIOS JARAMA Y HENARES.

DIAZ ALVAREZ, M.C., (1) FORT GONZALEZ, R. (2)

(1) E.T.S.I. Agrónomos. 28040 Madrid

(2) Instituto de Geología Económica. C.S.I.C. 28040 Madrid

El río Jarama presenta seis niveles de terrazas (Pérez Gonzalez et al., inéd.) bien diferenciados entre Torremocha del Jarama y Casa de Uceda. Esta cuenca tiene sus aportes de granitos y granodioritas de dos micas del área de Somosierra, así como de gneises glandulares. También tiene aportes de micacitas del Cámbrico y pizarras del Ordovícico y Silúrico. Por último, ya en la zona por nosotros estudiada, las terrazas han tenido un aporte de material a partir del Terciario detrítico.

En el río Henares se han diferenciado doce niveles de terrazas en su margen derecho, entre Meco y Aloveras (Pérez González y Gallardo, inéd.). La cabecera de este río discurre sobre materiales sedimentarios del Triásico y del Jurásico. También presenta importantes aportes a través de sus distributarios por el margen derecho (ríos Sorbe y Canamas), de gneises glandulares del basamento Precámbrico y de esquistos del Paleozoico. Igualmente, tiene aportes de los depósitos detríticos del Terciario sobre los que se encuentran.

La composición mineralógica de los distintos niveles de terrazas de ambas cuencas fluviales va a ser heredada de las áreas fuentes, presentando variaciones en función de la hidrodinámica del medio de transporte, de la capacidad de migración de cada especie mineral definida por su resistencia a la abrasión física y química, y por último, de su estabilidad ante los procesos diagenéticos.

La mineralogía de la fracción pesada en ambas cuencas es similar, con la diferencia que el río Jarama presenta un mayor contenido de turmalina, sillimanita y andalucita; y menor de estauroлита y epidota que los existentes en el río Henares.

Existen significativas variaciones en el contenido de algunas especies minerales con la edad de las terrazas. Para ambos sistemas de terrazas los circones y turmalinas aumentan al aumentar la edad de los niveles, mientras que el granate y sillimanita disminuyen. La andalucita y las micas (biotita y cloritas) disminuyen su contenido cuanto más antigua son las terrazas, siendo este hecho únicamente patente en la cuenca del Henares.

Las relaciones granate/turmalina + circón y estauroлита/turmalina + circón disminuyen con la edad de las terrazas, siendo esta evolución mejor observado en los niveles de terraza del Río Jarama. Esto viene determinado por la estabilidad del circón y de la turmalina a los procesos diagenéticos, que conlleva a un aumento relativo de estos minerales. La desaparición de algunas especies minerales por estos procesos es comprobado también al estudiar la relación minerales estables/minerales inestables, que aumenta cuanto mayor es la edad de las terrazas para ambos sistemas fluviales.

En cuanto a la fracción ligera, el río Henares presenta un mayor contenido en feldespatos potásicos y de plagioclasas que los existentes en río Jarama. La moscovita, que aparece en bajos contenidos, disminuye con la antigüedad de las terrazas del río Henares y aumenta ligeramente para las del Jarama, siendo en estas más abundante este mineral.

BIBLIOGRAFIA

- PEREZ GONZALEZ, A.; GALLARDO, J. y PORTERO, J.M.- Mapa geomorfológico a escala 1:50.000 de Valdepeñas de la Sierra (485). I.G.M.E. (Inédito)
- PEREZ GONZALEZ, A y GALLARDO, J.- Mapa geomorfológico a escala 1:50.000 de Algete (535). I.G.M.E. (Inédito).

ESTUDIO TERMICO DE PREHNITAS NATURALES

DOMINGUEZ BELLA, S., (1) GALVAN, J.C., (2) ALVAREZ, M.A. (2)

(1) Dpto. de Geología. Fac. de Químicas. Univ. de Cádiz.

(2) Dpto. de Geología. Fac. de Químicas. Univ. de Sevilla.

Se presenta un estudio sistemático por IR y DRX de seis prehnitas $\text{Ca}_2\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ naturales, de diversas localidades (Cistaín, Buitrago, Conil, Poona y New Jersey) caracterizadas por un diferente contenido en hierro en su análisis por absorción atómica.

La asignación de las principales bandas de absorción de los espectros IR así como los análisis por ATD-TG y MS de las muestras en estudio, permiten comprobar cambios estructurales en la prehnita que dependen de la substición isomórfica Fe^{3+} por Al^{3+} en huecos octaédricos. Al mismo tiempo, se comprueba que la deshidratación de la prehnita tiene lugar a alta temperatura (a partir de 715°C) evidenciando dos conformaciones diferentes para los grupos (OH) presentes en su estructura y evolucionando, como resultado de su completa disolución térmica, hacia las fases de anortita + wollastonita. Se discute el proceso de deshidrotación en función del diferente contenido en hierro de las muestras.

MINERALOGIA DE LAS PRINCIPALES FORMACIONES ARCILLOSAS DE ARAGON

GARCIA ROMERO, E., (1) MUÑOZ DE LA NAVA SANCHEZ, P., (2) NAVARRO GASCON, J.V., (3) PEREZ CUADRA, P.M.

(1) Sección de Químicas. Colegio Universitario de Toledo.

(2) Sección de Rocas Industriales. I.G.M.E.

(3) Aplicaciones Geológicas, S.A.

El presente trabajo es un resumen de los resultados obtenidos a lo largo del Proyecto 131/86, realizado por el I.G.M.E. y titulado "Posibilidades de Arcillas Especiales en Aragón. 1ª Fase". En el mismo, a través de 90 puntos de muestreo, se procede a la tipificación, con fines industriales, de las principales formaciones arcillosas de Aragón. Se recurre para ello a tres ensayos básicos de caracterización: Análisis mineralógico mediante difracción de R-X sobre muestra total y fracción $< 20 \mu$, análisis químico y granulometría. Sobre muestras seleccionadas se realizan asimismo diferentes ensayos tecnológicos: Límites de Atterberg, ensayos de cocción, eflorescencias, reología, capacidades de cambio y absorción de agua y aceite.

Los resultados se presentan referidos a las diferentes Unidades Geológicas existentes:

1.- CORDILLERA IBERICA

- * Keuper = Arcillas fundamentalmente ilíticas con bajo contenido en carbonatos.
- * Facies Weald = Limos arcillosos ilítico-caoliníticos.
- * Form. Utrillas = Arcillas caolinítico-ilíticas bajas en Fe_2O_3 y arcillas ilítico-caoliníticas con alto contenido en Fe_2O_3 . Se excluyen de este estudio las arenas caoliníferas de esta misma formación.

2.- DEPRESION DE ALFAMBRA-TERUEL

- * Arcillas ilíticas en el Oligoceno del Sinclinal de Aguatón

- * Arcillas ilíticas con contenidos medios en caolinita en el -- Mioceno de Teruel.

3.- DEPRESION DE CALATAYUD

- * Limos arcillo-arenosos ilíticos con cantidades pequeñas de -- caolinita y contenidos medios-altos en cuarzo y carbonatos en las facies de borde.
- * Arcillas y margas arcillosas predominantemente ilíticas con contenidos bajos en caolinita y clorita en las unidades arcillosas de centro de cuenca.
- * Arcillas esmectíticas en los niveles arcillosos intercalados con las calizas de centro de cuenca.
- * Facies con sepiolita o paligorskita.

4.- DEPRESION DEL EBRO

- * Form. Peraltilla = Limos arcillosos con alto contenido en carbonatos y cuarzo y composición ilítica, siendo accesoria la caolinita.
- * Form. Sariñena = Arcillas, margas y limos arcillosos ilíticos con pequeños contenidos en clorita, caolinita y cuarzo.
- * Series de Transición de Tarazona = Limos ilíticos con pequeñas cantidades de caolinita y clorita, apareciendo mineralogías más complejas en el tránsito hacia facies centrales.
- * Form. Longares = Arcillas y margas ilíticas con pequeñas proporciones de caolinita y clorita. Margas sepiolíticas rellenando fracturas en el sector W. Se detectan niveles esmectíticos en el sector E (Miembro Codo).
- * Terciario del borde SE de la Depresión = Arcillas y limos arcillosos ilíticos con contenidos medios-bajos en caolinita.

5.- DEPRESION DE ALMAZAN

- * Limos arenosos ilíticos con contenidos medios-bajos en caolinita.
- * Series margoarcillosas ilítico-paligorskíticas.

MINERALOGIA Y GEOQUIMICA DE MATERIALES DOLOMITICO-YESIFEROS EN LAS FACIES CENTRALES DE LA CUENCA DEL DUERO.

LEANTE PEREZ, H., (1) POZO RODRIGUEZ, M., (1) MORENO GUTIERREZ, A., (1) MARTIN RUBI, J.A. (2)

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

(2) Instituto Geológico y Mínero de España (I.G.M.E.)

En las facies centrales de la Cuenca del Duero es posible establecer tres episodios sedimentológicos con características litológicas bien diferenciadas, que de base a techo son:

- a) Aluvial - fluvial (siliciclástica)
- b) Transición fluvio-lacustre (detrítico-carbonática)
- c) Lacustre (carbonático-yesífera)

Dentro de los episodios diferenciados el presente trabajo se centra en el último de los mencionados. Para ello se ha estudiado una serie litológica de 80 m. de potencia ubicada en la zona de Villanueva de los Infantes (Valladolid), donde predominan los fangos carbonáticos dolomíticos con buen desarrollo de los yesos y esporádicas intercalaciones de lutitas. El estudio mineralógico de estos materiales pone de manifiesto la siguiente asociación: dolomita - filosilicatos (illita, sepiolita, esmectita, caolinita) - calcita - [cuarzo - epsomita]. Las características sedimentológicas y mineralógicas permiten inferir un ambiente lacustre con basicidad y salinidad alta, de tipo "playa-lake", donde los procesos de dolomitización y de génesis de yesos intersticiales adquieren relevancia.

Desde un punto de vista geoquímico la asociación característica de elementos metálicos observada es: magnesio, calcio, bario, estroncio y como elementos traza níquel, cinc y estaño.

En base a la litología y a la distribución y evolución de los elementos metálicos se ha elaborado un modelo sedimento-químico.

CARACTERIZACION DE ALGUNAS CLORITAS DE "CANTERA SULTANA" EN LOS YACIMIENTOS DE Pb-Zn DE LA UNION (MURCIA).

LOPEZ AGUAYO, F., GONZALEZ LOPEZ, J.M.

Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de Ciencias. 50009-Zaragoza.

Se estudian las cloritas de una serie de muestras correspondientes a distintos sondeos de la montera de oxidación de "Cantera Sultana" en la S. de Cartagena. Corresponde esta explotación a una mineralización de Pb-Zn que arma en materiales de edad miocena, similar a la descrita por Oen et al. (1975) para la zona de las minas de Cartes.

La serie miocena está constituida básicamente por una secuencia de materiales detríticos que van desde conglomerados a lutitas, con especial desarrollo de niveles de areniscas y limolitas. Las muestras seleccionadas para este estudio se sitúan en estos últimos niveles.

La asociación mineralógica principal está constituida por cuarzo, clorita, esfalerita, siderita/smithsonita, pirita/marcasita, mica blanca y galena. Ocasionalmente se encuentran también feldespatos, goethita, calcita, dolomita y hemimorfita.

El estudio cristalquímico (DRX) de las cloritas ha puesto de manifiesto el alto contenido en hierro de las mismas. De acuerdo con esto, cuatro de las muestras presentan una composición intermedia entre clinocloro y chamosita, dos muestras corresponden a clinocloro ($F/FM = 0.25$) y la última es una chamosita ($F/FM = 0.64$).

Se han realizado una serie de correlaciones entre el contenido en Fe y Mg de las cloritas, deducido a partir de sus parámetros cristalquímicos, y los resultados de los análisis químicos de la muestra total, expresados como razones F/FM y Fe^{2+}/Fe_{total} ; en ambos casos la correlación es positiva, con coeficientes cuya significación es superior al 1%. De estas correlaciones se deduce que el proceso de oxidación del Fe lleva implícito una pérdida del mismo en las cloritas.

Partiendo de la hipótesis de que las cloritas de estos niveles proceden de materiales de los complejos Nevado-Filabride y Alpujarride (dominio Bético s.s.), resulta evidente que el proceso de mineralización provocó un enriquecimiento en Fe muy importante, dando lugar a la aparición de chamosita. El proceso de alteración supergénica posterior originó una oxidación, con la consiguiente movilización parcial del Fe, lo que se refleja en una distribución zonal de las cloritas con diferentes contenidos en dicho elemento.

RECUPERACION DE CARBONATOS DE CINCO POR FLOTACION Y LIXIVIACION

LOPEZ GOMEZ, F.A., GARCIA CARCEDO, F., MEDINA GARCIA, F., RUIZ SIERRA, J.C.(1), LOPEZ AGUAYO, F. (2)

(1) Centro Nacional de Investigaciones Metalúrgicas. CENIM. Madrid.

(2) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Zaragoza.

El beneficio de los minerales oxidados de cinc y plomo ha sido objeto de numerosas investigaciones en la década de los 60. La mayor parte de estos estudios no han sido desarrollados industrialmente debido a su falta de rentabilidad.(1,2 y 3).

En España, las reservas de estos minerales alcanzan una cifra próxima a los 700 Millones de toneladas y su recuperación, considerando un contenido medio de cinc del 2,5% supondría una cantidad aproximada de 680 mil millones de pesetas. Estas reservas están situadas principalmente en las mineralizaciones de la Sierra de Cartagena (Distrito minero de La Unión, Murcia) y el criadero de Reocín (Santander).

La naturaleza mineralógica de estas reservas es compleja, pero fundamentalmente las paragénesis consisten en: esfalerita, galena, pirita/marcasita, óxidos de hierro, carbonatos de cinc, plomo, hierro y calcio y minerales de la arcilla. Una diferenciación fundamental desde un punto de vista mineralógico la constituye la naturaleza y composición de los minerales de la ganga. En los minerales oxidados de Reocín la ganga principal está formada por dolomita junto con cantidades mucho menores de minerales de la arcilla, en tanto que en los de Peñarroya se compone de cuarzo y filosilicatos (clorita y ocasionalmente mica). Este aspecto influye directamente en los procesos de concentración al condicionar el tipo de tratamiento, ya sea físico (flotación, medio densos, etc.,) o químico (lixiviación, extracción con disolventes, etc.,).

En este trabajo se estudia la recuperación por flotación y lixiviación de una muestra representativa de las reservas nacionales dedicando especial atención al beneficio de las fases oxidadas de cinc (principalmente en forma de carbonato).

Un estudio mineralógico comparativo realizado mediante técnicas de difracción y fluorescencia de RX, microscopía óptica y de barrido y microanálisis químico, pone de manifiesto profundas diferencias en las composiciones de las fases oxidadas tanto desde un punto de vista cuantitativo (diferentes contenidos en cinc) como cualitativo (origen, formación y características cristalóquímicas). Así, la fase oxidada existente en Reocín presenta unas características similares a la smithsonita y su estequiometría media determinada mediante microanálisis ZAF se ajusta a la fórmula: $(CO_3)_2(Zn_{1,30}, Fe_{0,68}, Ca_{0,02})$ con un contenido medio del 38,5% de cinc, en cambio en Peñarroya el carbonato de cinc presenta una estequiometría dada por: $(CO_3)_4(Zn, Fe, Mn)$ con tan solo un 13% de cinc. Estas características cristalóquímicas condicionan asimismo los procesos de recuperación y de este modo, las fases oxidadas de Reocín pueden recuperarse mediante flotación por espumas mientras los de Peñarroya han de serlo mediante lixiviación. La recuperación de los carbonatos ya sea por flotación o lixiviación va precedida de un proceso de flotación de los sulfuros de cinc y plomo y en el caso de los minerales de Peñarroya, de un proceso de preconcentración por medios densos (4). El estéril de este proceso se flota con clorhidrato de amina en medio alcalino previa sulfuración con Na_2S o se lixivia con ácido clorhídrico o sulfúrico obteniéndose finalmente un concentrado de carbonato de cinc o una solución enriquecida que se trata mediante electrolisis para obtener finalmente el metal.

Los resultados obtenidos en el proceso global de beneficio demuestran que las recuperaciones del cinc son altas superando en ambos casos el 60% expresado en términos de recuperación-metal.

MINERALOGIA Y GEOTERMOMETRIA DE LOS DIQUES ACIDOS CON GRAFITO DE ISTAN ASOCIADOS A ROCAS ULTRAMAFICAS DE LA SERRANIA DE RONDA, MALAGA.

LUQUE DEL VILLAR, F.J. (1,2); RODAS, M. (1); GALAN, E. (2); VELASCO, F. (3).

(1) Dpto. Cristalografía y Mineralogía. Univ. Complutense. 28040 Madrid.

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

(3) Dpto de Mineralogía y Petrología. Univ. País Vasco. Apdo. 644. 48080 Bilbao.

Asociados a las masas ultrabásicas de la Serranía de Ronda se encuentran algunos diques ácidos de mineralogía y textura variada, completamente disconformes con la foliación de las peridotitas (HERNANDEZ-PACHECO, 1967). Uno de estos grupos de diques ácidos se localiza preferentemente en los bordes de los macizos ultrabásicos, estando constituidos por cuarzo, plagioclasa, granate, biotita y cordierita, y apareciendo en ellos cantidades variables de grafito finamente diseminado. Los diques estudiados en este trabajo están situados en el borde oriental del macizo de Sierra Bermeja (próximos a la población de Istán) y en el borde sur de este mismo macizo (al norte de Estepona). Además de estos indicios de grafito, aparecen otros más masivos en rocas ultrabásicas, localizados al norte de Benahavis (mina "Marbella"), cuya explotación se llevó a cabo hasta comienzos de siglo.

Desde un punto de vista mineralógico, podemos distinguir dos grupos de rocas o diques, según estén o no presentes los efectos de la alteración hidrotermal. La mineralogía en los diques "inalterados" es muy similar a la de las migmatitas en contacto con los macizos peridotíticos y rocas metamórficas de alto grado (Loomis, 1972). Estas rocas se componen fundamentalmente de cordierita, granate, biotita, cuarzo y grafito; oscilando la proporción de este último ente 10-15%, si bien puede alcanzar localmente concentraciones mayores. Como accesorios tenemos sillimanita, circón, hercinita, ilmenita, pirrotita, calcopirita, pentlandita y otros sulfuros y óxidos más escasos. El grafito aparece como lamelas planares, de longitud media 150 μm , normalmente dobladas y desorientadas, adaptándose a las formas de los granos minerales encajantes. En ocasiones se observa una disposición de los agregados de grafito a modo radial, esferulítico o en rosetas, con dimensiones inferiores al milímetro.

