

Boletín de

ISSN 0210-6558

la Sociedad Española de

Mineralogía

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

Directora: P. Fenoll Hach-Alí



Volumen 16-1, 1993

Resúmenes de Comunicaciones

XIII Reunión de la S.E.M.

XII Reunión de la S.E.A.

Castellón – Benicasim, 3-5 Junio 1993

Publicado por la Sociedad Española de Mineralogía con la colaboración financiera de la
Secretaría de Estado para Universidades e Investigación

Alenza, 1 - 28003 MADRID

Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía

Vol 16-1

Periodicidad anual

ISSN 0210-6558

XIII REUNIÓN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGÍA

XII REUNIÓN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE ARCILLAS

Castellón-Benicasim 3-5 de Junio, 1993

Volumen 16-1, 1993

(Resúmenes de Comunicaciones)

**Publicado por la Sociedad Española de Mineralogía,
con la colaboración de la Universidad Jaime I de Castellón,
y la Secretaría de Estado para Universidades e Investigación**

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

XIII REUNIÓN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGÍA
XII REUNIÓN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE ARCILLAS

Comité Organizador

TEÓFILO SANFELIU MONTOLIO
Unitat Subdepartamental de Cristal·lografia-Mineralogia
Universitat Jaume I de Castelló.
CARLOS DE LA FUENTE CULLELL
Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits minerals
Universitat de Barcelona.
IGNASI QUERALT MITJANS
Institut de Ciències de la Terra «Jaume Almera». C.S.I.C., Barcelona

Tesorería -Secretaría

ANA BOIX ; M. MIGUEL JORDÁN

Colaboradores

VICENTE ESTEVE; LAURA GARGALLO
AMPARO JUAN; ELENA PENADÉS
M. DOLORES PORCAR; LUIS RENARD
TERESA RIPOLLÉS; AMELIA ROYO
LAURA SCABBILO; RICARDO SEGURA

Comité Científico

PURIFICACIÓN FENOLL HACH-ALÍ
FRANCISCO LÓPEZ AGUAYO
IGNASI QUERALT MITJANS
CARLOS DE LA FUENTE CULLELL
TEÓFILO SANFELIU MONTOLIO

Presidencia de Honor

EXCMO. Y MAGFCO. SR. D. FRANCISCO MICHAVILA PITARCH. RECTOR DE
LA UNIVERSITAT JAUME I DE CASTELLO.

Castellón-Benicasim 3, 4 y 5 de Junio de 1993

BOLETÍN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGÍA

Volumen 16-1, 1993

INDICE

RODRÍGUEZ, C.; SEBASTIÁN, E.; RODRÍGUEZ, M. :-Presencia de dolomita autígenica en costras de alteración desarrolladas en edificios históricos.....	1
AÑORBE, M.; MARTÍN POZAS, J. M.; SÁNZ DE CUETO, F. J. :-Propiedades de estructura e hídricas de la roca de cantera y monumento en la ciudad de Zamora.....	3
VENDRELL-SAZ, M.; GARCÍA-VALLÉS, M.; ALARCÓN, S.; VALLS, S. :-Mecanismos de degradación de los monumentos romanos de Tarragona.....	5
HERNÁNDEZ, J. M.; MANCHEÑO, M. A.; FERNÁNDEZ, M. T.; ARANA, R. :-Caracterización del estado de alteración en la piedra monumental de la iglesia de Santo Domingo, (Murcia).....	7
PÉREZ, C.; ARANA, R.; GARRIDO, M. M. :-Rocas ornamentales utilizadas en la construcción de la fachada del Palacio Episcopal de Murcia.....	8
MOLERA, J.; VENDRELL-SAZ, M.; PRADELL, T.; GARCÍA-VALLÉS, M. :-Caracterización de las producciones de cerámica medieval del taller del Testar del Molí (Paterna s. XIV).....	10
ALVAREZ, A.; MARCOS, J.; PLANA, F.; QUERALT, I. :-Cerámica neolítica de la costa ecuatoriana: Tecnología y función.....	12
ANGEL, M.C.; LÓPEZ, A.; PRENDES, N.; RICO, J.M. :-La utilización del tratamiento digital de imágenes en la evaluación de las patologías del puente romano de Molina (Guadalajara).....	14
FONTAO, I.; LEIRO, A.; MATEO, B.; PRENDES, N. :-Seguimiento, por técnicas digitales de imagen, del acetato de uranio, en la determinación de patologías de hormigón.....	16
DE LA FUENTE, C.; BALLBÉ, E. :-Alteración inducida sobre materiales naturales utilizados en construcción: Pizarras.....	18
GALÁN, E.; CARRETERO, M. I. :-Metodología para la eficacia de los tratamientos de conservación de la piedra. Aplicación a la caliza de la torre de la Catedral de Málaga.....	19
DÍEZ, J.A.; DE CEA, J.C.; OLALLA, C. :-Caracterización mineralógica de los sedimentos acumulados en el embalse de Proserpina (Mérida).....	21
BAULUZ, B.; FERNÁNDEZ-NIETO, C.; GONZÁLEZ, J. M. :-Geoquímica de elementos traza en la serie detrítica permotriásica de Rodanas (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica).....	22
TORRES, J.A.; LAGO, M.; ARRANZ, E.; GIL, A.; POCOVI, A. :-Petrología y Geoquímica del magmatismo calcoalcalino Autuniense, del anticlinal de Montalbán (Cadenas Ibéricas Orientales, provincia de Teruel).....	24
DUMITRESCU, R.; LAGO, M.; BASTIDA, J. :- Petrología y Geoquímica del magmatismo alcalino triásico del Diapiro de Vüllel (Teruel).....	25
LAGO, M.; ARRANZ, E.; POCOVI, A. :- Las doleritas toleíticas triásicas de El Grado (Huesca): Petrología y Geoquímica.....	27
DUMITRESCU, R.; LAGO, M.; BASTIDA, J. :-Petrología y Geoquímica de las doleritas alcalinas triásicas de la región de Castellón.....	28
GIL, P.P.; PESQUERA, A. :-Presencia de Rhönita en una colada basáltica submarina del albiense superior (Armitza, Vizcaya).....	29
CUENCA, G.; LAGO, M.; CANUDO, I.; ARRANZ, E. :-Geología, Petrología y Geoquímica de los materiales volcánoclasticos, Mioceno Medio, en el sector Lanaja-Peñalba (Zaragoza).....	31
PÉREZ, D.; BUIXÓ, S.; MAZA, S.; MIRABAL, M.; ONGAY, J. M.; RUÍZ, F. M. :-Zeolitas en rocas volcánicas alcalinas del NE de Cataluña.....	32
LAGO, M.; ARRANZ, E.; POCOVI, A. :-Los basaltos de Ojos Negros (Teruel): Petrología y Geoquímica.....	33
SILVA, M.M.V.G. :- Geoquímica de biotites de granitos hercínicos e seus enclaves microgranulares da regio de Nelas, centro de Portugal.....	34
MARCOS, C.; ACEVEDO, R.D.; MOREIRAS, D.B.; PANIAGUA, A.; MARTÍN-IZARD, A. :-Metamorfismo y metasomatismo en la granodiorita precoz de Viveiro (Lugo, Galicia).....	35
NEIVA, A.M.R. :- Datação e Geoquímica das rochas graníticas e seus minerais do NE da Serra do Gerez, norte de Portugal.....	37
ABAD-ORTEGA, M.M.; FENOLL HACH-ALÍ, P.; ORTEGA-HUERTAS, M. :-Mineralogía y Geoquímica de los granates asociados a las pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba).....	38
ALFONSO, P.; BRIGNARDELLI, E.; FONTÁN, F.; MELGAREJO, J.C. :-Fosfatos de las pegmatitas de Cap de Creus. Distribución, inclusiones fluidas y condiciones de formación.....	40
FUERTES, M.; MARTÍN-IZARD, A. :-Las mineralizaciones de Sn-Ta-Nb de las pegmatitas encajadas en el Grupo Paraño, en la zona de Forcadell (Galicia).....	42