En los diques total o parcialmente "alterados" los minerales anteriores susceptibles de transformación hidrotermal se encuentran fuertemente

degradados o llegan a desaparecer (p. ej., los sulfuros). La cordierita sufre una intensa "pinitización", la biotita es completamente cloritizada y la ilmenita se transforma en un agregado microgranular orientado de "leucoxeno"; los sulfuros son prácticamente reemplazados, conservándose en ocasiones sólo algunos relictos. Perpendicularmente a las salbandas aparecen pequeñas fisuras con relleno simétrico de calcita (a veces ausente), cuarzo microcristalino y zeolitas del tipo analcima o wairakita en parte coetáneas con la intensa serpentización de las rocas ultrabásicas.

La temperatura de formación de los diques se ha determinado a partir del geotermómetro biotita-granate (INDARES y MARTIGNOLE, 1985) y del estado estructural del grafito mediante el estudio de la variación del parámetro "c" (SHENGELIA et al. 1979). El primer geotermómetro, aplicado en los diques inalterados, revela una temperatura de 800-825°C. Por otro lado, los datos de difracción de rayos-X de las muestras de grafito procedentes de los diques alterados e inalterados indican caracteres de alta temperatura, con valores de d y c propios de temperaturas de formación de alrededor de 800-850°C (la curva de dependencia de la temperatura con el parámetro c no se ve afectada por los cambios de presión, según SHENGELIA et al. 1979). Los valores obtenidos concuerdan con los que se deducen a partir de los contenidos en Mn de la ilmenita. Por otro lado, estos valores están de acuerdo con los encontrados por DICKEY y OBATA (1974) para diques grafiticos del macizo de Ronda, similares a los que se presentan en este estudio.

Estos datos ayudan a interpretar el origen de los diques con grafito, como resultado de la refusión parcial de las rocas sedimentarias por metamorfismo de alto grado a temperaturas superiores a los 800°C, producido durante el emplazamiento de las peridotitas (TUBIA, 1985), en presencia de una fase fluida rica en CO₂ y CH₄ que migró desde los sedimentos metamorfozados hacia las zonas de fractura ocupadas por los fundidos anatéticos.

Bibliografía:

- DICKEY, J.S. y OBATA, M. (1974): Mineral. 59, 1183-1189.
 HERNANDEZ-PACHECO, A (1967): Estudios geol. 23, 85-143.
 INDARES, A. y MARTIGNOLE, J. (1985): Amer. Mineral. 70, 272-278.
 LOOMIS, T.P. (1972): Geol. Soc. Amer. Bull. 83, 2449-2474.
 TUBIA, T. (1985): Tesis doct. Univ. País Vasco; 263p.
 SHENGELIA, D.M., AKHVLEDIANI, R.A., KETSHOVELI, D.N. (1979): Dokl. Akad. Nauk SSSR, 235, 132-134.

PARAMETROS DE CELDA Y DISTRIBUCION AI,SI EN FELDESPATOS ALCALINOS DE PEGMATITAS DEL MACIZO DE LABOURD (PIRINEOS VASCOS).

C. ONDARROA, P. P. GIL, A. PESQUERA

Dpto. Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48071 Bilbao.

Se han estudiado una serie de feldespatos alcalinos pertenecientes a rocas pegmatíticas del macizo de Labourd (Pirineos Vascos). Las pegmatitas se encuentran asociadas a cuerpos graníticos y fundamentalmente a paragneises aluminicos de la facies de granulitas. Morfológicamente, responden a estructuras filonianas con límites netos y potencias inferiores a 25 m., y masas lenticulares intercaladas entre los paragneises con una extensión longitudinal menor de 5 m. El cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita son los componentes principales, y como fases accesorias turmalina y apatito. Algunas pegmatitas contienen biotita, y la sillimanita y granate aparecen de manera esporádica.

El feldespato potásico es de naturaleza peritítica (venas y manchas esencialmente) y por regla general exhibe la macla de albita-periclina. No obstante, el maclado se manifiesta en muchos casos como una microestructura cristalina incompleta, es decir, pueden observarse dentro de un mismo cristal regiones macladas coexistiendo con otras no macladas. Por otra parte, cabe citar la presencia de intercrecimientos granofídicos con el cuarzo y, a veces, mirmequitas en contacto con plagioclasa.

Los resultados obtenidos por difracción de Rayos-X manifiestan un alto contenido (N_{Or}) y cierta variación del estado estructural (ortosa, microclina intermedia, microclina baja) y del grado de orden Al, Si de las fases potásicas; variación que puede llegar a registrarse a escala de la muestra. La diferencia ($t_1 - t_2$), estimada a partir de una relación matemática (KROLL y RIBBE, 1983), varía entre 0.35 y 1.0 para fases triclinicas. La distribución Al, Si de los distintos feldespatos estudiados parecen seguir sobre el diagrama $\Delta(b^*c^*) - \Delta(\alpha^*\gamma^*)$ una tendencia intermedia entre un modelo de orden en un estadio (one-step) y un modelo de orden en dos estadios (two-step). Asimismo, la proyección de los datos sobre el diagrama $a^* - Or(b^*c^*)$ revela cierta deformación en la estructura de algunos feldespatos que puede deberse a: (1) coherencia entre fases sódicas y fases potásicas, y (2) coherencia entre dominios generados en la fase potásica.

La aparición de microclina maclada denota un feldespato precursor monoclinico. Pero la persistencia metaestable de ortosa y microclina intermedia refleja cierta incapacidad de los cristales de feldespato para ordenarse completamente, además de posibles variaciones en la razón de enfriamiento. Los estadios intermedios de orden pueden ser el resultado de la falta de energía suficiente para liberar la deformación acumulada durante la inversión. Esto sugiere que los procesos capaces de liberar dicha deformación, como por ejemplo la actividad de fluidos hidrotermales y fenómenos de cizalla, han tenido un efecto heterogéneo sobre el orden. Existen algunos hechos que prueban la acción de tales procesos. Los minerales principales suelen exhibir diversas microestructuras de deformación (extinción ondulante, kinking y distorsión cristalina) y, por otro lado, el alto contenido de ortosa (N_{Or}) en las fases potásicas indica la presencia de una fase fluida importante que catalizaria las reacciones subsolidus. Por último, la ausencia de un maclado de Carlsbad -considerado como una prueba de altas temperaturas- sugiere que los feldespatos cristalizaron a temperaturas relativamente bajas aunque superiores a la temperatura de inversión.

Bibliografía:

KROLL, H. y RIBBE, P. H. (1983). In "Feldspar Mineralogy" (2nd edition; P.H. Ribbe, ed.). Mineral. Soc. Amer., Rev. Mineral. 2, 57-99.

CARACTERIZACION DE LAS CONDICIONES DE CRECIMIENTO DE CRISTALES DE YESO CRECIDOS EN GELES A PARTIR DEL ESTUDIO DE SUS INCLUSIONES FLUIDAS.

LOPEZ, J.A., VIEDMA, C., PRIETO, M.

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

Los problemas teóricos que presenta la técnica de crecimiento de cristales en geles han llevado considerarla en base a un modelo de "Caja Negra" (García-Ruiz, 1980). En este tipo de modelos, ciertas variables de entrada (concentraciones de las soluciones madre, longitud de la columna de gel, pH inicial, etc.) y de salida (momento y posición del primer precipitado, morfologías, etc.) son conocidas, mientras que se desconoce el proceso que tiene lugar dentro del sistema. La evolución de la sobresaturación es sin duda uno de los parámetros fundamentales que ligan las variables de entrada y salida. El estudio cuantitativo de este parámetro, a partir de análisis químicos sistemáticos (Prieto et al., 1987), resulta sin embargo tedioso y sólo permite conocer esta evolución hasta el momento de la primera nucleación. El valor de la sobresaturación a lo largo del proceso de crecimiento y en sucesivas nucleaciones es una incógnita.

En este marco, el estudio de las inclusiones fluidas puede constituir un método indirecto de evaluación de la sobresaturación, que permitirá eludir los aspectos de "Caja Negra" del sistema. En el presente trabajo, se han medido las salinidades (concentración en NaCl) de inclusiones monofásicas que presentan cristales de yeso crecidos en geles. Los cristales se obtuvieron por contradifusión de Na_2SO_4 y Cl_2Ca en gel de sílice inerte. De este modo, la concentración en NaCl, subproducto de la reacción presente en las inclusiones, permite conocer la sobresaturación en $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Los resultados se contrastan para diferentes concentraciones iniciales y diferentes longitudes de la columna de difusión.

Bibliografía:

- GARCIA-RUIZ, J.M. (1981). "Teoría del Crecimiento de Cristales en Geles. Precipitación Polimórfica y Agregados Cristalinos de Morfología Inducida". Tesis. Universidad Complutense. Madrid. 226 p.
- PRIETO, M.; VIEDMA, C.; LOPEZ-ACEVEDO, V.; MARTIN-VIVALDI, J.L. LOPEZ-ANDRES, S. (1987). (Comunicación en este mismo Congreso).

ESPECTROS DE INFRARROJO EN EL GRUPO DE MINERALES DE LA EPIDOTA

BLANCO FERNANDEZ, M.

Dpto. de Geología. Area de Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Oviedo.

Se han estudiado nueve muestras del grupo de la epidota de color verde y pardo, con la técnica de espectroscopía de infrarrojo, en el rango de frecuencias de 4000 a 350 cm^{-1} . La configuración de los espectros es bastante similar, apreciándose algunas diferencias en posición e intensidad de las bandas, producidas por el distinto contenido en hierro o manganeso.

Para la interpretación de los espectros se tuvieron en cuenta las diferencias espectrales, entre zoisitas, epidotas y clinozoisitas, establecidas por Strens, (1964); Sitzia, (1970); Langer et al, (1974); y Narayanan et al, (1977), entre otros.

Los espectros de infrarrojo se realizaron con un espectrofotómetro Perkin Elmer 577, los análisis químicos en una Microsonda Cameca M.BX. y se calcularon los parámetros de la celda a partir de los valores de 2θ obtenidos de los diagramas de polvo en un difractor Philips P.W. 1010. Teniendo en cuenta los resultados de los análisis químicos, se ve que las muestras estudiadas se corresponden, en su mayoría, con los términos más ferríferos, Toriumi, (1972).

Dentro del grupo de muestras estudiadas en este trabajo, se observa que la banda principal, debida a los grupos $(\text{OH})^-$, aparece entre 3340 y 3360 cm^{-1} , correspondiéndose todas ellas con los miembros monoclinicos de la serie, ya que en el caso de que se tratara de zoisitas, dicha banda aparecería a 3260 cm^{-1} . Este hecho coincide con la identificación de las muestras realizada mediante la difracción de Rayos X.

En el rango de frecuencias de 1200 a 800 cm^{-1} , aparecen las bandas debidas a los grupos SiO_4 y Si_2O_7 . En los espectros estudiados se comprueba la existencia de seis bandas comprendidas entre los valores de 1130 y 800 cm^{-1} , correspondiendo la de $\sim 1120\text{ cm}^{-1}$ a los términos más ferríferos y la de 1080 cm^{-1} a las de menor contenido en hierro dentro de los términos ferríferos. La banda con mayor constancia frecuencial aparece a 950 y 900 cm^{-1} , debiéndose esta constancia, según Sitzia, (1970), a los términos más ferríferos y asignándose a los modos de vibración del grupo $(\text{OH})^-$.

De 800 a 300 cm^{-1} aparece una banda con gran variación en su valor oscilando de 800 a 860 cm^{-1} , asignada a una vibración de tipo M-O. La banda prin-

cipal a $640-650\text{ cm}^{-1}$ presenta unos pequeños hombros a $710-720\text{ cm}^{-1}$ que confirman, así mismo, que las muestras son los miembros mas ferríferos de la serie, puesto que no aparece ninguna a 680 cm^{-1} . En dos de las muestras se aprecia una banda a 590 cm^{-1} , lo que hace sospechar que podría tratarse de clinzoisitas, según los datos dados por Clarence, (1975), siendo además las de menor contenido en hierro.

Bibliografía

- CLARENCE, K. (1975). *Infrared and Raman Spectroscopy of Lunar and Terrestrial Minerals*. Academic Press. 214-215
- LANGER, K. y LATTARD, D. (1980). *American Mineralogist*, 65, 779-783
- LANGER, K. y RAITH, M. (1974). *American Mineralogist*, 59, 1249-1258
- NARAYANAN, K.T.R. y IYER, A. (1977). *Journal of Geology Soc. of India*, 18 78-89
- SITZIA, R.P. (1970). *Rend. Semin. Fac. Sci. Univ. Cagliari*, 40, 269-278
- STRENS, R.G.J. (1964). *Nature*, 201, 175-176
- TRIUMI, M. (1972). *Jour. Geol. Soc. Japan*, 78, 545-548

CORRELACION ENTRE PARAMETROS DE RED Y PROPIEDADES FISICAS (VHN y R%) EN DISULFUROS NATURALES DEL SISTEMA $FeS_2-CoS_2-CuS_2$ (TIPO PIRITA).

PANIAGUA, A., (1) MARCOS, C., (1) MOREIRAS, D., (1) PRADO, A. (2)

(1) Dpto. de Geología. Univ. de Oviedo. (2) Inst. Nac. Carbón (C.S.I.C.). Oviedo.

Los disulfuros naturales del grupo de la pirita muestran un amplio rango de solución sólida en el sistema $FeS_2-CoS_2-NiS_2-CuS_2$ (Ypma et al., 1968; Kajiwara, 1969; Moh & Kucha, 1980; Paniagua, 1984; Zárzewski, 1984). En la mina Providencia (Cármenes, León) se ha encontrado el mayor rango composicional, dentro de esta serie, abarcando desde el FeS_2 al CuS_2 casi estequiométricos.

A partir del estudio de las cuatro fases puras (pirita, cattierita, vaesita, y CuS_2 sintético), diversos autores apuntaron la existencia de una aparente linealidad entre composición y parámetros de red, y entre ambos y propiedades físicas. La correlación existente entre composición química y parámetros de red ha quedado ya ampliamente demostrada (Klemm, 1962, entre otros). Sin embargo, la correlación entre ambos y las propiedades físicas no ha sido confirmada previamente. Por ello, y sobre muestras de disulfuros de la mina Providencia, se ha efectuado un análisis cuantitativo de la variación de la reflectividad y la microdureza frente a intervalos conocidos de parámetros de red, hasta cubrir un amplio rango dentro de la serie.

Las medidas de reflectividad, en aire y en aceite, fueron realizadas con un equipo fotométrico Leitz, utilizando luz monocromática (548 nm.) y como patrón de medida el CSi . Con objeto de evaluar la calidad de las medidas hemos utilizado el método descrito por Marcos et al. (1987) que nos proporciona la reflectividad media, la máxima y la mínima de cada uno de los campos medidos, así como unos coeficientes evaluadores de la ortogonalidad de la superficie respecto al haz de luz incidente, anisotropía y otros factores como estabilidad de la lámpara.

El rango de valores obtenido está comprendido entre el 19,18% para un parámetro $a=5,78 \text{ \AA}$ y el 49,04% para un parámetro $a=5,45 \text{ \AA}$ (Fig. 1). A partir de los valores de R en aire y aceite se han obtenido los valores del índice de refracción, n, y del coeficiente de absorción, k, comprendidos entre 1,60 y 2,72 de n, y entre 0,57 y 1,11 de k para las muestras estudiadas. Estos valores son concordantes con los obtenidos por Bither et al. (1968).

Se han efectuado medidas de microdureza Vickers para 14 rangos de solución sólida representativos de todo el sistema. Se han utilizado cargas de 50grs. y 20grs. para todas las muestras, y de 100grs. para muestras de parámetro de red inferior a 5,55Å. Los valores obtenidos varían desde 2365-1551 para $a=5,45 - 5,47 \text{ \AA}$ hasta 665-266 para $a=5,765-5,795 \text{ \AA}$ (Fig. 2). Estos valores están en consonancia con los valores del FeS_2 , CoS_2 y NiS_2 estequiométricos, según Nickel et al. (1971).

En ambos casos se observa una buena correlación lineal entre estas dos propiedades y los parámetros de red correspondientes. Esta correlación se explica en términos de una sucesiva ocupación de los niveles de antienlace en la estructura electrónica de los disulfuros tipo pirita en función de la configuración electrónica de los cationes $Fe^{2+} (d^6)$, $Co^{2+} (d^7)$, $Ni^{2+} (d^8)$, $Cu^{2+} (d^9)$ y $Cu^{1+} (d^{10})$, tal como ha sido apuntado por diversos autores, por ejemplo Tossell et al. (1981).

- KAJIWARA, Y.(1969). *Mineral J Japan*, 5-6, 399-416.
 KLEMM, D. D.(1962). *Neues Jahrb Mineral Monatsh*, 6-91.
 MARCOS, C. y VIRGOS, J. M.(1987). *Bull Soc fr Minéral Cristallog.* (in press).
 MOH, G. H. y KUCHA, H.(1980). *Neues Jahrb Mineral Abh*, 139(2), 134-136.
 NICKEL, E. H., WEBSTER, A. H. y RIPLEY, L. G.(1971). *Can Mineral*, 10, 773-780.
 PANIAGUA, A.(1984). T Lic Univ Oviedo, 170 p.
 TOSSELL, J. A., VAUGHAN, D. J. y BURDETT, J. K.(1981). *Phys Chem Minerals*, 7, 177-184.
 YPMA, P. J. M., EVERS, H. J. y WOENSOREGT, G. F.(1968). *Neues Jahrb Mineral Monatsh*, 174-192.
 ZAKRZEWSKI, M. A.(1984). *Can Mineral*, 22, 499-502.

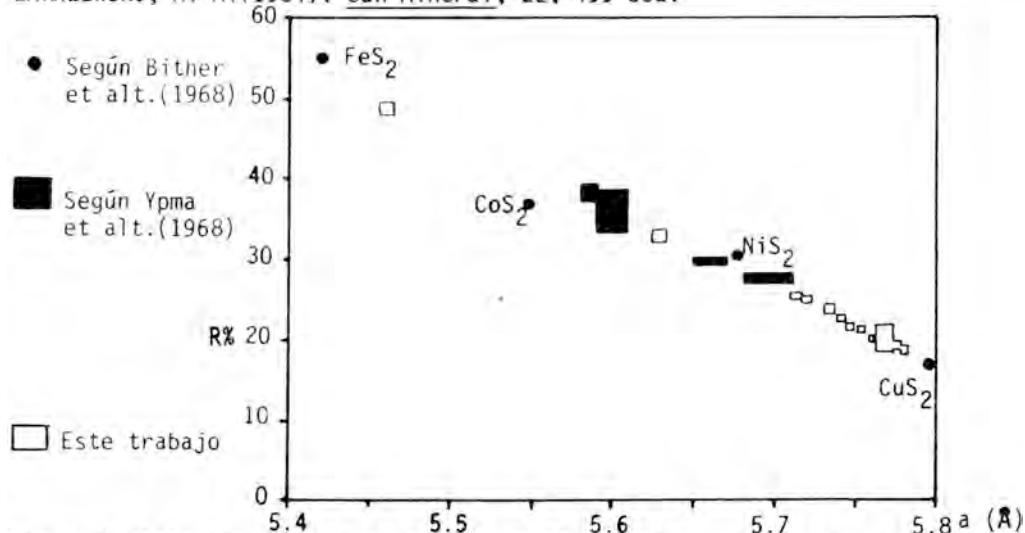


Figura 1. Relación parámetro de red - reflectividad para los disulfuros tipo pirita. Las áreas son proporcionales a la dispersión de las medidas.

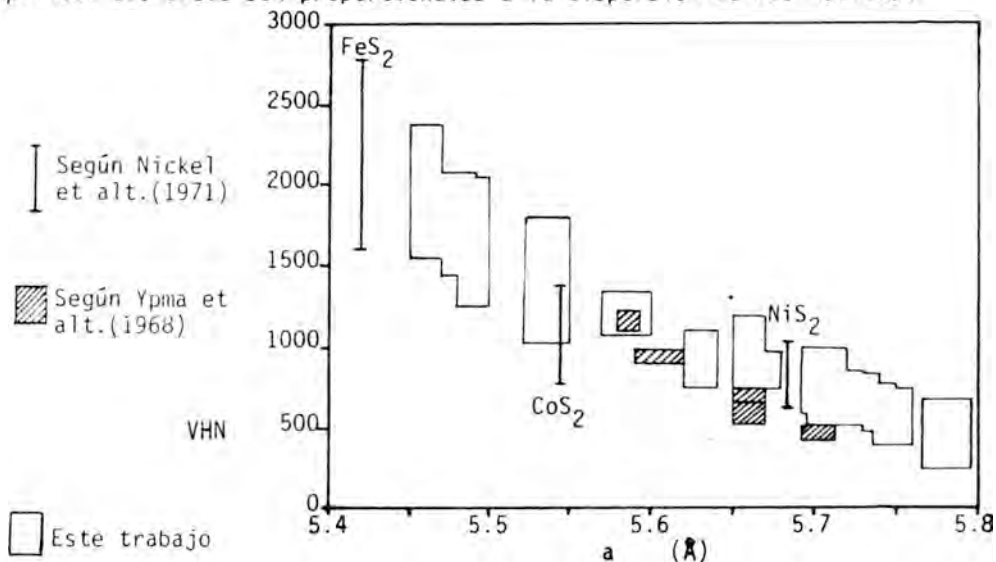


Figura 2. Relación parámetro de red - microdureza Vickers para los disulfuros tipo pirita. Las áreas son proporcionales a la dispersión de las medidas.

EFFECTOS DEL TRATAMIENTO TERMICO Y MECANICO DE LA DISTRIBUCION DE TAMAÑO DE LA GOETHITA.

CORNEJO, J., RENDON, J.L.

Instituto Recursos Naturales y Agrobiología, C.S.I.C.

Los tratamientos térmicos y mecánicos de la goetita han sido estudiados recientemente desde el punto de vista textural (Rendón y col.1983). En el presente trabajo se complementan los resultados obtenidos anteriormente con el estudio de la distribución diferencial de tamaños de poro a distintas temperaturas de calentamiento y diversos tiempos de molienda de la goetita. El análisis de la mesoporosidad de las muestras estudiadas se ha realizado mediante aplicación de los métodos de Dollimore y Heal (1964) y Lippens y col.(1964).

Se ha observado, por aplicación de los métodos anteriormente mencionados, una alta proporción de mesoporos de radios pequeños en las muestras calentadas entre 200 y 350 °C. Por otro lado, en la muestra tratada a 150 °C se aprecia un pequeño máximo a $r_p = 60 \text{ \AA}$ que se desplaza a r_p menores a mayor temperatura de tratamiento hasta desaparecer a los 300 °C. Una distribución similar se encontró en las muestras tratadas mecánicamente, pudiendo establecerse un paralelismo entre temperaturas de calentamiento y tiempos de molienda de la goetita..

En cualquier caso, la cantidad y distribución de tamaños de poro de las muestras estudiadas puede relacionarse con el grado de cristalinidad de los distintos productos de reacción de la goetita sometida a calentamiento ó molienda.

Bibliografía:

- RENDON, J.L., CORNEJO, J., ARAMBARRI, P. y SERNA, C.J., (1983). J. Colloid Interface Sci. 92, 508-516.
- RENDON, J.L., CORNEJO, J. y ARAMBARRI, P., (1983). J. Colloid Interface Sci. 94, 546-551.
- DOLLIMORE, D. y HEAL, G.R. (1964). J. Appl. Chem. 14, 109-114.
- LIPPENS, B.C., LINSEN, B.G. y DE BOER, J.H. (1964). J. Catalysis 3, 32-37

LA NOCIÓN DE CUASI-CRISTAL A TRAVÉS DE LOS MOSAICOS ÁRABES.

RULL, F.

Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de Ciencias. 47011 Valladolid.

El descubrimiento realizado por SHECHTMAN y colaboradores (1984) sobre una aleación de aluminio-manganeso que cristaliza en una estructura que presenta la simetría del icosaedro y por consiguiente un eje de rotación de orden cinco, representa tal vez, el hallazgo más importante de la Cristalografía desde la realización del experimento de difracción por los cristales de los rayos X y consiguiente verificación de la disposición periódica ordenada de sus partículas constituyentes. Precisamente, las nociones de periodicidad y orden a largo alcance, son los puntos clave sobre los que numerosos especialistas se han sumergido durante los años 1985 y 1986 para establecer las bases de un concepto más general: el de los llamados cuasi-cristales, de entre los cuales, el sólido cristalino es un caso particular.

El descubrimiento de esta aleación, más que poner en tela de juicio los bien fundados principios de la Cristalografía Estructural, los enriquece con la apertura de horizontes nuevos no limitados estrictamente a las propiedades de simetría de los sistemas periódicos y lanza un reto a los investigadores y profesores en Cristalografía y Mineralogía de avanzar y profundizar en el trabajo teórico y experimental sobre los sistemas no periódicos.

No obstante, si en la enseñanza de la Cristalografía resulta dificultosa la explicación y comprensión de las propiedades de simetría de sistemas periódicos tridimensionales cabe imaginarse la que resultara de la explicación de los sistemas no periódicos cuando estos se entienden actualmente de una forma general como la proyección sobre el espacio tridimensional de figuras periódicas en hiperespacios de dimensiones superiores a tres (DUNEAU et al, 1985).

Afortunadamente, al igual que en la Cristalografía de los sistemas periódicos, los grupos espaciales planos (fundamentalmente tomando como ejemplos los mosaicos romanos, árabes, etc.) han sido la base de la enseñanza, los mosaicos de Penrose (GADNER, 1977) lo han sido de la gestación del modelo actual de sistemas no periódicos.

Por contra, no se hace en la reciente literatura sobre el tema, referencia explícita, a mi conocimiento, sobre otros ejemplos de mosaicos no periódicos cuando en la cultura árabe parecen existir algunos interesantes ejemplos de rellenado del plano de forma no periódica.

En este trabajo, se pretenden discutir las nociones antes apuntadas de periodicidad y ordenamiento a largo alcance sobre la base de los mosaicos árabes poniendo de manifiesto la estrecha analogía existente entre la forma tradicional árabe de forzar la periodicidad y las ideas actuales basadas en los modelos de Penrose.

Bibliografía

- DUNEAU M., KATZ A. (1985), Phys. Rev. Lett. 54, 2688-2691
GARDNER M. (1977), Sci. Am., 236, 110-121
SHECHTMAN D., BELCH I., GRATIAS D., CAHN J. W. (1984),
Phys. Rev. Lett. 53, 1951-1953.

CRECIMIENTO DE CRISTALES DE BARITA EN GELES DE SILICE: EVOLUCION DE LA SOBRESATURACION Y CONDICIONES DE FORMACION DEL PRIMER PRECIPITADO.

ARRIBAS, J.G., PRIETO, M., COY, R.

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

Los antecedentes relativos al crecimiento de cristales de Baritina en geles (Patel et al., 1972; Bhat et al., 1974), como ocurre con otras muchas sustancias, representan exclusivamente un intento de optimización del tamaño y perfección de los cristales obtenidos. No se ha realizado sin embargo un estudio sistemático de la influencia de las condiciones de cristalización en los hábitos de crecimiento, aspecto este de gran interés desde el punto de vista de la "ontogenia" mineral, máxime cuando se utiliza una técnica que se ha revelado como un excelente laboratorio de simulación de la cristalización natural (García-Ruiz, 1982).

En el presente trabajo se estudia la influencia de dos parámetros, sobresaturación y velocidad de sobresaturación, en la cinética de nucleación y las morfologías de crecimiento cristalino en condiciones alejadas del equilibrio. El sistema experimental consistió en la contradifusión de dos reactivos (Na_2SO_4 y Cl_2Ba) a lo largo de una columna de gel de sílice inerte ($\text{pH}=5.4$), para generar BaSO_4 como producto de reacción. Inicialmente se emplearon columnas de gel de 30 cm. de longitud con el objeto de testificar el valor de las concentraciones de los reactivos, a lo largo de la columna de gel, para diferentes tiempos de difusión. Dicho estudio ha permitido conocer la evolución temporal de la sobresaturación, en diferentes puntos del sistema, lo que constituye una base imprescindible a la hora de interpretar las experiencias de crecimiento cristalino.

Un segundo objetivo lo constituye el estudio de la posición, momento y densidad de la primera nucleación, para diferentes concentraciones iniciales de los reactivos (0.5, 0.3, 0.1 y 0.05 M) y diferentes longitudes de la columna de gel (29, 20, 12, 7 y 3.5 cm.). La interpretación de los resultados en base al conocimiento de sobresaturación y velocidad de sobresaturación, permite establecer cuantitativamente unos "criterios de cristalización" (Henisch y García Ruiz, 1986) para esta sustancia.

Finalmente, se ha realizado una caracterización de los tamaños, hábitos e imperfecciones de los cristales obtenidos, comparandose las zonaciones morfológicas, a lo largo de la columna de gel, para diferentes concentraciones de las soluciones madre y diferentes longitudes de columna.

- PATEL, A.R.; BHAT, H.L. (1972). *Journal of Crystal Growth*, 12, 288-290.
- BROUWER, G.; Van ROSMALEN, G.M.; BENNEMA, P. (1974). *Journal of Crystal Growth*, 23, 228-232.
- GARCIA-RUIZ, J.M. (1982). *Estudios Geológicos*, 38, 209-225.
- HENISCH, H.K.; GARCIA-RUIZ, J.M. (1986). *Journal of Crystal Growth*, 75, 203-211.

COLOR EN LA COVELLINA

BESTEIRO RAFALES, J., (1) OSACAR SORIANO, M.C., (1) OSACAR SORIANO, C. (2)

(1) Area de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de Ciencias. 50009-Zaragoza.

(2) Area de Astronomía. Fac. de Ciencias. 50009-Zaragoza.

A partir de los valores experimentales de la reflectancia de la covellina en el espectro visible, tomados del Quantitative Data File for Ore Minerals (1986) (QDF), se han calculado mediante las fórmulas de Fresnel los valores de los índices de refracción n y coeficientes de absorción k para dicho espectro. Puesto que los resultados obtenidos corresponden a valores intermedios entre los de minerales absorbentes y transparentes, se han calculado teóricamente, en función de dichos valores, las coordenadas cromáticas de la transmitancia en el espectro visible, en función del espesor, obteniéndose así el dicromatismo de transmisión. Se han utilizado para ello las fórmulas de W. Htein (1972) que tienen en cuenta las posibles reflexiones y transmisiones en las superficies limitantes entre los distintos medios: aire-aceite-cristal.

Los resultados se han comparado con los valores de coordenadas cromáticas de reflexión, calculados a partir de los datos experimentales, y con los de coordenadas de absorción, obtenidas a partir del coeficiente de absorción k calculado.

Bibliografía:

CRIDDLE, A. J. and STANLEY, C. J., (Ed.) (1986).- The Quantitative Data File for Ore Minerals, 2ª ed. British Museum (Natural History), 420 pp.

HTEIN, W. (1972).- The Quantitative Measurements of Colour in Minerals. Ph. D. Thesis, Univ. Durham.

FACTORES QUE AFECTAN LA TERMOLUMINISCENCIA EN TURMALINAS: ELBAITA.

CALDERON, T.

Dpto. de Geología. Univ. de Sevilla.

El estudio de la Termoluminiscencia (Tl) en minerales, requiere para su comprensión y correcta aplicación a nuevos sistemas, el control previo de las variables que puedan afectar la medida de la señal emitida. En principio, las mismas pueden clasificarse de la forma siguiente:

- a).-Extrínsecas. Su acción no modifica, a priori, el número o tipo de trámpas presentes sino que la misma se traduce en modificaciones de tipo formal en el espéctro ; por ejemplo : velocidad de calentamiento, tamaño de la muestra, tipo de ambiente presente en horno, ...etc.
- b).-Intrinsecas. Su modificación significa una variación sustancial del número de electrónes o huécos presentes, como por ejemplo : exposición del material a radiaciones ionizantes, variación o modificación de la banda prohibida mediante dopaje o electrodifusión ...etc.

Se estudia en este trabajo el comportamiento termoluminiscente, de alta temperatura (25-500 °C), de muestras de elbaíta, monocristal y en grano, en ambientes diversos : i) a vacío, ii) en Nitrógeno purísimo, ambos casos considerados como estandar en estudios de Tl.

El espectro de Tl, en líneas generales, para los supuestos i), ii), es bastante complejo y se compone de picos con máximos comprendidos en la zona de 200 a 500 °C. Así mismo, se detecta, para las muestras de elbaíta, verdeíta y chórlo estudiadas, la presencia de una luminiscencia espúrea en la zona de 100-200 °C, relacionada con la presencia de N₂. Se compara además el efecto de la radiación beta sobre la Tl en los supuestos i), ii).

EVOLUCION TERMICA DEL δ -FeOOH SINTETICO

CORNEJO, J., HERMOSIN, M.C.

Instituto de Recursos Nat. y Agrobiol., C.S.I.C. Apdo. 1052 E.P., 41080 Sevilla.

Aunque se conoce desde hace bastantes años (Glemser y Gwinner, 1939) la existencia del compuesto δ -oxohidróxido de hierro, fueron Chukhrov y col. (1977) quienes confirmaron la existencia de dos variedades del mismo: uno (δ -FeOOH) ferromagnético y de estructura cristalina ordenada y otro (δ' -FeOOH), llamado ferroxita, no magnético y de estructura desordenada.

Durante el presente estudio se ha obtenido una muestra de δ -FeOOH caracterizándola por difracción de rayos X (DRX), espectroscopía infrarroja (IR) y análisis térmico (ATD-TG). En base al correspondiente diagrama de ATD-TG se han calentado diferentes muestras a varias temperaturas, siguiéndose el proceso mediante las técnicas anteriormente indicadas, además de por microscopía electrónica de scanning (SEM) y medidas de superficie específica (S_{BET}) y porosidad, mediante isotermas de adsorción de N_2 .

La descomposición térmica del δ -FeOOH parece seguir un proceso de transformación en magemita a los 200-300°C y posterior oxidación a la fase más estable hematites. Este proceso lleva consigo un aumento de superficie específica que alcanza su valor máximo a 200°C, debido a la creación de microporos y una disminución progresiva de la misma a temperatura $>200^\circ\text{C}$ debido a la transformación de micro en mesoporos.

Bibliografía:GLEMSER, V.O. y GWINNER, E. (1939). Z. Anorg. Chemie, 240, 163-171.

CHUKROV, F.U., ZVYAGIN, B.B., GORSHKOV, A.I., YERMILOVA, L.P., KOROVUSHKIN, U.V.,

RUDNITSKAYA, Ye. S. y YAKUBOVSKAYA, N. Yu. (1977). Int. Geol. Rev. 19, 873-890

ANÁLISIS MORFOGENÉTICO Y TEXTURAL DE MONOCRISTALES DE CALCITA OBTENIDOS EN GELES DE TETRAMETOXISILANO A PH=7.

DOMINGUEZ BELLA, S., GARCIA RUIZ, J.M.

Dpto. de Geología. Fac. de Ciencias. Univ. de Cadiz. Puerto Real. Cadiz.

Recientemente hemos estudiado la cinética de crecimiento de monocristales de Calcita en geles de T.M.S.(1). La técnica de crecimiento de cristales en geles, permite un seguimiento continuo de la evolución morfológica de los cristales a medida que el medio evoluciona hacia el equilibrio. Ello permite la realización de estudios morfo-genéticos teóricos, de interés en la decodificación de la información registrada en los minerales (2).

En este trabajo, hemos estudiado mediante microscopía óptica, la evolución de la morfología de las caras de un romboedro de Calcita y mediante microscopía electrónica de barrido, las texturas y topografía de superficie de dichas caras a lo largo del tiempo. A partir de estos datos, se elabora un modelo morfo-genético.