DELGADO, J.; SOLER, A.; ARCOS, D.; -Estimación de las condiciones P-T de emplazamiento del batolito de La Maladeta (Pirineo Central, Lleida).....	44
LASCORZ, A.; ORTÍ, F.; -Petrología y Geoquímica de glauberitas y yesos secundarios en el sector de Lisquivas-Añover (Mioceno, Cuenca de Madrid).....	45
PÉREZ, C.; GARRIDO, M.; ARANA, R.; LÓPEZ-AGUAYO, F.; -Estudio de sulfatos de magnesio y zinc: Grupo de la hexahidrita.....	47
ESTEVE, V.; SANFELIU, T.; REVENTÓS, M. M.; AMIGÓ, J.M.; -Estudio mineralógico de unas «teruelitas» del Keuper de la provincia de Castellón por DRX,SEM/TEM/EDX.....	49
GALÁN, E.; LISO, M.J.; HERNÁNDEZ, M.J.; FERNÁNDEZ-CALIANI, J.C.; -El contexto geológico de las mineralizaciones de Wollastonita de Mérida (Extremadura).....	51
ARRANZ, E.; LAGO, M.; -Mineralogía de anfíboles en la unidad de Bohí del macizo de La Maladeta (Lérida)...	53
LAGO, M.; AUQUE, L.; ARRANZ, E.; GIL, A.; POCOVI, A.; -Características composicionales y genéticas de la mineralización turmalinífera de Bronchales (Teruel).....	54
CAMPRUBI, A.; COSTA, F.; SALVANY, M.C.; SÁEZ, G.; ARCAS, A.; MELGAREJO, J.C.; -Las mineralizaciones de fosfatos aluminicos en la Serra de Miramar (Catalunya).....	55
SUBÍAS, I.; FANLO, I.; FERNÁNDEZ-NIETO, C.; -Nódulos de fluorita: Un nuevo cuerpo mineralizado del yacimiento de fluorita del Portalé (Valle de Tena, Pirineo Aragonés).....	57
IBÁÑEZ, J.A.; VELASCO, F.; PESQUERA, A.; -Estudio preliminar de las mineralizaciones Paleozoicas de la Sierra de La Demanda.....	59
JORGE, S.E.; MELGAREJO, J.C.; -Mineralizaciones estratiformes con REE-PGE-Cu-Zn-V-Cr-P en series silíceas de la Sierra de Prades, Cadenas costeras Catalanas.....	61
LISO, M.J.; RODRÍGUEZ, M.A.; LEÓN, M.; -Estudio de la Hemimorfita de Santa Marta (Badajoz).....	63
MERLO, M.; SANTOS, A.; GAGO-DUPOURT, L. Secuencia temporal de cristalización de fases polimórficas en soluciones sobresaturadas.....	65
LÓPEZ CIRIANO, A.; FERNÁNDEZ-NIETO, C.; -Las mineralizaciones de cobre de los alrededores de Fombuena (Zaragoza).....	66
DEL VALLE, A.; GONZÁLEZ, V.; NIÑO, M.P.; -Estudio químico de una safflorita de Badajoz.....	68
GERVILLA, F.; SABALUA, J.C.; CARRILLO, R.; FENOLL, P.; ACEVEDO, R.D.; -Yacimientos de Ni-Cu asociados a rocas máficas-ultramáficas de la provincia de San Luis (Argentina): Mina de las Águilas.....	69
DELGADO, J.; SOLER, A.; ARCOS, D.; -La composición de la Pirrotina y su aplicación en la determinación de las condiciones de formación de los Skams de La Maladeta (Pirineo Central, Lleida).....	71
CARDELLACH, E.; JOHNSON, C.A.; TRITLLA, J.; HANAN, B.; -Las mineralizaciones de plomo-zinc de Cierco (Pirineo Central, Lleida): Datos de inclusiones fluidas de isótopos de C, O, S, Sr.....	73
TRITLLA, J.; CARDELLACH, E.; -Inclusiones fluidas en los yacimientos de Hg en carbonatos de la Sierra de Espadán (Castellón): Evidencias de una ebullición hidrotermal.....	75
BOTH, R.A.; ARRIBAS, A.; -The origin of Breccia-Hosted uranium deposits in carbonaceous metasediments of the Iberian peninsula: Stable isotope studies of the Fe deposit, Salamanca province, Spain).....	77
REQUENA, A.; FERNÁNDEZ-CALIANI, J.C.; -Las micas de las formaciones metasedimentarias de la parte septentrional de la zona Sur-Portuguesa (Macizo Ibérico).....	79
NIETO GARCÍA, F.; -Características texturales y composición química de la illita arnóica formadora de rocas de muy bajo grado metamórfico en la zona Centro-Ibérica.....	81
QUERALT, I.; JORDÁN, M.M.; SANFELIU, T.; DE LA FUENTE, C.; BOIX, A.; -Estudio mineralógico de arcillas del Keuper de Torás (Castellón).....	83
ALONSO, J.; LUQUE DEL VILLAR, F.J.; FERNÁNDEZ, J.M.; LÓPEZ, J.; RODAS, M.; ARCHE, A.; -Evolución de los minerales de la arcilla en los materiales del Pérmico Superior y Triásico de Cuenca y Teruel (Cordillera Ibérica) y su significado paleogeográfico.....	85
FERNÁNDEZ, J.M.; RODAS, M.; MAS, J.R.; -Evolución de los minerales de la arcilla asociados a la diagénesis y el metamorfismo hidrotermal del Cretácico Inferior de la Cuenca de los Cameros.....	87
ZULOAGA, M.C.; ARÓSTEGUI, J.; GARCÍA-GARMILLA, F.; VELASCO, F.; -Mineralogía de arcillas de la formación de Gordexola (Albiense Inferior a Medio, flanco sur del anticlinorio de Búba).....	89
BAULLZ, B.; ARENAS, C.; PARDO, G.; GONZÁLEZ, J.M.; -Caracterización mineralógica y Geoquímica de los depósitos miocenos con analcima de la Sierra de Alcubierre: Sector central de la Depresión del Ebro.....	90
SÁNCHEZ, A.; SEBASTIÁN, E.; MOSSER, Ch.; ROQUIN, C.; -Mineralogía y Geoquímica del tránsito Mioceno-Plioceno de la Cuenca de Sorbas (Almería).....	92
GULLEN, F.; MANCHENO, M.A.; FERNÁNDEZ, M.T.; LÓPEZ-AGUAYO, F.; ARANA, R.; -Mineralogía de arcillas en las unidades tectosedimentarias de la Cuenca de Lorca (Murcia).....	94
RUIZ, M.D.; MORENO, L.; -Caracterización del interestratificado Kaolinita/Dickita. Implicaciones en la determinación de la cristalinidad de la illita.....	96
DIAS, L.; PRATES, S.; -As paligorskites do bordo NW da Bacia Portuguesa do Tejo.....	98
CUADROS, J.; DELGADO, A.; CARDENETE, A.; REYES, E.; LINARES, J.; -Nuevos datos para la identificación de la montmorillonita y la beidellita.....	100

PRIETO, A.C.; MEDINA, J.; CALVO, B.; ALONSO, M.; BOIRON, M.C.; CATHELINÉAU, M.; -Estudio y caracterización preliminar de cromo-cloritas de Erzerum (Turquía).....	101
GONZÁLEZ, J.; OSACAR, M.C.; BESTEIRO, J.; -Algunas cuestiones menos conocidas de los cuasicristales.....	103
MATESANZ, E.; ALONSO, J.; RODAS, M.; FERNÁNDEZ, J.M.; -Métodos de análisis cuantitativo en muestras geológicas por DRX.....	105
PRIETO, A.C.; MEDINA, J.; CASADO, J.M.; RULL, F.; BOIRON, M.C.; CATHELINÉAU, M.; -Estudio y caracterización vibracional de cromo-clorita de Erzerum (Turquía) mediante espectroscopia RAMAN, FT-RAMAN y FTIR.....	106
GARRALÓN, A.; CUEVAS, J.; LEGUEI, S.; -Simulación experimental del proceso de lixiviación de bentonitas magnéticas por aguas de origen granítico en condiciones hidrotermales.....	108
MEDINA, J.; RULL, F.; ALIA, J.M.; PRIETO, A.C.; - Estudio de la deshidratación de la epsomita por DRX, IR y RAMAN.....	110
RULL, F.; DUBESSY, J.; MEDINA, J.; ALIA, J.M.; LANDAIS, P.; MOISSETTE, A.; OKUYAMA, Y.; ITAYA, T.; -Estudio por espectroscopia IR y RAMAN y por DRX del estado de organización del carbono en muestras metamorfozadas de grafito de las montañas de Kitakami (Japón).....	111
ÁLVAREZ, M.A.; FELIU, M.J.; DOMÍNGUEZ, S.; -Comportamiento térmico de epidotas y allanitas naturales... ..	112
JÍMENEZ DE HARO, M.C.; SÁNCHEZ, P.J.; PÉREZ RODRÍGUEZ, J.L.; -Estudio de las relaciones entre fluoruros y silicatos laminares 1:1 y 2:1 mediante tratamiento térmico.....	113
CORNEJO, J.; RENDÓN, J.L.; -Distribución de tamaños de poro en goethita tratada mecánicamente y térmicamente... ..	115
CELIS, R.; HERMOSÍN, M.C.; CORNEJO, J.; -Variación de la porosidad de arcillas en presencia de óxidos de hierro.....	117
DÍAZ DE MERA, Y.; ALIA, J.M.; GARCÍA, F.J.; -Cinética de la transformación Hausmanita—Criptomelana en muestras de origen sintético.....	119
ALIA, J.M.; DIAZ DE MERA, Y.; GARCÍA, F.J.; -Síntesis de Hausmanita y Criptomelana. Influencia de cationes monovalentes sobre el proceso.....	120
GARCÍA, F.J.; ALIA, J.M.; DÍAZ DE MERA, Y.; -Estudio de la adsorción de níquel y cobalto por Criptomelana sintética.....	121
VICENTE, M.A.; SUÁREZ, M.; LÓPEZ, J. de D.; BAÑARES, M.A.; -Caracterización de una saponita con vistas a su activación ácida.....	122
RUÍZ CONDE, A.; JUSTO, A.; RUÍZ AMIL, A.; -Interstratificación artificial por intercalación de acetamida en la vermiculita de Santa Olalla.....	124
SUÁREZ, M.; FLORES, L.V.; VICENTE, M.A.; NAVARRETE, J.; MARTÍN-POZAS, J.M.; -Caracterización de sílice fibrosa obtenida por tratamiento ácido de paligorskita.....	125
UNDABEYTTIA, T.; MAQUEDA, C.; MORILLO, E.; -Comparación de la adsorción simultánea y sucesiva de los metales pesados cadmio y zinc respecto a un plaguicida catiónico sobre montmorillonita.....	127
FERNÁNDEZ, M.T.; DELGADO, M.J.; FAZ, A.; ORTÍZ, R.; -Mineralogía de algunos suelos fersialíticos del Sureste de España.....	129
PARDINI, G.; QUERALT, I.; PLANA, F.; -Mineral tracers of old mining activities in polluted soils.....	131
BOIX, A.; DE LA FUENTE, C.; SANFELIU, T.; -Caracterización mineralógica de los Almagres de Alajero (La Gomera).....	132
LINARES, P.; MARÍN, P.; ALIAS, L.J.; -Mineralogía de la fracción arena de los suelos de la Huerta Murciana... ..	133
FERNÁNDEZ, M. T.; GULLÉN, F.; MANCHEÑO, R.; ARANA, R.; LÓPEZ-AGUAYO, F.; -Mineralogía de arenas en las unidades tectosedimentarias de la cuenca de Lorca (Murcia).....	135
JUAN, A.; SANFELIU, T.; DE LA FUENTE, C.; -Mineralogía de los arenales costeros de Santiago del Teide (Tenerife).....	137
RINCÓN, J.M.; RIVERA, E.; -Caracterización y aplicaciones cerámicas de un nuevo yacimiento de arcilla blanca del valle de Santo Tomás, B. California.....	139
JORDÁN, M.M.; SANFELIU, T.; BALLBÉ, E.; QUERALT, I.; DE LA FUENTE, C.; -Mineralogía de arcillas cretácicas wealdienses de interés cerámico.....	141
RUÍZ, R.; SANFELIU, T.; DE LA FUENTE, C.; -Mineralogía y tratamiento mineralúrgico de rocas feldespácicas de Llançà (Girona).....	143
BALLBÉ, E.; ROYO, A.; -Estudio geoquímico de los materiales arcillosos de Losa del Obispo (Valencia).....	145
ALFARO, M. R.; BOIX, A.; BALLBÉ, E.; DE LA FUENTE, C.; -Mineralogía de arcillas cerámicas de Alfaro (La Rioja).....	147
GARGALLO, L.; SEGURA, R.; BOIX, A.; JORDÁN, M. M. Algunas características tecnológicas de los minerales de las arcillas utilizados en los soportes en el sector pavimento-revestimiento cerámico.....	149
SEGURA, R.; GARGALLO, L.; JORDÁN, M. M.; BOIX, A. Minerales origen de los óxidos utilizados en los esmaltes en el sector pavimento-revestimiento cerámico.....	151
MORATA, D.; MORALES, S.; GERVILLA, F.; -Diseminaciones de sulfuros de Ni-Cu-Fe en una dolerita picrítica del Triás de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas	152

INDICE DE AUTORES

ABAD-ORTEGA, M.M.....	38	DUMITRISCU, R.....	25, 28
ACEVEDO, R.D.....	35, 69	ESTEVE, V.....	49
ALARCÓN, S.....	5	FANLO, I.....	57
ALFARO, M. R.....	147	FAZ, A.....	129
ALFONSO, P.....	40	FELIU, M. J.....	112
ALJA, J.M.....	110, 111, 119, 120, 121	FENOLL, P.....	38, 69
ALIAS, L.J.....	133	FERNÁNDEZ, J. M.....	85, 87, 105
ALONSO, M.....	101	FERNÁNDEZ, M.T.....	7, 94, 129, 135
ALONSO, J.....	85, 105	FERNÁNDEZ-CALLANI, J. C.....	51, 79
ALVAREZ, A.....	12	FERNÁNDEZ-NIETO, C.....	22, 57, 66
ALVAREZ, M.A.....	112	FLORES, L. V.....	125
AMIGÓ, JM.....	49	FONTÁN, F.....	40
ANGEL, M.C.....	14	FONTAO, I.....	16
AÑORBE, M.....	3	FUERTES, M.....	42
ARANA, R.....	7, 8, 47, 94, 135	GAGO-DUPOURT, L.....	65
ARCAS, A.....	55	GALÁN, E.....	19, 51
ARCOS, D.....	44, 71	GARCÍA, F.....	89
ARCHE, A.....	85	GARCÍA, F. J.....	119, 120, 121
ARENAS, C.....	90	GARCÍA, M.....	5, 10
ARÓSTEGUI, J.....	89	GARGALLO, L.....	149, 151
ARRANZ, E.....	24, 27, 31, 33, 53, 54	GARRALÓN, A.....	108
ARRIBAS, A.....	77	GARRIDO, M. M.....	8
AUQUE, L.....	54	GARRIDO, M.....	47
BALLBÉ, E.....	18, 141, 145, 147	GERVILLA, F.....	69, 152
BAÑARES, M.A.....	122	GIL, A.....	24, 54
BASTIDA, J.....	25, 28	GIL, P.P.....	29
BAULUZ, B.....	22, 90	GONZÁLEZ, J.....	103
BESTEIRO, J.....	103	GONZÁLEZ, J. M.....	22, 90
BOIRON, M.C.....	101, 106	GONZÁLEZ, V.....	68
BOTH, R.A.....	77	GUILLÉN, F.....	94, 135
BODC, A.....	83, 132, 147, 149, 151	IIANAN, B.....	73
BRIGNARDELLI, E.....	40	HERMOSÍN, M. C.....	117
BUIXÓ, S.....	32	HERNÁNDEZ, J. M.....	7
CALVO, B.....	101	HERNÁNDEZ, M. J.....	51
CAMPUBI, A.....	55	IRÁÑEZ, J. A.....	59
CANUDO, I.....	31	ITAYA, T.....	111
CARDELLACH, E.....	73, 75	JIMÉNEZ DE HARO, M. C.....	113
CARDENETE, A.....	100	JOHNSON, C. A.....	73,
CARRETERO, M.I.....	19	JORGE, S. E.....	61
CARRILLO, R.....	69	JORDÁN, M.M.....	83, 141, 149, 151
CASADO, J.M.....	106	JUAN, A.....	137
CATHELINÉAU, M.....	101, 106	JUSTO, A.....	124
CELIS, R.....	117	LAGO, M.....	24, 25, 27, 28, 31, 33, 53, 54
CORNEJO, J.....	115, 117	LANDAIS, P.....	111
COSTA, F.....	55	LASCORZ, A.....	45
CUADROS, J.....	100	LEGUEI, S.....	108
CUENCA, G.....	31	LEIRO, A.....	16
CUEVAS, J.....	108	LEÓN, M.....	63
DE CEA, J.C.....	21	LINARES, J.....	100
DE LA PUENTE, C.....	18, 83, 132, 137, 141, 143, 147	LINARES, P.....	133
DELGADO, A.....	100	LISO, M. J.....	63
DELGADO, J.....	44, 71	LÓPEZ, A.....	14
DELGADO, M.J.....	129	LÓPEZ-AGUAYO, F.....	47, 94, 135
DEL VALLE, A.....	68	LÓPEZ-CIRIANO, A.....	66
DÍAS, I.....	98	LÓPEZ, J. de D.....	122, 85
DÍAZ DE MERA, Y.....	119, 120, 121		
DÍEZ, J.A.....	21		
DOMÍNGUEZ, S.....	112		
DUBESSY, J.....	111		