Dicho modelo, basado en un mecanismo de crecimiento por nucleación bidimensional, contempla el papel que ejerce el grupo de simetría puntual $\bar{3} 2/m$, sobre el efecto Berg en las distintas caras del cristal y las consecuencias que ello tiene en la evolución morfológica global del mismo así como en las texturas que se forman.

(1).S.DOMINGUEZ BELLA; J.M.GARCIA-RUIZ; M.A.CABALLERO LOPEZ-LENDINEZ.
(1985) Bol.Soc.Esp.Min.,pp.23-27.

(2).J.M.GARCIA-RUIZ. (1986) Journal Crystal Growth,75, pp.441-453.

GENERACION DE VACANCIAS DE LA SEPTIMA MOLECULA DE AGUA EN CRISTALES DE EPSOMITA: IMPLICACIONES EN LA CRISTALIZACION METAESTABLE DE HEXAHEDRITA A ALTAS SOBRESATURACIONES.

FERNANDEZ DIAZ, L., PRIETO, M.

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

En las soluciones saturadas de $MgSO_4$, la relación n° de moléculas de H_2O/n° de moléculas de soluto es muy baja (17 para una solución saturada a 25 °C). Como consecuencia, para soluciones saturadas por encima de 25 °C, se ha superado ampliamente el "Limite de Completa Solvatación" (Samoilov, 1965), todas las moléculas de solvente están bajo la influencia de algún ión y existe una competencia de los iones por el solvente. Estas condiciones, unidas al carácter fuertemente positivo de la hidratación de los iones Mg^{++} y SO_4^{2-} , solvatados octaédricamente, permiten prever que en el crecimiento de cristales de Epsomita ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) sea frecuente la presencia de vacancias en la séptima molécula de agua.

En efecto, en la estructura de la Epsomita pueden diferenciarse tres unidades individualizadas (Ferraris et al., 1973): Los octaedros ligeramente deformados $Mg(H_2O)_6^{2+}$, los grupos tetraédricos SO_4^{2-} , y la séptima molécula de agua, que se sitúa en huecos estructurales y está débilmente unida al octaedro y al tetraedro por puentes de Hidrógeno. Este hecho explica la facilidad con que se deshidrata la Epsomita por pérdida de la séptima molécula.

En las soluciones de $MgSO_4$, tanto la relación $H_2O/MgSO_4$ como la movilidad iónica, disminuyen enormemente al aumentar la concentración. Por esta razón, dado que la concentración de saturación aumenta con la temperatura, se ha realizado un estudio de la influencia de temperatura y sobresaturación en el déficit de agua de los cristales de Epsomita crecidos en solución. Se han realizado experiencias en un rango de temperaturas entre 10 y 45 °C y un rango de sobresaturaciones entre el 1 y el 5 %. La proporción de agua se determinó mediante análisis termogravimétrico (ATG) (Konstant et al., 1969).

Los resultados obtenidos muestran que los cristales son deficitarios en agua con respecto a su fórmula estequiométrica, y que dicha carencia aumenta con la temperatura y la sobresaturación. Las relaciones que se han encontrado indican que se pueden alcanzar porcentajes de vacancias en la séptima molécula de agua superiores al 25 %, sin que se produzca una distorsión estructural suficiente como para generar un cambio de fase. La tensión que significa para el cristal asimilar un porcentaje de vacancias tan elevado, se traduce en defectos y

modificaciones macroscópicas del hábito. Ello explicaría el aumento anómalo de la inhomogeneidad cristalina con la temperatura (Fernandez y Prieto, 1986), y la alteración de las relaciones normales entre las velocidades de crecimiento de las caras.

Finalmente, a altas sobresaturaciones, las características de las soluciones de $MgSO_4$ conducen a la cristalización metaestable de Hexahedrita a temperaturas inferiores a 49.7 °C.

Bibliografía:

- FERNANDEZ-DIAZ, L.; PRIETO, M. (1986). Revista de Materiales y Procesos Geológicos, 5 (en prensa).
- FERRARIS, G.; JONES, G.W.; YERKES, J. (1973). Journal of Chemical Society, 35, 816-821.
- KONSTANT, Z.A.; VAIVAD, A.J. (1969). Journal of Thermal Analysis, 1, 177-181.
- SAMOILOV, D.Y. (1965). "Structure of aqueous electrolyte solutions". Consultants Bureau. New York. 185 p.

COMPORTAMIENTO OSCILATORIO DE LA VELOCIDAD DE CRECIMIENTO EN SISTEMAS CONTROLADOS POR DIFUSION.

GARCIA RUIZ, J.M., SANTOS, A., ALFARO, E.J.

Dpto. de Geología. Fac. de Ciencias. Univ. de Cádiz. Instituto de Astrofísica de Andalucía. Granada.

La formación de estructuras auto-organizadas en frentes de precipitación móviles es un fenómeno bien conocido experimentalmente. Dicho fenómeno, está ligado a la presencia exclusiva de transporte de masa controlado por difusión. La explicación de dichos fenómenos ha sido llevada a cabo recientemente mediante modelos de computador que usan soluciones numéricas de las ecuaciones de transporte (1),(2). Los requisitos necesarios para la producción de dichas estructuras rítmicas no imponen condiciones restrictivas a la densidad de nucleación, y por lo tanto, ellas deberían obtenerse en el crecimiento de monocristales en medios, en los cuales el transporte de materia en la normal a la cara del cristal estuviera controlado por difusión (3). La única posibilidad en este caso es que el avance de la cara (el análogo del frente de precipitación en sistemas policristalinos) registrará tales estructuras periódicas. A partir de estas ideas, se ha diseñado un experimento que permite medir las velocidades de crecimiento de las distintas caras de un monocristal con elevada precisión. De acuerdo con nuestros supuestos, el análisis de los resultados obtenidos mediante series de Fourier, permite concluir la existencia de un comportamiento ondulatorio de la velocidad de crecimiento no relacionado con la frecuencia observacional, y por lo tanto, intrínseco del sistema de difusión-reacción considerado.

REFERENCIAS

- 1- H.K. HENISCH, J.M. GARCIA-RUIZ. (1986): J. Crystal Growth. 75, 195-202.
- 2- H.K. HENISCH, J.M. GARCIA-RUIZ. (1986): J. Crystal Growth, 75, 203-211.
- 3- J.M. GARCIA-RUIZ, A. SANTOS, E.J. ALFARO.: Enviado. J. Crystal Growth.

CRECIMIENTO DE BRUSHITA EN GEL DE SILICE. CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS.

GOMEZ LORENTE, C., LOPEZ ACEVEDO, V.

Dpto de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de C.C. Geológicas. Univ. Complutense. 28040 Madrid.

El fosfato dicálcico dihidratado (DCPD- $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), de nombre mineral brushita, pertenece al monoclinico y ha sido, durante mucho tiempo, considerado como un isomorfo del yeso. Sin embargo, su estructura corresponde en realidad al grupo espacial Ia de menor simetría que el A2/a correspondiente al yeso. Por lo general se presenta en forma de placas de contorno romboidal, perpendiculares a la dirección del eje b, o bien en formas prismáticas.

Moore (1865) la observó por primera vez en la Isla de las Aves (Golfo de Maracaibo) relleno de grietas, en drusas y formando parte de depósitos masivos de fosforitas. También observó en este mineral cierta tendencia a transformarse en dahlita y whitlockita. Además de formar parte de este tipo de depósitos (insulares o continentales y por lo general diseminada en pequeñas cantidades) se ha identificado en biomineralizaciones, tanto normales (huesos y dientes) como patológicas (cálculos renales, etc.). Diferentes autores la consideran como posible precursora del hidroxiapatito ($\text{HAP}-\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{OH}$) en medios biológicos (Francis y Webb, 1971).

Mediante la técnica de crecimiento en gel de sílice se han obtenido cristales de brushita que, por lo general, muestran un importante desarrollo dendrítico de sus caras, especialmente en las primeras etapas del crecimiento.

Se ha utilizado la variante del gel inerte (doble difusión). El pH inicial del gel ha sido de 5.4 y las concentraciones iniciales de los reactivos: CaCl_2 y $\text{PO}_4\text{H}_2\text{Na} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ fueron de 1, 0.5 y 0.1 M. Como cristalizadores se emplearon tubos en U de diferentes dimensiones (9.5, 19.5 y 34.5 cm.).

Combinando estas concentraciones con las diferentes longitudes de las columnas de difusión, se prepararon dos series iguales de 30 experimentos cada una. La única diferencia entre ambas series fué el tiempo inicial de preparación pues entre una y otra se dejó pasar un intervalo de 24 horas. De esta manera pudimos utilizar una de ellas para observar todos los detalles relativos al desarrollo de los cristales (posición y tiempo inicial de formación de los primeros núcleos, su crecimiento y desarrollo, etc.) mientras que, en la segunda serie se tomaron muestras de gel para determinar el pH y las concentraciones de Ca^{2+} y PO_4^{3-} en la zona de reacción, momentos antes de la formación de los primeros núcleos. Estos análisis se realizaron mediante las técnicas de absorción atómica y fotocolorimetría, respectivamente.

A partir de estos datos se ha calculado la sobresaturación real del medio, respecto a la brushita en el momento de su cristalización y se ha observado la influencia de concentración, sobresaturación y velocidad de sobresaturación en la formación y desarrollo de los cristales. Por otra parte, la técnica de crecimiento utilizada constituye un típico problema de caja negra, en el que se conocen las variables de entrada y la información de salida, relacionadas por un subsistema desconocido que es el gel. En este sentido, el presente trabajo constituye además una interesante aportación al conocimiento de las características fisicoquímicas de dicho subsistema.

Bibliografía:

Moore, G.E. (1865) Am. Jour. Sci. 39, 43, citado por Frondel (1943).
Francis, M.D. y Webb, N.C. (1971). "Hidroxyapatite formation from a hydrated calcium monohydrogen phosphate precursor". Calc. Tiss. Res. 6, 335-342.

PRECIPITACION SIMULTANEA DE FOSFATOS Y OXALATOS DE CALCIO EN SOLUCION ACUOSA.

LOPEZ ACEVEDO, V., (1) LOPEZ VALERO, I., (1) BOISTELLE, R. (2)

(1) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía, Fac. de C.C. Geológicas, Univ. Complutense, 28040 Madrid.

(2) CRMC²-CNRS, Campus de Luminy, Case 913, 13288 Marseille.

Los fosfatos de calcio y magnesio constituyen, junto con los oxalatos de calcio, los dos grupos de compuestos más abundantes en cálculos renales y urinarios. Una de las principales aportaciones al conocimiento de estas mineralizaciones patológicas procede del estudio de modelos sintéticos análogos, preparados en el laboratorio mediante diversas técnicas y en condiciones similares a las fisiológicas.

En este trabajo se muestran los resultados obtenidos al precipitar conjuntamente ambos grupos de compuestos, en solución acuosa, a 37°C de temperatura, abarcando un amplio intervalo de pH (5 a 10) y utilizando concentraciones de calcio, magnesio, fosfato y oxalato similares a las del cuerpo humano (5 a 0.1 mM).

Mediante esta técnica y con estas condiciones se han formado las siguientes fases sólidas:

Whewellitita, COM: $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Weddellitita, COD: $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Oxalato cálcico trihidrato, COT: $\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

Brushita, DCPD: $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Fosfato octacálcico, OCP: $\text{Ca}_8\text{H}(\text{PO}_4)_3 \cdot 2.5\text{H}_2\text{O}$.

Whitlockita, W: $(\text{Ca}, \text{Mg})_3(\text{PO}_4)_2$.

Hidroxiapatito, HAP: $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$.

y una fase pobremente cristalizada, que siempre precede a la formación del HAP, o en su caso de la whitlockita, que en la bibliografía denominan ACP, (Montel, 1973).

Las condiciones en que precipita cada una de estas fases, su evolución en el tiempo y, en general, su comportamiento real, se contrastan con los resultados teóricos obtenidos al estudiar sus posibilidades termodinámicas de formación en los sistemas de precipitación utilizados:

$\text{CaCl}_2 - \text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4 - \text{NaH}_2\text{PO}_4$

$\text{CaCl}_2 - \text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4 - \text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$

$\text{CaCl}_2 - \text{MgSO}_4 - \text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4 - \text{NaH}_2\text{PO}_4$

La principal diferencia que se observa entre datos teóricos y experimentales consiste en la formación inicial de fases metaestables, con pocas posibilidades termodinámicas de precipitar, como son el ACP o el COT, que posteriormente evolucionan transformándose en otras más estables (HAP o W el ACP y COM el COT).

En general, se concede gran importancia a la influencia de factores cinéticos durante el proceso de cristalización (Young y Brown, 1982) así como el papel que puedan jugar ciertos iones, como Mg^{2+} o NH_4^+ , sobre las condiciones de formación y estabilidad de las fases obtenidas.

PROPIEDADES MAGNETICAS DE JAROSITAS MINERALES Y SINTETICAS.

LOPEZ ANDRES, S., (1) GARCIA MARTINEZ, O., (2) COY YLL, R. (1)

(1) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de Ciencias Geológicas.
Univ. Complutense. 28040 Madrid.

(2) Instituto de Qca. Inorgánica "Elhuyar". C.S.I.C. Serrano 113. 28006 Madrid.

A finales de la década de los sesenta se cita por primera vez datos sobre las propiedades magnéticas de jarositas, sustancias que son paramagnéticas con un acoplamiento antiferromagnético de los iones férricos.

En la jarosita, $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ todos los hierros son cristalográficamente equivalentes, estando rodeados de cuatro oxígenos y cuatro grupos OH^- , compartiendo los octaedros vecinos oxígenos comunes. Los átomos de hierro presentan un fuerte acoplamiento con los cuatro hierros más próximos, decreciendo este acoplamiento a medida que los hierros se encuentran más alejados.

Las capas octaédricas están separadas unas de otras por átomos no magnéticos, S, K, O, por lo que el acoplamiento magnético de las jarositas es de tipo bidimensional, dentro de cada capa octaédrica.

En el presente trabajo se presentan los resultados obtenidos para los siguientes compuestos: natrojarosita, argentojarosita y natrojarosita dobles de hierro y metales divalentes: Co, Ni, Cu y Zn.

La susceptibilidad magnética de estas fases se ha medido según el método de Gouy en un equipo formado por un electroimán Bruker BM-4, una microbalanza Sartorius 4411 ($e = \pm 1.10^{-5}g$) y un criostato Leybold-Heraeus VNK 3.300 para controlar, regular y mantener la temperatura. Para cada temperatura se han realizado once medidas a campo magnético creciente entre -4.1 y 100 Kgauss, utilizando como sustancia patrón $Mg(Co(SCN)_4)$.

A partir de los datos de la susceptibilidad magnética medidos se ha calculado la susceptibilidad magnética molar, el momento magnético efectivo por ión-gramo de hierro y la constante de Weiss.

De los cuatro cationes divalentes estudiados, únicamente el Zn es diamagnético por lo que su estudio es el primero que se ha realizado para utilizarlo como patrón del resto de los cationes divalentes, debido a que los cambios que se puedan producir en las propiedades magnéticas de la fase correspondiente a natrojarosita con Zn, solamente pueden ser debidos a la mayor o menor proporción de hierro en la estructura, ya que en alguna posición octaédrica el hierro es sustituido por Zn^{2+} .

En los datos que figuran en la tabla se observa la disminución de la susceptibilidad magnética con la disminución de la proporción de hierro, desde natrojarosita pura a la fase con un 3.2% de Zn.

El momento magnético se encuentra dentro del rango normal para compuestos antiferromagnéticos por encima del punto de Néel, es decir en fase paramagnética, dicho momento oscila en las medidas realizadas a temperatura ambiente entre $6.70 \mu_B$ para natrojarosita y $6.23 \mu_B$ para la fase con zinc.

Como pauta general se observa que los momentos magnéticos más altos los presentan las fases con cationes divalentes paramagnéticos: Co, Ni y Cu, esto es debido a la existencia de interacciones ferro y antiferromagnéticas entre átomos de hierro vecinos, y entre el hierro y dichos cationes paramagnéticos.

Datos magnéticos de los compuestos $\text{Na}(\text{Fe}_x\text{Zn}_y)_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6(\text{H}_2\text{O})_{3y}$
 $n\text{H}_2\text{O}(x+y)=1$

COMPOSICION			T(K)	$x \cdot 10^{-6}$ ^a	$x_M \cdot 10^{-6}$	μ_{eff}^b	μ_{eff}^{b*}	θ^c
x	y	n						
0.968	0.032	0.78	292.5	29.5	5100.9	3.47	6.23	-651
			206	33.2	5799.6	3.09	6.29	
			151	34.4	6006.8	2.69	6.20	
			77	38.5	6714.6	2.03	6.25	
1.000	--	--	300	31.3	5117.9	3.52	6.70	-786
			206	34.3	5602.5	3.05	6.70	

a= unidades magnéticas en C.G.S., b=MB, c= K

* calculado a partir de la ecuación $\mu_{\text{eff}} = 2.84(x_M^2 - T)^{1/2}$

** calculado a partir de la ecuación $\mu_{\text{eff}}^* = 2.84(x_M(T - \theta))^{1/2}$

Bibliografía:

D.A. POWERS, G.R. ROSSMAN, H.J. SUGAR y H.B. GRAY. (1975). J. Solid State Chem., 13, 1-13.

M. TARANO, T. SHINJO Y M. KIJAMA. (1968). J. Phys. Soc. Japan, 25, 902

M. TARANO, T. SHINJO Y T. TAKAD. (1971). J. Phys. Soc. Japan, 30, 1049-1053.

EVOLUCION CON LA TEMPERATURA DE LOS MODOS DE TENSION $\nu(\text{OH}/\text{OD})$ EN MONOCRISTALES DE $\text{Sr}(\text{HCOO})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ CON SUSTITUCION ISOTOPICA PARCIAL.

PRIETO, A.C., RULL, F., MARTIN, F., de SAJA, J.A.
Dpto. Física de la Materia Condensada. Cristalografía y Mineralogía.
Fac. de Ciencias. Univ. de Valladolid. 47011 Valladolid. España.

El Formiato de Estroncio dihidratado (SFDH) cristaliza en el sistema rómbico con grupo espacial D_{2h}^{27} ($P2_12_12_1$) con parámetros de celdilla $a=7.332 \text{ \AA}$, $b=12.040 \text{ \AA}$, $c=7.144 \text{ \AA}$, y cuatro moléculas por celda unidad, (GALIGNE,1971).