LÓPEZ, J.....	85	PRENDES, N.	14, 16
LUQUE DEL VILLAR, F. J.....	85	PRIETO, A.C.	101, 106, 110
MANCIENO, M.A.....	7, 94, 135	QUERALT, I.	12, 83, 131, 141,
MAQUEDA, C.....	127	RENDÓN, J. L.....	115
MARCOS, C.....	35	REQUENA, A.....	79
MARCOS, J.....	12	REYES, E.....	100
MARÍN, P.....	133	REVENTÓS, M. M.....	49
MATEO, B.....	16	RICO, J.M.....	14
MARTÍN-IZARD, A.....	35, 42	RINCÓN, J. M.....	139
MAS, J. R.....	87	RIVERA, E.....	139
MATESANZ, E.....	105	RODAS, M.....	85, 87, 105
MARTÍN-POZAS, J. M.....	3, 125	RODRÍGUEZ, C.....	1
MAZA, S.....	32	RODRÍGUEZ, M.....	1
MEDINA, J.....	101, 106, 110, 111	RODRÍGUEZ, M. A.....	63
MELGAREJO, J. C.....	40, 55, 61	ROQUIN, C.....	92
MERLO, M.....	65	ROYO, A.....	145
MIRABAL, M.....	32	RUIZ AMIL, A.....	124
MOISSETTE, A.....	111	RUIZ CONDE, A.....	124
MOLERA, J.....	10	RUIZ, F. M.....	32
MORALES, S.....	152	RUIZ, M. D.....	96
MORATA, D.....	152	RUIZ, R.....	143
MOREIRAS, D.B.....	35	RULL, F.....	106, 110, 111
MORENO, L.....	96	SABALUA, J. C.....	69
MORILLO, E.....	127	SAÉZ, G.....	55
MOSSER, CH.....	92	SALVANY, M. C.....	55
NAVARRETE, J.....	125	SÁNCHEZ, A.....	92
NEIVA, A. M. R.....	37	SÁNCHEZ, P. J.....	113
NIETO, F.....	81	SANFELIU, T.....	49, 83, 132, 137, 141, 143
NIÑO, M.P.....	68	SANTOS, A.....	65
OKUYAMA, Y.....	111	SANZ DE CUETO, F. J.....	3
OLALLA, C.....	21	SEBASTIAN, E.....	1, 92
ONGAY, J.M.....	32	SEGURA, R.....	149, 151
ORTEGA-HUERTAS, M.....	38	SILVA, M. M. V.G.....	34
ORTÍ, F.....	45	SOLER, A.....	44, 71
ORTIZ, R.....	129	SUBÍAS, I.....	57
OSACAR, M.C.....	103	SUÁREZ, M.....	122, 125
PANIAGUA, A.....	35	TORRES, J. A.....	24
PARDINI, G.....	131	TRITLLA, J.....	73, 75
PARDO, G.....	90	UNDABEYTÍA, T.....	127
PÉREZ, C.....	8, 47	VALLS, S.....	5
PÉREZ, D.....	32	VELASCO, F.....	59, 89
PÉREZ, J. L.....	113	VENDRELL-SAZ, M.....	5, 10
PESQUERA, A.....	29, 59	VICENTE, M. A.....	122, 125
PLANA, F.....	12, 131	ZULOAGA, M. C.....	89
POCOVI, A.....	24, 27, 33, 54		
PRADELL, T.....	10		
PRATES, S.....	98		

PRESENCIA DE DOLOMITA AUTIGÉNICA EN COSTRAS DE ALTERACIÓN DESARROLLADAS EN EDIFICIOS HISTÓRICOS.

RODRIGUEZ, C.; SEBASTIÁN, E.; RODRIGUEZ, M.

Dept. Mineralogía y Petrología-IAGM. Universidad de Granada.

La presencia de dolomita formada en condiciones naturales sigue presentando en la actualidad aspectos desconocidos, esencialmente debido a la imposibilidad de obtener dolomita estequiométrica en laboratorio a P y T^a ambiente (Graf and Goldsmith 1956).

Se ha citado la formación de dolomita en épocas recientes en ambientes perimarineros (Hardie, 1987), tipo sabkas, lagoons y arrecifes, así como en lagos hipersalinos (Coorong Lakes, Australia); en ambientes claramente continentales, únicamente se describe algún caso de aparición de este carbonato en cuevas y lagos poco salados. Así mismo, en contadas ocasiones se menciona la presencia de dolomita neoformada en condiciones medioambientales urbanas, sobre edificios históricos (Del Monte and Sabbioni, 1980).

En este trabajo se describe la presencia de dolomita neoformada en ambiente urbano, como constituyente de costras de alteración (costras negras mayoritariamente compuestas de yeso, calcita, cuarzo, partículas atmosféricas, minerales de la arcilla y materia orgánica), originadas sobre calizas micríticas utilizadas como material de construcción de la Catedral de Jaén (ver figura 1). Las técnicas utilizadas han sido: microscopía de polarización, difracción de rayos-X (DRX) y microscopía electrónica (SEM con microanálisis EDX).

El contenido en Mg de la dolomita de las costras negras (a las que previamente se eliminaron los sulfatos) fue calculado en base a los datos de difracción de rayos-X (Fig. 2), a partir del espaciado al que aparece la reflexión d_{104} de los carbonatos, tomando como patrón la reflexión d_{111} de Si metálico (según Goldsmith et al., 1968). Este tipo de dolomita es casi estequiométrica (49% Mol $MgCO_3$) con hábito idiomorfo. Aparece, también, un termino rico en Ca (43% Mol $MgCO_3$), que corresponde a lo que se ha llamado "protodolomita" (Graf and Goldsmith 1956). Por otra parte, la composición de las dolomias adyacentes, (litotipo utilizado en la Catedral de Jaén, casi exclusivamente en cornisas y columnas) es diferente, (45% Mol $MgCO_3$) y su hábito es xenomorfo, por lo que se

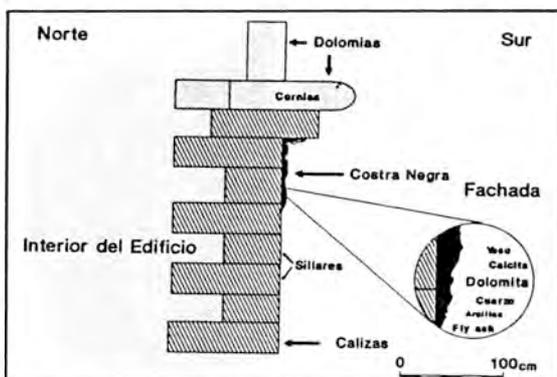


Fig. 1 Esquema de la situación y composición de las costras negras de la Catedral de Jaén

descarta la posibilidad de un arrastre de cristales de dolomita de dicho material y su posterior depósito en las costras.

Las posibles fuentes del Mg son: a) aporte por disolución de dolomias suprayacentes a las calizas donde se forma la costra (debido a su ataque por SO_2 atmosférico, que posteriormente es oxidado e hidrolizado como H_2SO_4)

b) aporte suplementario a partir de partículas atmosféricas ricas en Mg (identificadas por SEM y analizadas por EDX).