En un estudio previo (PRIETO et al.1987) se ha analizado la evolución con la temperatura de los espectros Raman polarizados de los cristales dihidratados en la región $\nu(\text{OH})$, observándose que a medida que la temperatura desciende, la diferencia entre modos polares y no polares desaparece gradualmente, siendo superponibles los espectros para temperaturas inferiores a 170 K.

A fin de profundizar en el estudio de esta posible transición de fase y en el papel estructural del agua de hidratación se han sintetizado y crecido cristales de SFDH con sustitución isotópica $\text{H}_2\text{O}/\text{D}_2\text{O}$ del 80%, 56%, 31% y 2% H_2O , obteniéndose el espectro vibracional Raman en el intervalo de 293 K - 10 K; utilizando como fuente de excitación las líneas del laser de Ar^+ de longitud de onda 488.0 nm y 514.5 nm.

El análisis de la evolución de las bandas debida a los movimientos de tensión de los osciladores (O-H) y (O-D) en función de la temperatura nos lleva a concluir que las moléculas de agua de hidratación son responsables de una transición de fase interpretada en base al desorden posicional de los átomos de hidrógeno que gradualmente tienden a ocupar posiciones no equivalentes en la celda unidad.

Bibliografía:

- GALIGNE, J.L., (1971). Acta. Cryst. B27, 2429.
PRIETO, A.C., RULL, F. y SAJA, J.A. de, (1987). II Simposio Ibérico de F.M.C. (Sevilla) 67-69.

EVALUACION DE LA SOBRESATURACION EN EL CRECIMIENTO DE CRISTALES EN GELES. APLICACION AL $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (YESO).

PRIETO, M., VIEDMA, C., LOPEZ ACEVEDO, V., MARTIN VIVALDI, J.L., LOPEZ ANDRES, S.

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

La evaluación de la sobresaturación es un requisito esencial a la hora de describir e interpretar procesos de crecimiento cristalino. Es la base sobre la que toda comparación entre imperfecciones y hábitos de crecimiento debe sustentarse. Sin embargo, en el caso del crecimiento de cristales en geles, de tanto interés en la simulación de procesos de cristalización natural, las experiencias de crecimiento se describen atendiendo sólo a las concentraciones iniciales de los reactivos. Cualquier mención a la sobresaturación está ausente. Este hecho está en relación con deficiencias teóricas acerca de dos aspectos de la técnica: La cuantificación de la transferencia de masa y el establecimiento de "criterios de cristalización" que permitan predecir el momento y lugar de formación del primer precipitado.

En efecto, las aproximaciones teóricas al problema de la transferencia de masa en sistemas difusión-reacción, de carácter analítico, son sólo válidas para sistemas semiinfinitos y depósitos fuente inagotables, mientras que los sistemas reales son finitos. Sólo recientemente Henisch y García-Ruiz (1986) han realizado una aproximación, por métodos numéricos, más realista. Sin embargo en la bibliografía está ausente cualquier mención a experiencias de laboratorio destinadas a testificar la evolución de las concentraciones y a evaluar la sobresaturación.

En esta comunicación se presentan un conjunto de experiencias que han sido diseñadas específicamente para testificar la evolución (espacio y tiempo) de la sobresaturación en un sistema difusión-reacción real.

El sistema experimental consistió en dos reactivos (Na_2SO_4 y CaCl_2), que difunden a lo largo de una columna de gel, para encontrarse y generar $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Como medio difusivo se empleó gel de sílice obtenido por acidificación de una solución de silicato sódico con HCl 1N. Las concentraciones totales de los reactivos a lo largo de la columna de gel, para diferentes tiempos de difusión, se determinaron mediante análisis químicos. Sobre la base de estos datos, el problema de la evaluación de la sobresaturación se abordó en toda su complejidad.

La expresión termodinámicamente correcta (Cardew et al. (1979)) para la sobresaturación, en el caso del yeso, viene dada por:

$$\sigma = \ln(a(\text{Ca}^{++}) \cdot a(\text{SO}_4^{2-}) / K_{sp})$$

donde $a(\text{Ca}^{++})$ y $a(\text{SO}_4^{2-})$ son las actividades de los iones libres y K_{ps} el producto de solubilidad termodinámico. La estimación de la sobresaturación requiere pues el conocimiento de las actividades de los iones libres. Partiendo de las concentraciones totales, la actividad de los iones libres puede conocerse a través de la determinación de los coeficientes de actividad mediante las ecuaciones de Debye-Hückel (Lundager, 1984), pero ello exige una caracterización precisa del sistema. En primer lugar, es necesario referir las concentraciones totales al volumen de "agua eficaz" existente en los intersticios del gel. En segundo lugar, es necesario tener en cuenta, además de los iones libres, las asociaciones iónicas (especialmente importante en nuestro caso es el complejo soluble CaSO_4 (Amathieu, 1984)). Además, en el caso del gel de sílice, es preciso cuantificar la "descarga del gel" en Cl^- y Na^+ a lo largo del tiempo, y la evolución del pH.

Conocida la evolución de la sobresaturación, las posiciones y hábitos de los primeros precipitados se interpretan en función de tal evolución.

Bibliografía:

- AMATHIEU, L. (1984). "Influence d'adjuvants organiques sur la texture cristalline de plâtres pris". These. Faculte des Sciences et Techniques ST Jerome. Universite d'Aix Marseille. 183 p.
- CARDEW, P.T.; DAVEY, R.J. y GARSIDE, J. (1979). Journal of Crystal Growth, 46, 534-538.
- HENISCH, H.K. y GARCIA-RUIZ, J.M. (1986). Journal of Crystal Growth, 75, 195-202.
- HENISCH, H.K. (1986). Journal of Crystal Growth, 76, 279-289.
- LUNDAGER, H.E. (1985). Nephrologie, 5, 151-154.

ESTUDIO DE LA ASOCIACION IONICA EN SOLUCIONES ACUOSAS DE SULFATOS DE Mg y K.

RULL, F. (1) del VALLE, A., (1) SOBRON, F. (2)

(1) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de Ciencias. Valladolid.

(2) Dpto. de Ingeniería Química. Fac. de Ciencias. Valladolid.

Algunos cristales de la serie de la Langbeinita (fórmula general $(A^+)_2 (B^{2+})_2 (SO_4)_3$) presentan propiedades ferroelectricas y ferroelásticas por lo que han despertado creciente interés por sus aplicaciones tecnológicas (HIKITA et al, 1977). Este interés se extiende al estudio de las condiciones de cristalización con el objeto de obtener monocristales de un tamaño aceptable para usos industriales. En un trabajo previo sobre la cristalización de la Langbeinita (A. HIDALGO et al. 1986) se discuten los diagramas de fase del sistema $K_2SO_4 - MgSO_4 - H_2O$ a diferentes temperaturas y se expone una descripción fenomenológica de la precipitación a partir de medidas potenciométricas en la que se postulan diversas especies de asociación iónica en el medio acuoso como base de las unidades de crecimiento.

Con el fin de establecer la naturaleza y concentración relativa de las posibles especies de asociación interiónica existentes en las soluciones acuosas de Sulfatos de Mg/K, se emprende, en el presente trabajo, un estudio espectroscópico de estas soluciones en función de la concentración y la temperatura.

En él, se analizan las vibraciones internas del ión sulfato así como, la región de bajas frecuencias (difusión Rayleigh despolarizada). De los resultados obtenidos se deducen conclusiones de interés sobre el establecimiento de especies de asociación $SO_4^{2-} - Mg^{2+} (H_2O)_6$ y reemplazamiento progresivo, a altas temperaturas y a medida que la concentración aumenta, de moléculas de agua en la segunda y primera esfera de hidratación del catión Mg^{2+} .

Bibliografía

A. HIDALGO LOPEZ, R. RODRIGUEZ CLEMENTE, (1986), VI Reunión Científica de la Sociedad Española de Mineralogía, Zaragoza, 5-7 de Junio.

HIKITA T., SEKIGUCHI H. and IKEDA T., (1977), Journal of the Physical Society of Japan, 43, 1327-1331.

RAMAN ELECTRONICO EN UN CRISTAL NATURAL DE FLUORAPATITO (ESPARRAGUINA DE JUMILLA, MURCIA).

RULL, F., PRIETO, A.C., MARTIN, F., MARTIN, B.

Dpto. de Física de la Materia Condensada. Cristalografía y Mineralogía. Fac. de Ciencias.
Univ. de Valladolid. 47011 Valladolid. España.

La esparraguina de Jumilla (Murcia) es un fluorapatito geológico con importantes sustituciones de Ca^{2+} por Sr^{2+} , Ce^{3+} y algunas otras en menor cantidad. Su cristalización la realiza en el sistema exagonal con grupo espacial $P6_3/m$ con parámetros de celdilla $a=9.38 \text{ \AA}$ y $c=6.88 \text{ \AA}$.

Los espectros Raman fueron realizados a temperatura ambiente y a 10 K, con luz polarizada y empleando como fuentes de excitación las líneas del laser de Ar^+ de longitud de onda 488 nm y 514.5 nm, así como la de 647.1 nm del laser de Kr^+ . Estos espectros muestran una serie de bandas atribuidas a transiciones electrónicas de las impurezas localizadas en este cristal natural. El análisis vibracional fue realizado previamente por F. RULL y F. LOPEZ AGUAYO (1983). Como técnicas complementarias se realizaron medidas de espectros infrarrojo, medio y lejano, y espectros de absorción óptica.

En este trabajo se pretende poner de manifiesto el interés de la espectroscopia Raman en la determinación de impurezas sustituyentes en el mundo mineral, su naturaleza y la simetría local de ocupación.

Bibliografía:

RULL, F. y LOPEZ AGUAYO, F. (1983). IV Reunión Nacional Sociedad de Mineralogía, Granada.

ORIGEN DE MATERIALES ALOGANICOS EN LA FRACCION ARCILLA DE SUELOS VOLCANICOS DEL CAMPO DE CALATRAVA (CIUDAD REAL).

MARTIN DE VIDALES, J.L., (1) GUIJARRO, J., (1) HOYOS, M.A., (1) CASAS, J. (2).

(1) Dtp. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Fac. de Ciencias. Univ. Autónoma. Madrid.

(2) Instituto de Edafología y Biología Vegetal., C.S.I.C. Madrid.

En el estudio sistemático de suelos que se desarrollan sobre materiales volcánicos del Campo de Calatrava, se ha detectado la presencia en muchos de ellos de cantidades variables de alofana. Este constituyente amorfo alcanza proporciones importantes en la fracción arcilla de los suelos del Volcán de la Yezosa (Almagro). Las rocas constitutivas de este volcán son nefelinitas olivínicas porfídicas, conteniendo poco vidrio y alrededor del 30% de vacuolas, siendo por tanto holocristalinas de textura vacuolar. Los fenocristales son augitas y en menor cantidad olivino. La matriz está formada por augita, olivino y nefelina, además de opacos (magnetita y titanomagnetita), carbonatos de posible origen secundario y un producto de alteración no identificable por métodos petrográficos. La composición química de esta roca según Ancoechea (1983) presenta los siguientes porcentajes: Al_2O_3 , 11%; MgO, 12,6%; Ca, 0,14% y Fe_2O_3 total, 11%.

Sobre estas rocas se encuentran niveles carbonáticos de continuidad variable que engloban fragmentos de nefelinita olivínica en diversos grados de alteración. Los fenocristales de augita y olivino se encuentran frecuentemente idiositizados, mientras que estos minerales en la matriz a penas muestran signos de alteración; en cuanto a la nefelina sólo se observan indicios. Al igual que en la roca originaria, se observa el producto de alteración antes citado en porcentajes mayores (15-20%), dispuesto en forma intergranular y rellenando vacuolas. El carbonato se presenta en proporciones elevadas, con texturas fluidales y disponiéndose en las grietas de borde a centro como: 1) calcita, ankerita, óxidos de hierro y posible material alofánico. 2) calcita microgranular y ankerita. 3) calcita muy bien cristalizada.

De las rocas incipientemente alteradas, costras calizas y horizontes de suelos se extrajo la fracción $< 2 \mu m$, obteniendo de éstas difractogramas de R-X de polvo desorientado, orientados-Mg, solvatados con etilenglicol y calcinados a 550°C. En todos estos difractogramas destaca la casi total ausencia de reflexiones d_{001} de filosilicatos, presentándose con mayor cla

ridad el espaciado d_{020} a $4,45 \text{ \AA}$, lo que indica la escasa orientabilidad de las arcillas.

Para confirmar la presencia de alofana se realizó el test de Fieldes y Perrot (1966) en todas las arcillas, observándose unos incrementos de pH en 2 minutos en valores comprendidos entre 9.43 y 10.52, éste último en la arcilla de las costras carbonatadas. Al cabo de 1 hora, los pH ascendieron a valores comprendidos entre 10.20 y 10.82. De esta forma, se pone de manifiesto la presencia de cantidades elevadas de alofana en las rocas incipientemente alteradas y, especialmente, en las costras carbonáticas y horizontes de los suelos.

Dado el carácter semiárido del clima, es improbable la formación y persistencia de alofana, por lo que de las distintas hipótesis que pueden aclarar este hecho nos inclinamos a destacar la importancia de las formaciones carbonáticas como factor "colapsante" en la evolución de los materiales alofánicos hacia la formación de filosilicatos 1/1 y 2/1.

Bibliografía.

- ANCOECHEA, E. (1983). Tesis doctoral 203/83. Editorial Universidad Complutense de Madrid.
- FIELDER, M. and PERROT, W. (1966). N.Z.J. Sci. 9, 623-629.

ALTERACION DE ESMECTITAS A SEPIOLITA-PALIGORSKITA EN LITOFACIES LUTITICO-CARBONATICAS EN EL SECTOR DE BOROX-ESQUIVIAS (CUENCA DE MADRID).

MARTIN DE VIDALES, J.L., POZO, M., MEDINA, J.A., VIGIL, R., LEGEY, S.

Dpto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Fac. de Ciencias. Univ. Autónoma de Madrid.
Cantoblanco. 28049-Madrid.

Se aborda en este trabajo el estudio de la mineralogía, textura y microfabrica de materiales lutítico-carbonáticos situados en el sector de Borox-Esquivias (Provincia de Toledo). Con este fin, se ha muestreado una serie litológica de 10 m. de potencia en la que se han diferenciado tres tramos en base a su litología, que de base a techo son: I. Lutítico. II. Lutítico-calcareo. III. Lutítico-dolomítico.

El tramo I se caracteriza por la alternancia de lutitas verdes y rosáceas con intercalaciones samíticas e incipiente desarrollo de calcretas. Las lutitas rosáceas muestran aspecto grumelar con frecuentes fenómenos de bioturbación y rasgos de desecación. Mineralógicamente, predominan los filosilicatos que en la fracción menor de 2 μm se caracteriza por presentar una banda ancha de difracción entre 10 y 20 Å , con una reflexión nítida a 1,52 Å que indica el carácter trioctaédrico de los filosilicatos. En el nivel basal destacan elevados contenidos en sepiolita (12,2 Å), superpuesta a la banda 10-20 Å . Esporádicamente, estos niveles presentan calcita en contenidos de hasta el 20%. El estudio por M.E.B. pone de manifiesto microfabricas de tipo "glomerular" a "matriz", con compacidad variable. Destaca como hecho más significativo la presencia de fibras de sepiolita de hasta 10 μm de longitud que se desarrollan preferentemente en los bordes de las esmectitas trioctaédricas, disponiéndose así mismo como cemento entre los agregados glomerulares. Entre estos se observan de forma puntual agregados esferoidales de sílice opalina y calcita.

Los niveles de lutitas verdes con contenidos variables de terrígenos muestran frecuente laminación, con bioturbación y, ocasionalmente, "slickenides" con tinciones de óxidos de Fe y Mn. Mineralógicamente presentan una asociación constituida por filosilicatos (esmectitas trioctaédricas, illita y caolinita), cuarzo, feldespatos (potásico y calcosódicos) y calcita, incrementándose este último mineral a techo del tramo en relación con fenómenos de carbonatación (calcretas). La microfábrica es de tipo "laminar" a "laminar-turbulenta", destacando la ausencia de minerales fibrosos.

El tramo II se caracteriza por la alternancia de niveles lutíticos verdosos y calcretas con diferente grado de compacidad. El nivel detrítico basal, presenta carácter samítico (arcósico), evolucionando a techo a niveles lutíticos con desarrollo de disyunciones columnares, "slickenides" y tinciones de óxidos de Fe y Mn. Mineralógicamente, presentan como asociación filosilicatos (esmectitas dioctaédricas, illita y caolinita), feldespatos (calcosódicos y potásicos), cuarzo y, esporádicamente calcita ligada a procesos de carbonatación. La microfábrica varía de "glomerular" a "laminar" con incipiente crecimiento de fibras de paligorskita a partir de las esmectitas dioctaédricas; este hecho, se acentúa en los niveles en los que la calcita muestra elevados porcentajes (hasta el 50%).

Los niveles calcáreos presentan escasa potencia (5-25 cms), con rasgos de desecación y, esporádicamente, laminación. Mineralógicamente, destaca el elevado contenido en calcita que, ocasionalmente supera el 95%, con filosilicatos (ilita, esmectita dioctaédrica, paligorskita e indicios de caolinita) y escaso contenido en cuarzo (< 5%). La microfábrica es de tipo "laminar" a "laminar-turbulenta". En estos niveles, se observan frecuentemente agregados de fibras de paligorskita, asociados preferentemente a componentes laminares esmectíticos. Es importante resaltar que los crecimientos de paligorskita a partir de esmectitas dioctaédricas muestran diversos grados de desarrollo, llegando en ocasiones a formar morfologías de agregados de paligorskita. En este último caso, se observa la pérdida total de las morfologías laminares de las esmectitas dioctaédricas precursoras.

El tramo III se caracteriza litológicamente por la presencia de niveles dolomíticos que se intercalan entre lutitas predominantemente verdosas. Los niveles carbonáticos muestran compacidad variable y frecuentes rasgos de desecación; ocasionalmente, presentan laminación e intercalaciones lutíticas. La distribución mineralógica de dolomita y filosilicatos es muy variable; así, los niveles más compactos muestran porcentajes de dolomita superiores al 95%, mientras que aquellos de menor compacidad contienen hasta el 65% de filosilicatos. Estos últimos, muestran como asociación esmectita, ilita y paligorskita. La microfábrica en los niveles con elevado contenido en filosilicatos es de tipo "laminar". En los niveles compactos (dolocretas) la dolomita se presenta como cristales romboédricos de muy pequeño tamaño (< 2 μm), que engloban agregados con morfologías esferoidales de composición dolomítica y gran tamaño (hasta 300 μm). Los niveles lutíticos, muestran laminación, rasgos de desecación y tinciones de óxidos de Mn. Mineralógicamente predominan los filosilicatos (esmectita trioctaédrica, ilita) con porcentajes variables de dolomita (< 25%) y escaso contenido en cuarzo y feldespatos (< 5%). La microfábrica de estos niveles varía entre "laminar" y "matriz". En los niveles predominantemente esmectíticos destaca la abundancia de grietas de retracción ("slickensides") entre las que se disponen arcillas orientadas ("argilanes"), características indicativas de rasgos paleoedáficos verticales. Puntualmente, se presentan intercalaciones lutíticas rosáceas que muestran microfábrica "glomerular" así como incipientes crecimientos de fibras de paligorskita-sepiolita en bordes de esmectitas.

Los resultados obtenidos, permiten establecer una génesis de sepiolita y paligorskita en relación con ambientes fluvio-lacustres donde los procesos edafo-diagenéticos (carbonatación, silicificación y vertisolización) provocan la inestabilización de fases esmectíticas precursoras. De esta forma, y en base al carácter dióctrico de la esmectita, se propicia la génesis de paligorskita ó sepiolita respectivamente.

OBTENCION DE MATERIALES CERAMICOS A PARTIR DE UNA ROCA PEGMATITICA.

MEDINA GARCIA, J., (1) LOPEZ AGUAYO, F., (2) LOPEZ GOMEZ, F.A. (3)

(1) Dpto. de Geología y Geoquímica. Univ. de Valladolid.

(2) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Zaragoza.

(3) Centro Nacional de Investigaciones Metalúrgicas., C.S.I.C. Madrid.

A partir de una roca pegmatítica procedente del yacimiento de San Martín de Pusa (Toledo), se estudian las diferentes posibilidades de obtención de materiales cerámicos (cuarzo, feldespato y moscovita) mediante procedimientos basados en las diferencias entre las susceptibilidades magnéticas (separación magnética); conductividades eléctricas (separación electrostática) y mojabilidad superficial (flotación por espumas).

El material de partida lo constituye una muestra representativa del extenso afloramiento granítico existente en la provincia de Toledo. La mineralogía de la muestra media se compone de: feldespatos; cuarzo; granates; turmalinas; moscovita; biotita y cloritas. (MEDINA et. al, 1986). La obtención de materiales cerámicos consistió inicialmente en un proceso de separación magnética a alta intensidad en seco que permite eliminar el 84% del hierro existente en el material inicial, expresado como Fe_2O_3 . Las fases mineralógicas de mayor susceptibilidad magnética forman parte del "concentrado" que se compone fundamentalmente de minerales ferromagnesianos (granates; turmalinas; biotita y moscovita). De este "concentrado" y mediante separación electrostática, se puede obtener un producto enriquecido en moscovita de aplicaciones cerámicas.

El producto de menor susceptibilidad magnética obtenido en la primera etapa ("rechazo") se compone de cuarzo y feldespatos (albita; anortita; oligoclasa; microclina y bitownita). De este rechazo y mediante un proceso de flotación por espumas se obtiene un feldespato de considerable pureza y con un contenido en hierro de 0,14% (expresado como Fe_2O_3). El estudio de su comportamiento en el proceso de fusión indica una temperatura de fluidización de 1280°C, temperatura semejante a la del feldespato tipo 900 L de *Amberger Kaolinweger GmbH*. Si se le compara con el procedente de *Dtavi Minen (Sudáfrica)* presenta un mayor contenido en álcalis y sus características de color y blancura son muy aceptables, sobre todo si se considera la calidad del producto de partida con un 0,95% de hierro.

La optimización de los procesos de separación indican unas condiciones de trabajo de 12000 Gauss en la etapa de separación magnética; 20 KeV en la separación electrostática y flotación ácida en medio HF (pH \approx 2,0-2,5) con un consumo de 2600 g/t de acetato de amina y 400 g/t de aceite de pino.

En estas condiciones, el rendimiento global para el feldespato expresado en términos de eliminación de hierro es del 98% de Fe_2O_3 .

Finalmente, a partir de la espuma obtenida en el proceso de flotación se estudia la posibilidad de reducir el contenido en hierro mediante un proceso de lixiviación utilizando H_2SO_4 .

REFERENCIAS

- MEDINA GARCIA, J; LOPEZ AGUAYO, F y LOPEZ GOMEZ, F.A. (1986), VI Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía, 57. Universidad de Zaragoza.
- MATHIEU, G.J and SIRDIS, L.L. (1984), Reagents in the minerals industry, 57-67. Inst. of Mining and Metallurgy, London, (England).
- REDEKER, I.H. (1981), Proceeding thirteenth annual meeting of Canadian mineral Processors, 136-153. Veillette 6, Comp. Ottawa, (Canadá).

GENESIS DE SILCRETAS CON FORMACION DE AGASTAS EN MATERIALES LUTITICOS DEL SECTOR DE LA SAGRA (TOLEDO).

MORENO, A., POZO, M., LEGUEY, S.

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

En este trabajo se estudian las características mineralógicas y texturales de niveles silíceos intercalados entre materiales lutíticos y esmectíticos en afloramientos próximos a la población de La Sagra (Toledo), pertenecientes a la denominada "serie verde" de la Cuenca de Madrid.

El estudio textural de diversos niveles silíceos ha permitido diferenciar tres tipos con características de agatas.

a) Nodulosos

Con acusados rasgos edafodiagenéticos y con desarrollo de morfologías nodulosas y pisolíticas, con predominio de cuarzo microcristalino. Afectando a los anteriores se observan microvenulas en varias orientaciones, rellenas con mosaicos de cuarzo. Esporádicamente, pero ligadas de manera especial a nódulos se presentan geodas con cuarzo microcristalino, calcedonita y mosaicos de cuarzo. Dispersos en la masa silícea se observan partículas arcillosas, a veces con cierta orientación.

b) Bandeados

Se caracterizan por la existencia de bandas de contacto irregular donde alternan mosaicos de cuarzo de pequeño tamaño con intercalaciones de cuarzo más fino asociado a agregados **grumelares** casi isótropos. Es de destacar la existencia de porosidad secundaria debida fundamentalmente a bioturbación con rellenos de calcedonita y cuarzo, así como la existencia de microvenulas en varias direcciones que afectan a toda la masa silícea, conteniendo cementos de cuarzo.

c) Masivo

Presentando morfologías grumelares de agregados silíceos casi isótropos cementados por cuarzo microcristalino, destacando en zonas la existencia de relictos pelíticos, bioturbación y microvenulas, estas últimas con cementos de calcedonita y cuarzo.

Mineralógicamente predomina el cuarzo como mineral de la sílice con contenidos variables pero en general escasos de filosilicatos. La aplicación del índice de cristalinidad (C.I.) al cuarzo (Murata, K. y Norman M.B., 1976) pone de manifiesto valores de 1.67 a 5.67, correspondiendo el mayor índice a los niveles silíceos de tipo a.

Los resultados obtenidos permiten clasificar los materiales obtenidos como silcretas, destacando en las mismas, al menos, tres episodios de silicificación :

- 1- Agregados grumelares silíceos relacionados con materiales lutíticos.
- 2- Cementación de cuarzo microcristalino que se dispone entre o afectando a los anteriores.
- 3- Cementos de cuarzo y/o calcedonita en orificios de perforación o microvenulas.

En estos tres episodios se observa un incremento en el tamaño de los cristales de cuarzo así como una mayor cristalinidad. Se relaciona la fuente de la sílice con procesos de alteración de los niveles lutíticos que se intercalan entre los estudiados.

ANALYSIS OF SOME PHILIPPINE ARCHAEOLOGICAL POTTERY.

NARANJO, S., (1) de ANDRES, A., (2) PALACIOS, J.M. (3).

(1) Chemical Research Laboratory. National Museum. Manila.

(2) Instituto de Química Inorgánica Elhuyar., C.S.I.C. Madrid.

(3) Instituto de Química Física Rocasolano., C.S.I.C. Madrid.

Samples from the provinces of Camarines Norte, Batangas, Sorsogon, and Palawan were studied by physicochemical techniques. These sherds were collected by Philippine National Museum archaeologists from sites believed to belong to the Neolithic period.

In this study, the sherds were investigated by optical microscopy in thin section, scanning electron microscopy with energy dispersive spectroscopy, x-ray diffraction, thermogravimetric analysis, and refiring tests, in attempt to characterize the sherds from each site, if indeed they reflect material variation, as well as technological difference.

In their thin sections, the sherds were mostly birefringent, with some of the minerals still preserved, others either showed initial vitrification of their sherd bodies, or were vitrified. Feldspar appears to be the common tempering material used. The group II Palawan sherds developed significant amounts of synthetic minerals, while the rest of the sherds contained fair amounts of fragments of volcanic materials. The presence of these minerals was confirmed by the x-ray diffraction patterns.

Analysis by EDAX revealed a general trend of an increasing Al and Fe content, and a decreasing Si content on the surfaces of the sherds.

Some changes on the sherds also occurred on refiring.

The results of the analysis suggest a different fabrication technique for each group and firing temperature below 750°C, about 800°C and above 1000°C.

References:

NARANJO, S. SR. (1985) Mineralogical Characterization of Potsherds and Clay Materials from selected regions of the Philippines. A preliminary report, Manila, Philippines.

OLIN, J.S. and FRANKLIN (1983) Archaeological Ceramics. Washington D.C. Smithsonian Press.

BRINDEY, G.W. and BROWN, G. (1980) Crystal Structures of Clay Minerals and their x-ray Identification. Mineralogical Society, England.

TODOR, D.N. (1976) Thermal Analysis of Minerals, Abacos Press, England.

APLICACION DEL METODO MINERALOGICO CUANTITATIVO A LA DISTRIBUCION Y DINAMICA DE LAS FASES MINERALES PRESENTES EN UN SISTEMA SEDIMENTARIO.

PALANQUES, A., (1) PLANA, F., (2) RIUS, J. (3).

(1) Instituto de Ciencias del Mar. P^o Nacional s/n. Barcelona-08003.

(2) Instituto Jaime Almera. C/ Martí i Franqués s/n. Barcelona-08028.

(3) Instituto de Materiales. C/ Martí i Franqués s/n. Barcelona-08028.

El estudio dinámico de las distintas fases minerales que entran en una cuenca sedimentaria requiere un buen método cuantitativo de mezclas multi-componentes para poder seguir la evolución de un mineral dentro de un mismo tipo textural de sedimento. El principal problema que presenta el análisis cuantitativo a partir de los difractogramas de rayos-X radica en la obtención de la constante de calibración y del coeficiente de absorción de algunas fases, que puede variar notablemente en función de su composición y estructura. Por este motivo se desarrolló un método que permite obtener la constante de calibración de esas fases a partir de la intensidad difractada y del coeficiente de absorción de las fases que se conocen, por el método de mínimos cuadrados. A partir de este punto se pueden obtener valores precisos de las constantes de calibración y por tanto puede aplicarse el método de Chung para calcular la fracción en peso.

Dicho método ha sido aplicado en los sedimentos superficiales del margen continental del delta del Ebro, hallando las constantes propias del sistema, a partir de las cuales ha sido posible conocer la fracción en peso y la distribución de cada fase. La dolomita, el feldespató potásico, la plagioclasa y el cuarzo son dominantes en los ambientes de mayor energía tanto actuales como relictos, aunque solo la dolomita presenta una buena correlación con la distribución textural de los sedimentos. La calcita se concentra preferentemente en la zona próxima al delta (frente deltaico y prodelta interno). La caolinita, la clorita y la illita se depositan predominantemente por debajo del nivel de las olas, adosadas al litoral en un medio menos energético, donde forman un cuerpo sedimentario cohesivo en cuya zona central se registran los mayores porcentajes de dichos minerales.

GENESIS DE JAROSITA EN PALEOSUELOS DE LA FACIES CENTRALES DE LA CUENCA DEL DUERO.

POZO, M., LEGUEY, S.

Dpto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Fac. de Ciencias. Univ. Autónoma de Madrid.
Cantoblanco. 28049-Madrid.

En las facies centrales de la cuenca del Duero, el paso de facies aluviales-fluviales a lacustres, muestra frecuentemente un episodio de transición fluvio-lacustre de carácter pantanoso, donde la presencia de niveles carbonaceos, con abundantes palinomorfos adquiere un desarrollo variable (POZO et al. 1984). El estudio por DRX de estos materiales (muestra total e inferior a 2 μ m) pone de manifiesto una composición mineralógica donde predominan los filosilicatos (illita-mica, esmectita dioctaédrica, caolinita e interestratificados irregulares illita-esmectita) con porcentajes variables de calcita y cuarzo, destacando de forma puntual la presencia de óxidos-oxihidroxidos de hierro, jarosita y yeso. La existencia de esmectita, prácticamente ausente en los niveles siliciclasticos infrayacentes, coincide con una disminución en la cristalinidad de la illita-mica y la aparición de interestratificados, lo que unido al carácter beidellítico de las fases esmectíticas (Test de Greene-Kelly, $d_{060} \sim 1,50$), indica una genesis por transformación. El proceso mencionado, característico de zonas encharcadas con escaso drenaje, confirma el carácter de pantano-cienaga del ambiente estudiado. Por otra parte, la existencia de sulfatos (yeso y jarosita) así como el desarrollo de encostramientos ferruginosos y la distribución de las fases mineralógicas mencionadas, en el perfil litológico, permiten inferir la instalación esporádica de paleosuelos "seu doácidos sulfatados" (WAGNER et al. 1982). En este tipo de ambiente con abundante materia orgánica (condiciones reductoras) se propicia la génesis de sulfuros de hierro cuya oxidación con participación bacteriana, sería responsable del hierro y sulfato requerido para la formación de las fases de hierro, jarosita y yeso.

Los resultados obtenidos permiten inferir una genesis secundaria para la jarosita, en base a la asociación mineralógica observada y a su disposición espacial (microfabrica) cuando se estudia con microscopio electrónico de barrido (M.E.B.), donde se pone de manifiesto que la jarosita se dispone tapizando superficies planares relacionadas con desecación ó rellenando orificios de bioturbación.

Bibliografía

POZO, M.; CARAMES, M. y FONOLLA, F. (1984).
Rev. Mat. Proc. Geol. 2, 95-113.

WAGNER, D.P.; FANNING, D.S.; FOSS, J.E. y SNOW, P.A. (1982).
En : Acid Sulphate Weathering. Soil Sci. Soc. of America. 109-125.

TEXTURA Y MICROFABRICA DE SEPIOLITA Y PALIGORSKITA EN LA "FACIES DE LAS CUESTAS". (CUENCA DEL DUERO).

POZO, M., MEDINA, J.A., LEGUEY, S.

Dpto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Fac. de Ciencias. Univ. Autónoma de Madrid.
Cantoblanco. 28049-Madrid.

Se aborda en el presente trabajo el estudio de la textura y microfabrica de sepiolita y paligorskita en materiales correspondientes a la "Facies de las Cuestas", en afloramientos situados en la zona central de la cuenca del Duero (Valladolid-Palencia). Para ello se han seleccionado doce series litológicas representativas de la facies mencionada, desde su contacto basal con sedimentos siliciclásticos (Facies Detrítica) hasta su limite superior con las calizas de la "Facies Paramo". Litológicamente destaca el carácter calco-dolomítico de los materiales estudiados, con desarrollo variable de los yesos y niveles silíceos, destacando de forma episódica la presencia de intercalaciones lutíticas. Desde un punto de vista sedimentológico corresponden a ambientes lacustres someros de salinidad y basicidad variables, que van de fluvio-lacustre a complejos de tipo "playa-lake".

La amplia distribución de sepiolita y paligorskita en la "Facies de las Cuestas" ha sido puesta de manifiesto en diversos puntos de la zona centro-meridional de la cuenca del Duero, por POZO y CARAMES (1983), POZO y LEGUEY (1984) y POZO et al. (1985). La asociación mineralógica global para esta facies, es la siguiente:
dolomita-calcita-filosilicatos (illita-sepiolita-paligorskita-esmectita dioctaédrica-caolinita)-yeso-cuarzo.

El estudio por microscopía óptica y electrónica de barrido (MEB) de la textura y microfabrica de materiales carbonáticos y lutíticos conteniendo sepiolita y/o paligorskita, previamente caracterizados por DRX, permite diferenciar cuatro tipos, en base a la disposición espacial de estos minerales así como a su relación con los restantes componentes de la roca.

- I. Como fibras o agregados de fibras que se disponen sobre un soporte carbonático. Donde la sepiolita se asocia preferentemente a dolomita euhédrica, con fibras entre 1 y 2 μm de longitud. Mientras que la paligorskita muestra mejor desarrollo ligada a calcita, donde las fibras alcanzan longitudes entre 2 y 5 μm .
- II. Tapizando superficies o intersticios en materiales lutíticos, donde la sepiolita y/o paligorskita, muestran frecuentemente microfabricas de tipo "laminar-turbulenta", con longitudes de fibras de hasta 3 μm en la sepiolita y 10 μm en la paligorskita. Destaca en algunos casos el desarrollo de la paligorskita a expensas de agregados laminares fundamentalmente de esmectitas dioctaédricas, donde las fibras pueden alcanzar las 5 μm de longitud.

- III. Rellenando porosidades secundarias, frecuente-
mente producidas por fenomenos de bioturbación
donde la sepiolita y paligorskita pueden al-
canzar buen desarrollo, en agregados con fi-
bras de hasta 5 y 10 μm de longitud respecti-
vamente.
- IV. Recubriendo morfologías glomerulares de com-
posición argilo-carbonatica, donde los agrega-
dos de sepiolita-paligorskita, muestran longi-
tudes de fibra entre 1 y 10 μm .

Los rasgos texturales y de microfabrica observados, se correlacio-
nan con la evolución sedimentoquímica, siendo un reflejo de la di-
namica lacustre y de los procesos edafo-diageneticos a que han -
sido sometidos los sedimentos.