Las necesarias condiciones de $\text{Mg}/\text{Ca} > 1$, para la génesis de dolomita, se lograrían por la precipitación de yeso (Hardie 1987) que retiraría Ca de la solución. Seguidamente precipitaría protodolomita, que posteriormente recristalizaría como dolomita estequiométrica (Gaines 1977). La degradación de la materia orgánica existente en la costra, proporcionaría el aporte de CO_2 necesario, además del procedente de la contaminación atmosférica. No se produce, por tanto, la precipitación conjunta de carbonatos (calcita + dolomita) y yeso, como revela el estudio por SEM y microscopía de luz polarizada. Por el contrario, hay una clara asociación de dolomita neoformada con restos de materia orgánica y minerales de la arcilla.

Por último, todos estos datos, junto a la asociación en las costras de calcita neoformada y estequiométrica, morfológicamente diferente a la calcita de las calizas sobre las que se originan las costras (Rodríguez-Navarro and Sebastián, 1992), confirman la hipótesis planteada relativa a la neogénesis tanto de las costras (Sebastián et al., 1992), como de la dolomita, en un ambiente de elevada evaporación y concentración iónica, y en un corto periodo de tiempo.

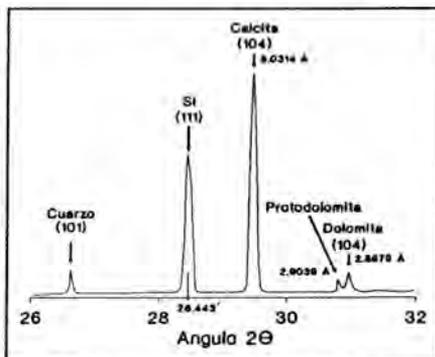


Fig. 2 Diffractograma de una costra a la que se extrajo el yeso. Rad.: $\text{CuK}\alpha$ 1.5405 Å. Patrón: Si metálico

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía nº 4065 y el Proyecto de Investigación de la CYCIT PB88-022802

REFERENCIAS

- DEL MONTE, M. AND SABBIONI, C. (1980).- Authigenic dolomite on marble surface: *Nature*, 288, 350-351
- GAINES, A.M. (1977).- Protodolomite redefined: *Jour. Sed. Petr.*, 47, 543-546
- GRAF, D.L. and GOLDSMITH, J.R. (1956).- Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite: *Jour. Geol.*, 64, 173-186
- GOLDSMITH, J.R. AND GRAF, D.L. (1958).- Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates: *Am. Min.*, 43, 84-101
- HARDIE, L.A. (1987).- Dolomitization: a critical view of some current views: *Jour. Sed. Petr.*, 57, 166-183
- RODRIGUEZ-NAVARRO, C. AND SEBASTIAN, E. (1992).- Application of scanning electron microscopy in the porometric analysis of ornamental calcareous materials: *Electron Microscopy EUREM 92*, 2, 799-780
- SEBASTIAN, E., RODRIGUEZ-NAVARRO, C., VELILLA, N., RODRIGUEZ, J., ZEZZA, U. AND SALMERON, P. (1992).- Petrographic study, evaluation of the state of decay and proposals for preservation of stony materials from Jaen Cathedral (Spain): *7th Int. Cong. Det. Preserv. Stone (Lisbon)*, 1, 29-38

PROPIEDADES DE ESTRUCTURA E HÍDRICAS DE LA ROCA DE CANTERA Y MONUMENTO DE LA CIUDAD DE ZAMORA.

AÑORBE, M. (1); MARTÍN POZAS, J.M. (2); SÁINZ DE CUETO, F.J. (1).

(1) Laboratorio Central de Estructuras y Materiales. CEDEX-MOPT.

(2) Dpto. Geología. Universidad de Salamanca.

La roca monumental de la ciudad de Zamora utilizada en las construcciones medievales es un conglomerado cuarzoso procedente del tramo superior silicificado de la Unidad Inferior del Paleógeno continental de la cuenca del Duero, aflorante en el entorno de la ciudad. La roca de cantera es muy homogénea en su composición mineralógica y química y, por el contrario, muy heterogénea desde el punto de vista estructural y textural (Añorbe et al., 1991 y 1992a).

Se estudian diversas propiedades de estructura e hídricas de esta roca, procedente de cuatro canteras y de varios sillares sustituidos en la iglesia de San Ildefonso. En las cuatro canteras seleccionadas se han recogido 18 muestras representativas de la roca. Las muestras de monumento han sido obtenidas a partir de cinco sillares de la zona deteriorada por el agua de capilaridad procedente del subsuelo.

Las propiedades que definen la cohesión interna de la roca, o **propiedades de estructura**, densidades real y aparente y porosidad abierta o accesible al agua, se han determinado según las recomendaciones de la RILEM I.1 y I.2(1980). Como **propiedades hídricas** significativas se han elegido: contenido en humedad de saturación, coeficiente de saturación, absorción de agua por capilaridad, absorción de agua por inmersión total y desorción a presión atmosférica, y permeabilidad al vapor de agua, que se han calculado según las recomendaciones RILEM II.1 y II.6(1980) y NORMAL 7/81, 11/85 y 21/85.

• **Densidad real (DR), densidad aparente (DA) y porosidad abierta (n_p):** Los valores de la densidad real y aparente de la roca de cantera y monumento son similares para el caso de las muestras procedentes de canteras abandonadas y que presentan cierta alteración por este motivo (Fig.1). Comparando los valores de la roca fresca de una cantera de frente activo con los del monumento se aprecia valores similares en la densidad real y menores en la densidad aparente del monumento, lo que indica mayor volumen poroso total en el interior de la roca.

• **Contenido en humedad de saturación (W_s):** está en relación lineal directa con la porosidad de la roca (Fig.2). Las más alteradas alojan mayor cantidad de agua en su sistema poroso cuando están saturadas.

• **Coefficiente de saturación (S):** Su relación con la porosidad abierta es directa, pero con un amplio intervalo de valores (Fig.3). La roca fresca tiene menor coeficiente que la alterada por lo que se supone que el llenado del volumen poroso es inferior debido a que existe mayor cantidad de poros con un tamaño tan pequeño que en ellos no penetra la molécula polar del agua.

• **Absorción de agua por capilaridad:** La curva muestra un descenso de la capacidad de absorción de agua por capilaridad con la alteración debido al aumento del diámetro de los poros.

• **Absorción y desorción libre de agua por inmersión total y permeabilidad al vapor de agua:** la capacidad de absorción y desorción, así como la permeabilidad al vapor de agua es mayor en la roca del

monumento debido al incremento sufrido en el volumen poroso total y el diámetro de los poros.