Bibliografía

- POZO, M. y CARAMES, M. (1983).
Bol. Soc. Esp. de Mineralogía, 7. 51-58.
- POZO, M. y LEGUEY, S. (1984).
I Cong. Esp. de Geología, T-II. 267-283.
- POZO, M.; CARAMES, M.; DOVAL, M. y RODAS, M. (1985).
Bol. Soc. Esp. de Mineralogía, 8. 247-255.

MINERALOGIA Y APLICACIONES INDUSTRIALES DE LAS ARENISCAS DE UN YACIMIENTO DE LA FORMACION ALJIBE (CADIZ).

RUIZ ABRIO, M.T., SANCHEZ SOTO, P.J., GARCIA RAMOS, G.

Dpto. de Química Inorgánica. Fac. de Química. Univ. de Sevilla.

Se estudian las principales variedades de material representativas del yacimiento, a saber: arenas "blanca" y "amarilla". Este es de carácter industrial y se explota por una empresa privada.

Se ha realizado el estudio granulométrico industrial comparativo, análisis químico(A.A.) y por difracción de rayos X.

El análisis granulométrico muestra un alto contenido en la fracción comprendida entre 0,1 y 1 mm de ϕ (74,76 y 72,51% respectivamente) de las arenas "blanca" y "amarilla", lo que reviste un gran interés en la industria del vidrio, considerando, además, la gran potencia del yacimiento.

El análisis químico de las dos variedades presenta una gran semejanza, aunque difieren en el contenido en minerales de la arcilla y óxidos de hierro, que es superior en la variedad amarilla. El contenido en sílice libre de esta arena silíceas es superior a un 96% en ambas muestras.

Los diagramas de difracción de rayos X de la fracción de diámetro menor de 0,63 micras (donde se encuentran masivamente los minerales de la arcilla), dan un alto contenido en cuarzo y una escasa participación de montmorillonita, caolinita y feldespatos.

De acuerdo con estos resultados, se desprende que estas arenas son de gran interés en la industria de loza (de mesa y sanitaria), como desgrasante de pastas cerámicas en general y en la preparación de refractarios, además de su principal empleo en la industria del vidrio.

BIBLIOGRAFIA

- E. SINGER. Arenas de Baviera del Norte aplicadas para la fabricación de porcelana: yacimientos, purificación y aplicaciones. Ber. Dt. Keram Ges. (RFA) 56(1979)8, 210-213(a)
- BOTELHO PEREIRA, V. Ocorrência de areias siliciosas brancas na Bacia Terciária do Sado (1982). Serviço de Fomento Mineiro, Portugal. 19. Congreso Iberoamericano de Cerámica, Vidrio y Refractarios. Torremolinos. pgs. 769-779.

- LOS MINERALES Y ROCAS DE APLICACION INDUSTRIAL EN ESPAÑA(1976).
Instituto Geológico y Minero de España. Servicio de publicaciones, 122 pgs.
- QUESADA, A. y SOLER, V. Yacimiento de arenas cuarzo-feldespáticas en la provincia de Segovia(España). Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr. 17, (1978), 223-227.
- ALVAREZ CASARIEGO, P. Aplicación de la cromatografía gaseosa a la determinación de materia orgánica en las arenas. Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr. 16, (1977), 13-16.
- NIETO, M^a. I., DIEZ, J. C., DABRI, M. y OTEO, J. L. Determinación de la superficie específica y de la forma del grano en arenas y materias primas para vidriería. Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr. 14, (1975), 449-451.
- GARCIA VERDUCH, A. El empleo del cuarzo en las composiciones de cerámica blanca. Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr. 13, (1974), 409-417.
- KEPHART, WILLIAM W. and DeNAPOLI, FRANK J. Brockway Glas Company, Inc., Glass Container Industry Specifications for Raw Materials in the 1980s. Proc. of Minerals and Chemicals in Glas and Ceramics--the next decade. Corning, N.Y. (1981), 70-74.

CARACTERIZACION DE LAS MICAS Y CLORITAS DE LOS MATERIALES PELITICOS DEL DEVONICO INFERIOR Y MEDIO Y SUS DIQUES ASOCIADOS, EN LA ZONA DE YENEFRITO (HUESCA).

SUBIAS PEREZ, I., FERNANDEZ NIETO, C., GONZALEZ LOPEZ, J.M.

Dpto. de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de Ciencias. 50008 Zaragoza.

Las rocas estudiadas afloran en la denominada Zona Axial Pirenaica, en las proximidades del macizo granítico de Panticosa. Se han seleccionado muestras de los materiales pelíticos y de los diques, tanto concordantes como subhorizontales y transversales, que se observan en la serie pelítico-carbonatada del Devónico inferior y medio.

Los métodos de estudio han consistido en difracción de rayos X y microscopía por luz transmitida. Para la mejor caracterización de los filosilicatos se han determinado una serie de parámetros cristaloquímicos por DRX.

Las rocas pelíticas del Devónico inferior muestran la asociación mineralógica siguiente: cuarzo+mica+clorita+feldespatos+calcita+dolomita+menas metálicas. Los parámetros cristaloquímicos de sus filosilicatos tienen los siguientes valores medios: MICAS: $d_{001}=9.998 \text{ \AA}$; $b_0=9.015 \text{ \AA}$; politipo predominante $2M_1$; $I_{004}/I_{002}=0.33$ y su cristalinidad es de 0.33 de 2θ . CLORITAS: $d_{001}=14.154 \text{ \AA}$; $b_0=9.267 \text{ \AA}$; politipo IIb; $F_{004}/F_{005}=1.30$; $F_{004}/F_{003}=2.12$ y cristalinidad de 0.30 de 2θ .

Los diques concordantes con los niveles pelíticos de la parte superior de la serie presentan dos zonas netamente distintas, una blanca y otra verdosa. La zona blanca está compuesta por: cuarzo+clinozoisita+dolomita+clorita+jarosita+calcita+menas metálicas; en esta asociación la clorita es un mineral minoritario. La zona verdosa está constituida por: cuarzo+cloritas+mica+feldespatos+calcita+menas metálicas, presentando los filosilicatos parámetros cristaloquímicos cuyos valores medios son: MICAS: $d_{001}=10.009 \text{ \AA}$; $b_0=9.018 \text{ \AA}$; politipo dominante $2M_1$; $I_{004}/I_{002}=0.34$, y cristalinidad 0.36% de 2θ . CLORITAS: $d_{001}=14.151 \text{ \AA}$; $b_0=9.273 \text{ \AA}$; politipo IIb; $F_{004}/F_{005}=1.38$; $F_{004}/F_{003}=2.02$ y cristalinidad de 0.30% de 2θ .

Los diques transversales y subhorizontales asociados a la serie carbonatada del Devónico medio presentan la siguiente asociación mineralógica: cuarzo+feldespatos+cloritas+micas+calcita+epidota+zoisita+anfíboles+piroxenos+jarosita+menas metálicas. Los valores medios de los parámetros cristaloquímicos de los filosilicatos son: MICAS: $d_{001}=10.023 \text{ \AA}$; $b_0=9.032 \text{ \AA}$; politipo dominante $2M_1$; $I_{004}/I_{002}=0.35$; cristalinidad 0.34% de 2θ . CLORITAS: $d_{001}=14.165 \text{ \AA}$; $b_0=9.271 \text{ \AA}$; politipo IIb; $F_{004}/F_{005}=1.44$; $F_{004}/F_{003}=1.87$; cristalinidad 0.31% de 2θ .

La composición mineralógica de las distintas rocas, los parámetros cristaloquímicos de sus filosilicatos relacionados con su composición química y, finalmente, las relaciones texturales observadas al microscopio, permiten aventurar hipótesis sobre la génesis de estos materiales.

EL YACIMIENTO DE ARCILLAS SEPIOLITICAS DE VICALVARO (MADRID): INTRODUCCION A LA EXCURSION DE LA AEGYM.

CASTILLO., A.
Tolsa, S.A. Madrid.

1.-Introducción.

La sepiolita es un filosilicato magnesiano de tipo 2:1, perteneciente al "grupo de la paligorskita-sepiolita". Su estructura fue estudiada por NAGGY y BRADLEY (1955) y BRAUNER y PREISINGER (1956). Posteriormente RAUTUREAU et al. (1972), RAUTUREAU y ICHOUBAR (1974) y RAUTUREAU (1974) confirmaron el modelo estructural de Brauner-Preisinger mediante estudios de microdifracción electrónica. Basicamente está constituida por cadenas tetraédricas de tipo piroxeno unidas a una cadena octaédrica central de carácter magnésico que dan lugar a la existencia de canales que en parte, proporcionan a la sepiolita las propiedades que hacen de ella un mineral industrial muy versátil.

Se conocen referencias de arcillas sepiolíticas en diversos ambientes geológicos, desde el fondo oceánico (Deep Sea Drilling Project) hasta suelos actuales y paractuales en zonas desérticas; aunque en este caso es mayoritaria la paligorskita. Las sepiolitas del yacimiento de Vicálvaro se sitúan en un ambiente continental de carácter lacustre-palustre.

En la zona de Madrid la sepiolita es conocida desde hace mucho tiempo. Así desde mediados del siglo XVIII hasta la invasión napoleónica, fué utilizada mezclada con arcilla de Capodimonte (Italia) en la fabricación de la cerámica del "Buen Retiro". En el siglo XIX y principios del XX se utilizó como material de construcción en vallas y muros de corrales y casas rústicas siendo conocida como "piedra loca" por su capacidad de flotar en el agua. TOLSA, S.A. comenzó su explotación en el año 1963 por minería subterránea (cámaras y pilares), y en el año 1970 se pasó al sistema de transferencia de estériles (cielo abierto) que se utiliza en la actualidad.

La Tabla 1 muestra la composición química de tres sepiolitas representativas de procedencias diversas: Sepiolita de Vicálvaro (1), Sepiolita de Ash Meadows, Nevada, USA (2) y Sepiolita de Sinya, Tanzania, Kenia (3).

TABLA I

	(1)	(2)	(3)
SiO ₂	63.10	61.00	59.00
Al ₂ O ₃	1.08	3.90	1.70
MgO	23.08	20.10	24.10
CaO	0.27	1.50	0.80
Fe ₂ O ₃	0.83	1.00	1.26
Na ₂ O	0.09	0.90	1.40
K ₂ O	0.21	0.90	1.14
H ₂ O ⁺	10.58	10.30	9.94

- 1.- Sepiolita de Vicálvaro.
- 2.- Sepiolita de Ash. Meadows (Nevada U.S.A.).
- 3.- Sepiolita de Sinya (Tanzania-Kenia).

2.- Situación Geográfica y Geológica.

El yacimiento de sepiolita de Vicálvaro está situado en la zona Noroeste de la ciudad de Madrid próxima a las localidades de Vicálvaro, Canillejas y Coslada, siendo más abundante en la zona comprendida dentro del antiguo término municipal de la primera de ellas (Fig. 1).

Geológicamente se situa en la zona Noroeste de la cuenca terciaria del Tajo, o cuenca de Madrid. La distribución de facies de esta cuenca ha sido tratada por diversos autores. RIVA (1957) y BENAYAS et al. (1960) proponen un modelo centripeto donde se pasa de facies detríticas marginales a facies evaporíticas centrales, definiendo cuatro tipos de facies detríticas: Madrid, Guadalajara, Alcarria y Toledo en función de las diferencias litológicas existentes en las áreas fuertes de donde proceden. Entre las "facies Madrid" y la "facies central" se puede definir la "facies de transición" que se caracteriza por la presencia de niveles con contenidos abundantes en arcillas sepiolíticas.

MEGIAS, et al. (1980, 1982, 1983) propone un nuevo modelo basado en el concepto de Unidad Tectosedimentaria, establecido previamente por MEGIAS (1973). Un conjunto de unidades para el relleno Neógeno de la cuenca, separadas por rupturas sedimentarias, que de más antiguas a modernas son:

- Unidad Salina.
- Unidad Detritico-yesífera.
- Unidades Fluvio-lacustres terminales.
- Unidad Arcósica.

Es en esta última en donde estarían situadas las arcillas sepiolíticas.

ALBERDI et al. (1983), JUNCO Y CALVO (1983) y TORRES et al. (1984) proponen un modelo donde se establecen tres unidades a escala de cuenca denominadas Inferior, Media y Superior, de acuerdo a su posición relativa, y separadas por discontinuidades sedimentarias. Las unidades Inferior y Media están caracterizadas por sedimentos arcósicos, de abanico aluvial, que pasan a sedimentos lacustres, evaporíticos en la Unidad Inferior y calcáreos en la Media, a través de llanuras lutíticas en la que existirían zonas palustres y lacustres efímeras. La unidad Superior comienza por materiales detriticos (red fluvial intramiocena; CAPOTE y CARRO, 1968) que pasan a calizas lacustres (calizas de los páramos) que son extensivas sobre el resto de los materiales. En la unidad Media existen arcillas sepiolíticas asociadas a las facies arcósicas (Vicálvaro) y a las facies carbonatadas centrales (Cerro de los Batallones-Valdemoro).

3.- Estratigrafía

TOLSA, S.A. en su mina de Vicálvaro, explota dos capas mineralizadas, asociados a materiales detritico-margosos, de morfología lenticular con potencias importantes en su zona central (10 metros de la capa superior), que decrecen progresivamente hacia los bordes (Fig. 2). En estas zonas laterales es normal la presencia de varios niveles mineralizados cuya paragénesis es más compleja que en la zona central de la capa, en la que la sepiolita es mayoritaria. La dirección del conjunto es, aproximadamente, NE-SW con una ligera inclinación hacia el S.

La serie tipo para la explotación consta, de techo a muro, de los siguientes conjuntos litológicos:

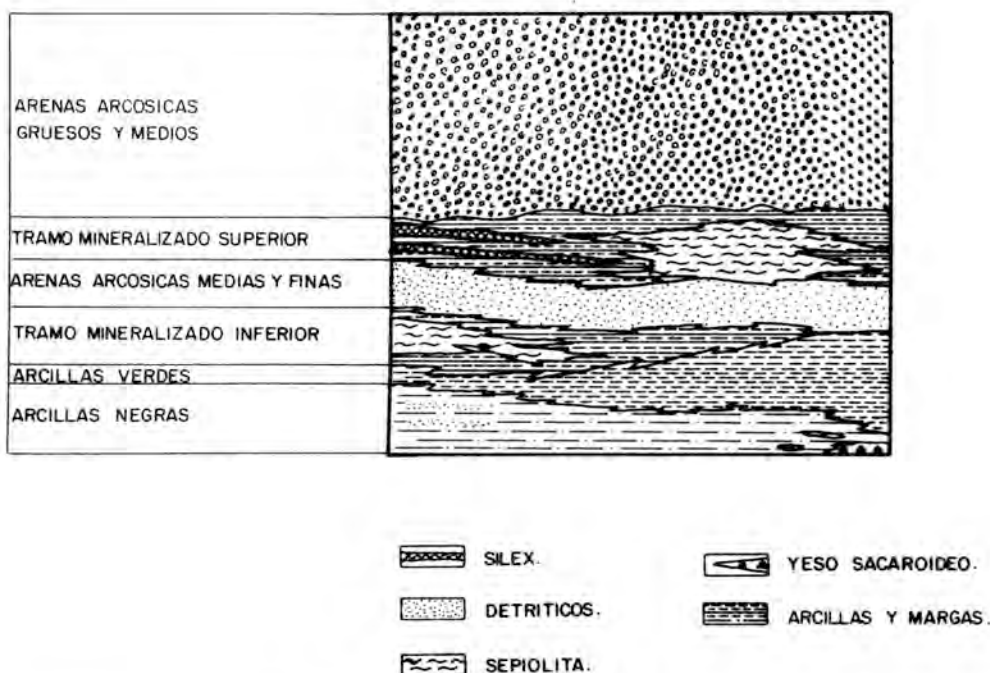


FIG. 2.- ESQUEMA DE FACIES DEL YACIMIENTO DE SEPIOLITA DE VICALVARO.

- Arenas arcillosas cuarzo-feldespáticas de tonos pardoamarillentos y rojizos de tamaño medio gruesos y con granoselección positiva, a escala de conjunto.

- Tramo mineralizado superior. Constituido por arcillas esmectíticas y margas beige y marrones que hacia muro pasan a la capa mineralizada sepiolítica. Esta presente una potencia que en algunas zonas ha sobrepasado los 10 metros y en su zona central está constituida casi exclusivamente por sepiolita (más del 95%). En zonas marginales aparece un mínimo de dos niveles mineralizados separados por arcillas esmectíticas, con menor potencia y una mineralogía más compleja, destacando la presencia de calcita en el nivel superior. Todo este conjunto cambia hacia el Noroeste a una zona en la que existen tres niveles decimétricos de sílex y calizas silíceas, acompañados de arcillas esmectítico-sepiolíticas beige, rosadas y marrones. Este cambio se produce a través de una zona de arcillas y margas esmectíticas con niveles carbonatados calcíticos.

- Arenas arcillosas cuarzo-feldespáticas de tamaño medio y fino con tonos marrones y rojizos.

- Tramo mineralizado inferior. Como en el caso del tramo mineralizado superior comienza por arcillas esmectíticas marrones que hacia muro pasa a sepiolita. En la zona central la capa mineralizada presenta una mineralogia constituida por sepiolita, mayoritaria, acompañada de esmectitas magnesianas y carbonatos dolomíticos. Su potencia alcanza valores superiores a los 5 metros.

Hacia las zonas marginales la potencia disminuye de modo gradual, apareciendo dos niveles mineralizados en los que disminuye el contenido en sepiolita y aumentan los de espectitas magnesianas y dolomita, la cual se presenta en forma nodular y pueden ser tan abundantes que lleguen a constituir verdaderos niveles. El muro de esta capa sepiolítica está constituido por arcillas esmectíticas y arcillas arenosas marrones.

El conjunto litológico inferior se caracteriza por la presencia de margas y arcillas esmectíticas verdes con huellas de bioturbación, e intercalaciones de carbonatos dolomíticos blancos, arenas biotíticas oscuras y arcillas rosadas y rojizas de aspecto grumoso y masivo constituidas por esmectitas magnesianas con muy bajo grado de cristalinidad. Estas arcillas verdes hacia muro pasan a lutitas negras con abundante materia orgánica, acompañada a techo por niveles carbonatados grises y pasadas muy finas de arenas biotíticas grises y negras. En los sondeos realizados en la zona Sur de la explotación, se ha observado a muro de las lutitas negras, la presencia de intercalaciones nodulares y estratiformes de yeso sacaroideo blanco.

4.- Consideraciones sobre la génesis.

Las primeras tentativas de explicar la génesis de las arcillas de neoformación de la Cuenca del Tajo citan la existencia de episodios rexistásicos en los que se erosionarian materiales lateríticos originados en etapas biotásticas anteriores (BENAYAS et al. 1960, ALONSO, et al. 1961). Como producto de la erosión de los materiales detriticos quedarían en zonas de borde mientras que en las zonas media y central, a las que llegarían aguas cargadas de iones produciéndose la precipitación de minerales neoformados entre los que se encontraría la sepiolita.

HUERTAS et al. (1970) proponen una secuencia de precipitación que comenzaría por esmectitas aluminicas y culminaría con arcillas magnesianas (sepiolita, saponita). Como resultado de este proceso se produciría un enriquecimiento de las aguas en iones alcalinos y alcalinotérreos que permitiría la precipitación de materiales salinos.

MEGIAS, et al. (1982), con base a su modelo tectosedimentario proponen una nueva hipótesis para la génesis de las arcillas magnesianas ligadas a los materiales de la Unidad Arcósica. Definen la unidad como constituida por abanicos aluviales coalescentes que progradan hacia el interior de la cuenca. En las zonas proximales y medias de los abanicos se produciría la génesis de arcillas paligorskíticas, asociadas a esmectitas y carbonatos, por medio de procesos edáficos desarrollados en zonas intercanales. En las zonas distales, con menor drenaje, se produciría el fenómeno de evaporación por bombeo durante el cual se formaría sepiolita asociada a calcitas. En estas mismas zonas distales se podrían originar áreas de encharcamiento en las que precipitaría sepiolita y carbonatos micríticos unidos a minerales del grupo de la sílice.

LEGUEY et al. (1984), basándose en el modelo tectosedimentario citado, definen las siguientes características para el mismo:

- Medio ecológico de sabana.
- Los sedimentos arcósicos recibirían aguas procedentes de los granitos, y ocasionalmente, del Sur de la cuenca cargadas de iones de magnesio.
- En las zonas distales, en lagunas efímeras, se produciría la precipitación de geles silicatado-magnésicos que por envejecimiento ("ageing") darían lugar a sepiolitas. También se producirían episodios carbonatados que podrían silicificarse contemporáneamente con el depósito.

GALAN y CASTILLO (1985) y DOVAL et al. (1985), proponen un origen ligado a precipitación química directa para la sepiolita en sus niveles más puros, asociando el origen del magnesio a las facies evaporíticas infrayacentes.

ALONSO et al. (1986), en su estudio de la zona de Paracuellos del Jarama destacan la presencia de dos tipos de arcillas sepiolíticas: una ligada a calcitas y otra de carácter lacustre. Para el primer tipo proponen una génesis debida a precipitación química a partir de soluciones vadosas para una tasa de evaporación relativamente alta, y para la sepiolita

lacustre proponen, como primera aproximación, un modelo basado en transformaciones diagenéticas en medio alcalino de otros minerales de la arcilla precursores (frente a un modelo de precipitación química directa).

1.5.- Bibliografía (referencias sobre Sepiolitas de Yicálvaro).

ALBERDI, M.T., HOYOS, M., JUNCO, F., LOPEZ, N., MORALES, J., SESE, C., SORIA, D. (1983): Bioestratigrafía et. evolution sedimentaire du Neógene continental de l'aire de Madrid. Interim. Coll. R.C.M.M.S., 15-18.

ALONSO, A.M., CALVO, J.P., GARCIA DEL CURA, M.A. (1986): Sedimentología y petrología de los abanicos aluviales y facies adyacentes en el Neógeno de Paracuellos del Jarama (Madrid). Estudios Geológicos. 42, 79-101.

ALVAREZ, A. (1984): Sepiolite: properties and uses. In Paligorskite-Sepiolite: Occurrences, genesis and uses. A. Singer and E. Galán (Ed.) Developments in Sedimentology 37. Elsevier, Amsterdam. 253-283.

BENAYAS, J., PEREZ MATEOS, J., RIBA, O. (1960): Asociaciones de minerales detríticos de los sedimentos de la Cuenca del Tajo. Anales de Edafología y Agrobiología. 19, 635-670.

CAPOTE, R., CARRO, S. (1968): Existencia de una red fluvial intramocena en la depresión del Tajo. Estudios Geológicos, 24, 91-95.

CALVO SORANDO, J.P., ORDOÑEZ, S., HOYOS, M., GARCIA DEL CURA, M.A. (1984): Caracterización sedimentológica de la unidad intermedia de la zona sur de Madrid. Revista de Materiales y Procesos Geológicos. II. 145-176.

CALVO SORANDO, J.P., GARCIA YAGUE, A. (1985): Nuevos Sondeos de Investigación geológica en el área de Madrid. Estudios Geológicos. 41. 25-31.

DOMINGUEZ, M.C. (1985): Sedimentología y mineralogía de las facies detríticas neógenas de la Cuenca de Madrid (Paracuellos -Torrejón). Tesis de Licenciatura. Universidad de Madrid.

DOVAL, M., DOMINGUEZ DIAZ, M.C., BRELL, J.M., GARCIA ROMERO, E. (1985): Mineralogía y sedimentología de las facies distales del Borde

Norte de la Cuenca del Tajo. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía. 257-269.

GALAN, E., CASTILLO, A. (1984): Sepiolite-Paligorskite in Spanish Tertiary basins: Genetical patterns in continental environments. In: Paligorskite-Sepiolite: Ocurrencias, genesis and uses. A. Singer and E. Galán (Ed). Developments in Sedimentology 37. Elsevier Amsterdam. 87-124.

HOYOS, M., JUNCO, F., PLAZA, J.M., RAMIREZ, A., RUIZ SANCHEZ PORRO, J. (1985): El Mioceno de Madrid. En Geología y Paleontología del Terciario Continental de la provincia de Madrid. M.T. Alberdi. (Ed), C.S.I.C. 9-16.

JUNCO AGUADO, F., CALVO SORANDO, J.P. (1983): Cuenca de Madrid. En Libro Homenaje a J.M. Ríos. II, 534-543.

LEGUEY, S., ORDOÑEZ, S., GARCIA DEL CURA, M.A., MEDINA, J.A. (1984): Estudio geoquímico y mineralógico de las facies arcóscicas distales de la Cuenca de Madrid. 1^{er} Congreso Español de Geología. II, 355-371.

MARTIN ESCORZA, C. (1976): Actividad tectónica, durante el Mioceno, de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. Estudios Geológicos. 32, 509-522.

MEGIAS, A.G. (1973): Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del secundario y terciario de la vertiente meridional Pirenaica. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.

MEGIAS, A.G., ORDOÑEZ, S., CALVO SORANDO, J.P. (1980): Rupturas sedimentarias en depósitos continentales, aplicación a la Cuenca de Madrid. Actas IX. Congreso Nacional de Sedimentología. Salamanca.

MEGIAS, A.G., ORDOÑEZ DELGADO, S., CALVO SORANDO, J.P., GARCIA DEL CURA, M.A. (1982): Sedimentos de flujo gravitacional yesíferos y facies asociadas en la cuenta neógena de Madrid, España. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología. II, 311-328.

MEGIAS, A.G., LEGUEY, S., ORDOÑEZ, S. (1982): Interpretación tectosedimentaria de la génesis de fibrosos de la arcilla en series detriticas continentales (Cuencas de Madrid y del Duero). España. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología. II, 427-439.

MEGIAS, A.G., ORDOÑEZ, S., CALVO, J.P. (1983): Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la Cuenca de Madrid. *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*. 1, 163-191.

RIBA, O. (1957): Ensayo sobre la distribución de litofacies del terciario continental de la Cuenca del Tajo al W. de la Sierra de Altomira. *Cursillos y Conferencias*. Ins. Lucas Mallada. 3, 177 pp.

TORRES, T., JUNCO, F., ZAPATA, J.L., PLAZA, J.M. (1984): Similitud de los procesos sedimentarios del Neógeno en la Cuenca del Tajo y en la depresión Intermedia. *1^{er} Congreso Español de Geología*. 1, 285-300.

3. CORRECCION 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). Lógicamente no se admitirán modificaciones con respecto al texto original.

4. 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.

DISPOSITIVO PARA EL TRATAMIENTO DE AGREGADOS ORIENTADOS CON VAPORES DE DISOLVENTES ORGANICOS.

AROSTEGUI, J. VELASCO, F. y ZULUAGA, M.C.

Dpto. de Mineralogía y Petrología. Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080 Bilbao.

Se propone un dispositivo, inspirado en el que actualmente existe en el Laboratoire de Minéralogie et Petrologie de l' Université de Neuchâtel (Sulza), que permite el tratamiento simultáneo de más de 30 agregados orientados (A.O.) de minerales de la arcilla con vapores de diferentes compuestos orgánicos a temperatura ambiente.

Consiste en una campana de vidrio o metacrilato, colocada sobre una base no porosa, dentro de la cual se disponen en pequeñas estanterías de malla metálica los A.O. a tratar con diferentes sustancias orgánicas. Estos vapores son distribuidos en el interior de la campana mediante un sencillo tubo difusor a modo de tridente. El aire portador de los vapores orgánicos es insuflado mediante un compresor, una bomba o aspirado por una trompa de vacío acoplada a una toma de agua.

Previamente al paso por el disolvente orgánico, el aire es secado haciéndolo pasar por ácido sulfúrico y una columna de gel de sílice.

La efectividad del sistema ha sido comprobada tratando diversos agregados de dos muestras, que contenían cantidades apreciables de minerales interstratificados I/S del tipo IS regular, con vapores de etilenglycol, mediante el dispositivo indicado y paralelamente en estufa a 60 °C.

Se compararon, mediante difracción de rayos X, el desplazamiento de la reflexión $10\text{Å} / 14\text{Å}$ del interstratificado y otros parámetros tales como la intensidad de las reflexiones (001) y (002) y la cristalinidad de la illita en las reflexiones a 10 Å (índice de KÜBLER) y a 5 Å .

Los resultados muestran los mismos valores en ambas experiencias para las dos muestras en cuanto al desplazamiento de la reflexión $10\text{Å} / 14\text{Å}$, mientras que para los restantes parámetros se obtiene una mejor reproductibilidad con el método propuesto que con el tratamiento clásico a 60°C.

Estas diferencias pueden tener su explicación en la existencia de capas de naturaleza vermiculítica, de comportamiento complejo respecto a los cambios de temperatura y de ahí la conveniencia de un tratamiento a temperatura ambiente como el que se propone.

INDICE DE AUTORES

INDICE DE AUTORES

ALFARO, E.J.....	91	GARCIA DEL CURA, M.A.....	46
ALVAREZ, M.A.....	65	GARCIA IGLESIAS, J.....	21
ALVAREZ PEREZ, A.....	60	GARCIA MARTINEZ, O.....	95
ANTON PACHECO, C.....	49	GARCIA RAMOS, G.....	113
ARREGUI, M.....	44	GARCIA ROMERO, E.....	66
ARRIBAS, A.....	11, 34	GARCIA RUIZ, J.M.....	88,91
ARRIBAS, J.G.....	83	GERVILLA, F.....	19
AYORA, C.....	4	GIL CRESPO, P.P.....	73
AZCARATE,	1	GIMENO TORRENTE, D.....	30, 32
BASTIDA, J.....	61, 62	GOMEZ LORENTE, C.....	92
BEL LAN, A.....	49	GONZALEZ LOPEZ, J.M.....	43,69,115
BESTEIRO, J.....	61, 85	GONZALEZ MONTERO, P.....	13
BLANCO, M.....	76	GUIJARRO, J.....	102
BOISTELLE, R.....	94	GUMIEL, P.....	49,51
CABALLERO, B.....	15	GUTIERREZ VILLARIAS, J.L.....	25
CALDERON, T.....	86	HERMOSIN, M.C.....	87
CARDELLACH, E.....	28, 59	HERNANDEZ ARNEADO, M.J.....	55
CASAS, J.....	102	HOYOS, M.A.....	102
CASTILLO, A.....	117	HUESO, R.....	53
CEMBRANOS, M.L.....	34	JIMENEZ BALLESTA, R.....	44
COLLDEFORNS, B.....	59	KINGSTON, M.....	49
CORNEJO, J.....	80, 87	LAGO SAN JOSE, M.....	61,62
CORRETGE, L.G.....	13	LEANTE PEREZ, H.....	68
COY YLL, R.....	83, 95	LEGUEY, S.....	104,107,110,111
CRESPO, V.....	4	LOPEZ ACEVEDO, V.....	92,94,98
DE ANDRES, A.....	108	LOPEZ AGUAYO, F.....	43,69,70,106
DEL VALLE, A.....	100	LOPEZ ANDRES, S.....	95, 98
DE SAJA, J.A.....	97	LOPEZ DE AZCONA, M.C.....	46
DOMINGO BELLA, S.....	65, 88	LOPEZ GALINDO, A.....	40
DIAZ ALVAREZ, M.C.....	63	LOPEZ GARCIA, J.A.....	58,75
DURAN, E.....	32	LOPEZ GOMEZ, F.A.....	70,106
FENOLL, P.....	19, 22	LOPEZ RUIZ, J.....	5
FERNANDEZ DIAZ, L.....	89	LOPEZ VALERO, I.....	94
FERNANDEZ NIETO, C.....	115	LOCUTURA, J.....	57
FERNANDEZ TURIEL, J.L.....	32	LOREDO PEREZ, J.....	21
FORT GONZALEZ, R.....	63	LUNAR, R.....	24,51,58
GALAN, E.....	55, 71	LUQUE DEL VILLAR, F.J.....	71
GALVAN, J.....	44, 65	LLORENTE, J.A.....	59
GALLEGO, M.....	51	MANGAS, J.....	11
GARCIA CARCEDO, F.....	70	MARCOS, C.....	78
GARCIA CASCO, A.....	22	MARTIN, B.....	101
GARCIA DE MIGUEL, J.M.....	17	MARTIN, F.....	97,101

MARTIN GUILLEN, M.....	43
MARTIN DE V., J.L.	42,44,102,104
MARTIN IZARD, A.....	38
MARTIN RUBI, J.A.....	68
MARTIN VIVALDI, J.L.....	98
MARTINEZ FRIAS, J.....	29,58
MATA PERELLO, J.M.....	59
MAYOR YAGUE, N.....	29
MEDINA, J.A.....	104,111
MEDINA GARCIA, F.....	70,106
MINGARRO, F.....	46
MIRAS RUIZ, A.....	55
MOREIRAS, D.....	78
MORENO, A.....	68,107
MORO, M.C.....	34
MUÑOZ DE LA NAVA, P.....	66
NARANJO, S.....	108
NAVARRO, J.V.....	66
ONDARROA, C.....	73
ORDOÑEZ, S.....	46
ORTEGA, L.....	24
ORTI CABO, F.....	47
OSACAR, M.C.....	85
OSACAR, C.....	85
OVEJERO, G.....	35
OYARZUN, R.....	3,29
PALERO, F.....	38
PALACIOS, J.M.....	108
PALANQUES, A.....	109
PANIAGUA, A.....	25,78
PASCUAL, E.....	22,39
PAYAS, A.....	49
PEREZ CUADRA, P.M.....	66
PEREZ SIRVENT, M.C.....	53
PESQUERA, A.....	73
PLANA, F.....	109
POCOVI, A.....	61,62
POZO, M.....	42,104,107,110,111
POZO RODRIGUEZ, M.....	68
PRADO, A.....	78
PRIETO, A.C.....	97,101
PRIETO, M.....	75,83,89,98
REGUILON, R.M.....	27
RENDON, J.L.....	80
REVENTOS, M.....	61
RIUS, J.....	109
RODAS, M.....	71
RODRIGUEZ GORDILLO, J.....	53
RODRIGUEZ PEVIDA, L.S.....	25
ROWNA, L.C.....	49
RUIZ ABRIO, M.T.....	113
RUIZ DE ALMODOVAR, G.....	39
RUIZ SIERRA, J.C.....	70
RULL, F.....	81,97,100,101
SAEZ, R.....	39
SALVANY, J.M.....	47
SANCHEZ SOTO, P.J.....	113
SANCHEZ VIÑAS, M.....	53
SANTOS, A.....	91
SIERRA, J.....	58
SOBRON, F.....	100
SUAREZ, O.....	13
SUBIAS, I.....	115
TALLES, C.....	42
TORNOS, F.....	57
TORRES RUIZ, J.....	19
TRITLLA, J.....	28
VELASCO, F.....	71
VELILLA, N.....	53
VIEDMA, C.....	75,98
VIGIL, R.....	104
VINDEL, R.....	24,58

BOLETIN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGIA

NORMAS PARA LA PRESENTACION DE ORIGINALES

1. PRESENTACION DE LOS MANUSCRITOS

Deberá entregarse, durante las sesiones de la Reunión Científica, un original y una copia protegidos con cartón duro y sin doblar.

1.1. TITULO

El título, con mayúsculas, debe reflejar con precisión el contenido del trabajo.

1.2. AUTORES

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, localidad y distrito postal.

1.3. RESUMEN

El texto debe ir precedido de dos resúmenes (en castellano e inglés) con una extensión máxima de 150-200 palabras que refleje con concisión y claridad los resultados del trabajo.

1.4. PALABRAS CLAVE

A continuación de cada resumen se añadirán una lista de hasta 8 palabras clave.

1.5. 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 incluyendo referencias, tablas y figuras. El nombre de los apartados y subapartados deberá ser resaltado utilizando mayúsculas o cursivas.

1.6. BIBLIOGRAFIA

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 (subrayado) volumen y páginas, según los modelos siguientes:

ARRIBAS, A. (1978): Mineral paragénesis 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.

2.1. ILUSTRACIONES (GRAFICAS, FOTOGRAFIAS 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 el nombre de los autores y el número de orden de las mismas, con lápiz muy blando.

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 rígido 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.

3. CORRECCION 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). Lógicamente no se admitirán modificaciones con respecto al texto original.

4. 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.