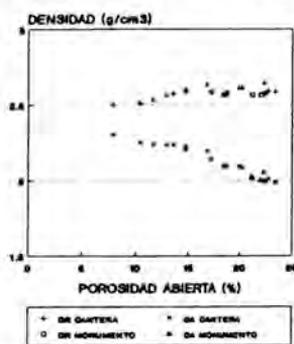


Figura 1

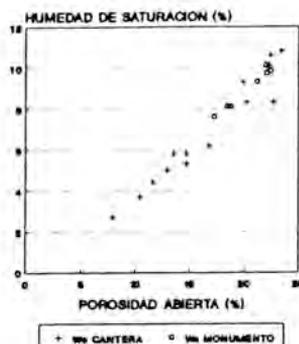


Figura 2

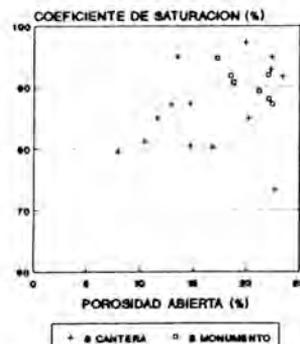


Figura 3

El estudio comparativo de los valores correspondientes a las distintas propiedades estudiadas permite afirmar que la alteración progresiva de la roca monumental de Zamora por exposición continuada a los agentes medioambientales, tanto en las canteras antiguas como en los monumentos, es debida a modificaciones en el sistema poroso de la roca que se manifiestan en el aumento del volumen poroso total debido al incremento de la intercomunicación y del diámetro de los poros, y la disminución del volumen capilar de la roca. Estos procesos, con menor desarrollo, fueron constatados en el envejecimiento artificial acelerado de la roca de cantera; y el estudio por SEM del sistema poroso permitió proponer la rotura de las estructuras opalinas que tabican los poros (Añorbe et al., 1992b y c) como mecanismo de alteración que los produce.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Añorbe, M., Diez Torres, J.A., Suarez, M., Navarrete, J. & Martín Pozas, J.M. (1991): Caracterización petrográfica y mineralógica de la roca monumental de la ciudad de Zamora. *Bol. Soc. Esp. Min.* **14-1**, 27-28.
- Añorbe, M., Diez Torres, J.A., Suarez, M., Navarrete, J. & Martín Pozas, J.M. (1992a): Caracterización de la piedra monumental de la ciudad de Zamora (España). *Bol. Soc. Esp. Min.* **15**, 19-29.
- Añorbe, M., Sáinz de Cueto, F.J. & Martín Pozas, J.M. (1992b): Study of the porosity system of the monumental stone in Zamora (Spain). *Proceedings 7th Inter. Cong. Deter. Conser. Stone*, **2**, 811-817.
- Añorbe, M., Diez Torres, J.A., Suarez, M. & Martín Pozas, J.M. (1992c): Alteración experimental de la roca monumental de la ciudad de Zamora. *Ingeniería Civil*, **85**, 53-61.
- NORMAL 7/81: Assorbimento d'acqua per immersione totale - Capacità di imbibizione. CNR-ICR, Italia.
- NORMAL 11/85: Assorbimento d'acqua per capillarità - Coefficiente di assorbimento capillare. CNR-ICR, Italia.
- NORMAL 21/85: Permeabilità al vapor d'acqua. CNR-ICR, Italia.
- RILEM (1980): *Materiaux et Constructions*, **13(75)**, 175-253.

(Este trabajo ha sido realizado en el marco de la Actuación Interna 14-192-0-192 CEDEX-CEHOPU)

MECANISMOS DE DEGRADACIÓN DE LOS MONUMENTOS ROMANOS DE TARRAGONA.

VENDRELL-SAZ, M.; GARCÍA-VALLÈS, M.; ALARCÓN, S.; VALLS, S.

Dept. de Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Barcelona.

Una buena parte de los monumentos de época romana de Tarragona fueron contruidos con distintas variedades de calcarenitas miocénicas procedentes de las canteras de los alrededores de la ciudad. La variabilidad litológica se corresponde a distintos cambios de facies en el medio sedimentario; y está directamente relacionada con el grado de degradación de los elementos constructivos. Se trata de calizas lumaquéllicas más o menos compactadas, y facies de aspecto arenoso (calcarenitas). Esta últimas estan contruidas, mayoritariamente, por granos de cuarzo y abundantes restos de fósiles (bivalvos, gasterópodos, artrópodos, ostrácodos, equinodermos) con distinto grado de recristalización, aparecen también algunos clastos de feldespato potáico, fragmentos de roca y óxidos de hierro (hematites), el conjunto se encuentra ligado por cemento carbonático, aunque se ha determinado la presencia de fracción arcillosa formando parte de la matriz. En ocasiones esta facies presenta estructuras sedimentarias internas, algunas de ellas son la causa directa de la erosión diferencial que a veces tiene lugar en el interior de un mismo sillar o elemento. La facies lumaquéllica está formada por una aglomeración muy importante de conchas, fundamentalmente de bivalvos, que has sufrido procesos de recristalización y de disolución diferencial dando lugar a una gran porosidad móldica, que es un punto importante de inestabilidad interna de la roca. Así pues, las distintas variedades se diferencian entre ellas por el contenido fosilífero y por la mineralogía de la matriz y el cemento, más o menos arcillosa la primera y más o menos dolomitizado el segundo, que en algún caso ha evolucionado a ankerita.

La conversión del cemento de calcita a dolomita y, ocasionalmente a ankerita, ha dado lugar a la creación de una porosidad intergranular debido al menor volumen de la celda elemental de la dolomita, cuya consecuencia inmediata es la disminución de la cohesión de la roca.

En este trabajo se han estudiado una serie de monumentos con distinta ubicación relativa respecto del mar y situados en distintos ambientes (urbano, industrial, rural, ...): el acueducto (Pont del Diable), la muralla (zona de la Torre de Minerva y Puerta de Sant Antoni), Arco de Barà, restos del Foro y la pared norte del claustro de la Catedral, de época romana en su parte basal.

El estado de alteración de los elementos pétreos de estos monumentos varía de una zona a otra, en función de la variedad litológica de cada elemento. El efecto macroscópico de la degradación también es distinto de un litotipo a otro, y va desde una erosión diferencial en algunas lumaquelas, hasta una fuerte alveolización de las calcarenitas con fuerte contenido ankerítico y abundante matriz arcillosa, pasando por la colonización de organismos vivos en zonas de microclima favorable.

El análisis de las fases minerales ajenas a la roca presentes en los monumentos estudiados ha puesto de manifiesto diversos mecanismos degradativos, que actúan con mayor o menor importancia según las características petrofísicas de la roca y su ubicación respecto de la influencia marina. De este modo, se ha detectado una importante cantidad de NaCl en el interior de los poros de las rocas que forman los monumentos de la fachada marítima de la ciudad (zona sur de la muralla, p.e.) y en los que se ven afectados directamente por la brisa marina (cara SE del Pont del Diabie). La circulación y cristalización de esta sal por el interior de los poros, y la posterior dilatación diferencial dentro del rango de oscilación diaria de temperaturas crea tensiones que causan la disgregación granular de la roca, favorecida por su baja cohesión inicial, y en función de la configuración del sistema poroso.

Por otra parte, en los monumentos emplazados en el ambiente urbano de Tarragona (Foro, p.e.) se ha detectado, en rocas poco afectadas por la disgregación granular, la presencia de una capa de sulfatación producida por interacción del substrato carbonático con el anhídrido sulfúrico y el agua. Las costras analizadas contienen cantidades importantes de NaCl que disgregan la parte de la roca inmediatamente inferior a la costra sulfatada, produciendo, ocasionalmente la caída de esta y la consecuente pérdida de material.

En zonas de microclima favorable se observan colonizaciones importantes de líquenes, hongos e incluso plantas superiores. La acción degradativa de estas colonias no es excesiva, aunque la reacción con el sustrato genera la cristalización de oxalatos cálcicos (weddelita y wewhelita) y la formación de pátinas coloreadas de diversos tonos. En algún monumento, se ha detectado una particular concentración de bioactividad en las zonas resguardadas de la influencia marina (Pont del Diabie).

Este conjunto de mecanismos permite diseñar un modelo de degradación en función del litotipo afectado, sobre el que actúan una serie de procesos, cuya importancia relativa viene condicionada por el propio litotipo, por el ambiente, por el microclima, por el régimen de circulación de agua, etc.

CARACTERIZACIÓN DEL ESTADO DE ALTERACIÓN EN LA PIEDRA MONUMENTAL DE LA IGLESIA DE SANTO DOMINGO (MURCIA).

HERNANDEZ, J.M.; MANCHEÑO, M.A.; FERNÁNDEZ, M.T.; ARANA, R.

Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología. Campus Universitario del Espinardo. Murcia.

La Iglesia jesuítica de Santo Domingo, fué edificada en la segunda mitad del siglo XVIII y se puede encuadrar en el estilo renacentista, rematada con detalles barrocos. Está construida principalmente con calizas arenosas y fábrica de ladrillo; esta última compone el cuerpo central de la Iglesia y las dos torres gemelas, quedando en piedra la fachada principal y los basamentos de dichas torres.

La Iglesia ha sido objeto de numerosas reformas y obras de restauración, con adición de elementos en la base y cerramientos y otras modificaciones importantes en su estructura. Destaca la presencia de pequeñas cuñas de cuarcita entre los sillares de caliza, tanto en sentido lateral como vertical, para evitar movimientos diferenciales entre ellos, así como otras de madera y numerosos clavos. Las zonas más deterioradas aparecen en las rocas carbonatadas, con una intensa erosión alveolar y pérdida abundante de material, sobre todo en los sillares más próximos al suelo (algunos de estos alvéolos tienen superficies de 6x10 cm. y profundidades de hasta 6 cm). Dicha erosión se ve favorecida por la climatología local (con una humedad relativa elevada), por la contaminación ambiental y por la acción de una importante población fija de palomas que arrancan e ingieren la roca alterada. Son frecuentes las costras de alteración, descamaciones y eflorescencias, sobre todo en materiales de revestimiento en las fachadas principales. Destaca la presencia de nitro (KNO_3) en pequeños haces blanquecinos sobre una capa alterada de cemento y cuyo origen debe estar relacionado con el lavado de restos orgánicos en la zona.

Se han tomado 46 muestras de los distintos materiales (rocas carbonatadas, cuarcitas, argamasas y costras de alteración), recogidas a diferente altura de las fachadas anterior y posterior y en una primera etapa se han estudiado por difracción y fluorescencia de rayos X y por microscopía de luz transmitida.

La composición media de las rocas de la fachada está formada por calcita con algo de cuarzo, yeso, dolomita, halita y filosilicatos. Las costras de alteración presentan contenidos más bajos en calcita mientras que aumentan los de yeso, halita y filosilicatos. La fracción arcilla presente en algunas muestras está formada por caolinita, illita y esmectitas.

Las rocas carbonatadas son calizas bioclásticas (bioesparitas, biomicritas, biopelasparitas y biopelmicritas), con granos angulares de cuarzo y abundantes restos orgánicos (pelets). Presentan un grado de alteración siempre apreciable, con pérdida parcial del cemento y frecuentes episodios de disolución y precipitación del carbonato cálcico.

En este trabajo se efectúa un análisis global de los principales mecanismos de alteración de estos materiales y su relación con los diferentes parámetros medioambientales de la zona.

ROCAS ORNAMENTALES UTILIZADAS EN LA CONSTRUCCIÓN DE LA FACHADA DEL PALACIO EPISCOPAL DE MURCIA.

PÉREZ, C.; ARANA, R. ; GARRIDO, M.M.

Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología.
Facultad de Química. Campus Espinardo. Murcia.

El palacio Episcopal de Murcia es un edificio relevante dentro del arte barroco murciano y fué construido junto a la catedral entre 1748 y 1776. El grado de alteración que presenta la fachada principal es muy importante, tanto en los materiales primarios como en los diversos motivos ornamentales que la revisten.

En una primera etapa de su estudio se ha procedido a un muestreo sistemático de los diferentes materiales representados, que se han analizado posteriormente por espectrometría de absorción atómica, difracción y fluorescencia de rayos X y microscopía de luz transmitida.

Las rocas empleadas en la construcción de la fachada del Palacio Episcopal son de naturaleza carbonatada, con una cierta variedad de tipos de acuerdo con su textura y composición mineralógica. Las más abundantes son las esparitas y las micritas: bioesparitas, biomicritas, biopelasparitas y biopelmicritas, todas ellas con el calificativo de arenosas debido al contenido siempre importante en cuarzo. Como minerales secundarios se encuentran moscovita, yeso, dolomita y eventualmente jarosita.

Los minerales identificados en el estudio difractométrico son calcita, dolomita, cuarzo, yeso, feldespatos y filosilicatos. También se han encontrado diversos sulfatos solubles de magnesio (epsomita, pentahidrita y hexahidrita) en algunas eflorescencias que se han recogido en grietas de la fachada.

Los aspectos texturales más característicos son la elevada porosidad, originada por disolución parcial de la calcita, tanto en la trama como en la matriz, la presencia de numerosos sistemas de fracturas muchas de ellas interconectadas y la abundancia de restos fósiles en buen estado de conservación, aunque la mayor parte de ellos carecen de valor para una datación estratigráfica precisa. En conjunto, las muestras analizadas corresponden a calizas marinas del Mioceno medio-superior, probablemente originarias de las estribaciones orientales de la Sierra de Carrascoy.

Por último, el estudio químico nos ha aportado datos sobre la composición de las rocas de la fachada y el contenido en elementos solubles. Destaca la abundancia de CaO y SiO₂ en la mayoría de las muestras, así como de Al₂O₃ y Fe₂O₃ en las más alteradas. El contenido en MgO presenta una estrecha relación con la abundancia de dolomita y los alcalinos raramente superan el 1 %. En general el grado de alteración de las muestras guarda un paralelismo con el contenido en yeso y en minerales de la arcilla.

En la tabla I se indican los valores medios encontrados en seis muestras representativas del conjunto para los componentes mayoritarios y en la Tabla II aparecen los contenidos en cloruros (en ppm) y en S (en %).

TABLA I. Composición media de las rocas

Muestra	% CaO	% MgO	% SiO ₂	% Al ₂ O ₃	% Fe ₂ O ₃	% Na ₂ O	% K ₂ O
1a	40,0	3,0	2,0	1,8	1,0	0,1	0,4
2b	30,0	4,0	18,0	6,0	2,0	0,1	1,8
3b	43,0	0,1	6,0	1,2	0,4	0,2	0,6
4b	10,0	2,0	22,0	1,0	0,3	0,1	0,5
5b	2,0	0,2	35,0	10,0	1,0	0,3	0,8
6b	43,0	0,4	0,8	0,4	0,3	0,1	0,1

TABLA II. Contenido en Cl y S

Muestra	Cl (ppm)	% S
1a	40-619	0,03-0,40
2b	215-619	0,85-1,925
3b	165-815	1,648-2,40
4b	415	0,134
5b	507-715	0,752-0,900
6b	405-600	0,012-0,122

CARACTERIZACIÓN DE LAS PRODUCCIONES DE CERÁMICA MEDIEVAL DEL TALLER DEL TESTAR DEL MOLÍ (PATERNA, S.XIV).

MOLERA, J. (1); VENDRELL-SAZ, M. (1); PRADELL, T. (2); GARCÍA-VALLÉS, M. (1).

(1) Departamento de Cristalografía-Mineralogía. Universitat de Barcelona.

(2) Departamento de Física. ETSAB. Universitat Politècnica de Catalunya.

El taller medieval del Testar del Molí, situado en las afueras de Paterna (Valencia) funcionó como centro productor de cerámica desde el siglo XIII hasta mediados del XV, si bien entre el XIII y el XIV tuvo lugar una reorganización del taller, de modo que los edificios del XIV se superponen a los anteriores con una orientación distinta y una nueva organización social del taller.

La excavación del taller del XIV ha aportado la caracterización tipológica de las producciones cerámicas de esta época, hasta el s. XV, y que corresponden a cerámica de cocina, (vidriada en verde, melado, y sin vidriar), a cerámica de mesa, habitualmente vidriada en azul sobre fondo blanco, y a cerámica de uso común (lámparas, tinajas, cántaros, etc.) habitualmente vidriada. La tipología estudiada correspondiente al taller del s. XIII mantiene ciertas diferencias con la posterior, aunque algunas de las formas perviven en la segunda etapa productiva.

En este trabajo se ha estudiado la producción del taller del s. XIV bajo dos puntos de vista: por una parte la caracterización química y mineralógica de las tipologías producidas; y por otra la determinación de la tecnología de producción de las cerámicas estudiadas. El estudio de los vidriados se ha abordado en un trabajo aparte, puesto que la problemática que presentan es distinta de la que se estudia para las pastas cerámicas.

Los análisis estadísticos multivariantes, utilizando como variables la composición química de elementos mayoritarios, estandarizada, muestran la diferenciación del conjunto de cerámicas estudiado en cuatro grandes grupos, que se corresponden a conjuntos tipológicamente diferenciados. En base a esto se determina la existencia de cuatro tipos de pasta, que han sido utilizados en distintos tipos de formas: las ollas por una parte; por otra una pasta que denominamos roja utilizada para elementos de cocina que no van al fuego; otra pasta clara, para elementos de mesa; y finalmente, una pasta clara cálcica, empleada para cerámica vidriada en blanco y azul.

Se observa, pues, una selección del tipo de pasta realizada en un mismo taller en función de la forma que se pretende producir y del uso a que se destina esta forma. Habida cuenta de la relativa uniformidad geoquímica de las arcillas de la zona, y teniendo en cuenta el hallazgo en el taller de una serie de materias primas (cal, arcilla, etc.), se ha establecido un modelo de manipulación de las pastas en base a la suposición de la existencia de una única arcilla y de su posterior mezcla con aditivos localizados en la excavación arqueológica.

Desde el punto de vista de la tecnología de producción, se ha establecido

una temperatura de cocción bastante uniforme para el conjunto de la producción situada alrededor de los 900°C, determinada a partir de las fases de neoformación y de estudios dilatométricos de las cerámicas arqueológicas y de testigos de materias primas (arcilla localizada en el taller). El enfriamiento se llevaba a cabo con el horno cerrado, lo que producía una ligera disminución de la presión parcial de oxígeno y el desarrollo de algunas fases espinela típicas de estas condiciones (maghemita, p.e.). En el caso de las ollas se determina una especial manipulación de las superficies interior y exterior para alterar la estética y funcionalidad de una y otra, y que responden a distintos acabados, vidriado de plomo en el interior y oscurecido con MnO_2 y galena en el exterior.

CERAMICA NEOLITICA DE LA COSTA ECUATORIANA: TECNOLOGIA Y FUNCION.

ALVAREZ, A. (1); MARCOS, J. (2); PLANA, F. (3); QUERALT, I. (3).

- (1) Departamentode Geologia. Universidad Autónoma de Barcelona.
(2) Instituto "Jaime Almera". C.S.I.C. Barcelona.

La difracción de rayos-X permitió identificar tanto las fases de reacción presentes en la cerámica, como las fases minerales residuales. A partir de las primeras se fijaron los márgenes de las temperaturas de fabricación, y se establecieron las asociaciones minerales más probables existentes en la pasta antes de la cocción. Se calcularon también los porcentajes aproximados de cada una de las diversas fases cristalinas.

La aplicación de métodos estadísticos a los porcentajes semicuantitativos de los minerales, análisis factorial y análisis discriminante permitió establecer los criterios de caracterización y separación de cada uno de los tres grupos funcionales de modo que estos quedaron perfectamente definidos para las muestras analizadas.

Los grupos establecidos basados en principios de análisis arqueológicos quedaron confirmados por el estudio tecnológico de las pastas. Con ello se demostraba la especialización temprana de la técnica ceramista condicionada por el uso a que previamente se destinaba el artefacto.

La cerámica neolítica estudiada corresponde a la cultura Valdivia, sitio Real Alto (c. 3800-1800 A.C.) de la Costa Ecuatoriana. Mediante el análisis de la asociación de contextos arqueológicos se segregaron tres grupos de cerámica de cada una de las ocho fases de ocupación cultural del sitio. Cada grupo representa una función diferente, ollas de cocina, cantaros para líquidos y vajilla de servir y ceremonial.

En estudio de las pastas en lámina delgada, mediante microscopio de luz polarizada, permitió establecer no solo la composición mineralógica de las fases cristalinas presentes (desgrasante) sino también establecer aspectos importantes de los métodos de fabricación de los papefajos, realizados sin utilización del torno introducido por los españoles.

LA UTILIZACIÓN DEL TRATAMIENTO DIGITAL DE IMAGENES EN LA EVALUACIÓN DE LAS PATOLOGÍAS DEL PUENTE ROMANO DE MOLINA (GUADALAJARA).

ANGEL, M.C. (1); LÓPEZ, A. (2); PRENDES, N. (3); RICO, J.M. (4).

- (1) Centro de Estudios de Técnicas Aplicadas (CEDEX-MOPT).
- (2) Ayuntamiento de Molina de Aragón. (Guadalajara).
- (3) Laboratorio Central de Estructuras y Materiales (MOPT-CEDEX).
- (4) Consultores Técnicos Asociados, S.A.L.

La utilización de sistemas de integración de información, conectados a un procesador digital de imágenes, permite tratar diferentes parámetros (petrológicos, petrofísicos, estructurales, etc...) y establecer relaciones causales en las diferentes etapas de degradación de monumentos.

Se ha tomado como ejemplo para este estudio el puente romano de Molina de Aragón (Guadalajara), por presentar una significativa variabilidad mineralógica en sus sillares, así como una alteración selectiva.

Se ha procedido, en primer lugar, a una digitización del puente, discriminando los sillares, y utilizando esta imagen como base para la superposición de las diferentes capas de información. Una vez discriminada la unidad base (sillar), se caracterizan sus diferencias.

En este caso se han detectado cuatro tipos de materiales, todos de naturaleza silíceo (areniscas del Buntsandstein), dos de ellas de grano fino, y otras dos de grano medio; así como de diferente color (rojo y blanco-amarillento).

De cada tipo se ha determinado su mineralogía (clasificación de la roca petrográficamente); petrofísica (densidad real y aparente, porosidad, absorción y desorción libre de agua, absorción bajo lámina de agua (capilaridad) y los ensayos de envejecimiento acelerado de cristalización de sales, humectación secado y hielo-deshielo; así como la morfología de los sillares (formas de alteración).

Sobre la imagen del puente romano se ha procedido, en base al estudio del histograma de niveles de gris, a una clasificación, por multisegmentación, que nos discrimina los sillares de diferente color (y por tanto de diferente "mineralogía"), dándonos su distribución cartográfica sobre el puente de los mismos.

Esta discriminación, señalizada por un color, es interpretada por el procesador como una secuencia numérica a la que asociamos una base de datos, con la información obtenida en la caracterización mineralógica, petrofísica y morfológica.

Al desplazar el curso sobre la pantalla del ordenador y señalar un pixel que esté dentro del área de un sillar, en una ventana de diálogo, obtendremos toda la información asociada a ese código numérico, pudiendo superponer las diferentes capas de información que hemos establecido.

Por otra parte, y aplicando algoritmos de realce y restauración de imágenes, obtendremos las lineaciones o bordes, por diferencia de niveles de gris, que evidencian el frente de determinadas patologías, como son humedades, zonas homólogas de alteración, etc...

Toda esta información se puede visualizar simultáneamente, y determinar, por ello, las zonas que son afectadas por más de un proceso.

Asimismo, y por binarización de la imagen clasificada, obtendremos el porcentaje de áreas de cada material, así como de las diferentes alteraciones; con la posibilidad de integrar, además, defectos estructurales (fisuraciones, grietas, etc...) en el mismo recinto de información.

Referencias bibliográficas

ASTM. (1988). "Annual Book of ASTM Standards". Section 4, construction. Volumen 04.08 ASTM 953 pp.

Bel-lan, A. (1984). Análisis de parámetros petrográficos mediante proceso digital de imágenes (Tesis doctoral).

Departamento de petrología y C.I.U.A.M. (1981) Proceso digital de micrografías, en petrología.

Esbert, R.M. & Marcos, R.M. (1983). Las piedras de la Catedral de Oviedo y su deterioración. Colegio Oficial de Aparejadores y Arquitectos técnicos de Asturias, 147 pp.

Esbert, R.M. (1990). Formas, causas y mecanismos de alteración. Metodología y técnicas de estudio aplicadas a la conservación de rocas monumentales. Univ. de Oviedo.

Martínez Nistal, A. (1985) Diseño y operatividad de un sistema interactivo para el proceso digital de micrografías petrográficas.

Montoto, M. (1990). Componentes petrográficos que inciden en el deterioro. Metodología y Técnicas de estudio aplicadas a la conservación de rocas monumentales. Univ. de Oviedo.

SEGUIMIENTO, POR TÉCNICAS DIGITALES DE IMAGEN, DEL ACETATO DE URANILO, EN LA DETERMINACIÓN DE PATOLOGÍAS DE HORMIGÓN.

FONTAO, I. (1); LEIRO, A. (1); MATEO, B. (1); PRENDES, N. (1).

(1) Laboratorio Central de Estructuras y Materiales (CEDEX-MOPT).

Uno de los problemas más comunes en los hormigones es la susceptibilidad de algunos áridos a reaccionar con los álcalis del cemento, mejorando o empeorando la unión entre estos dos componentes.

Si esta reacción se verifica y los productos de neoformación son geles de sílice, con una gran capacidad osmótica, en presencia de agua, aumentan de volumen y provocan presiones disruptivas en su seno. Es importante señalar, sin embargo, el carácter silicocalcoalcalino de este tipo de geles ya que son los que generan este tipo de problemas, (Lesage & Sierra, 1977).

El gel de sílice es un ión intercambiador en medio ácido y básico, por lo que son capaces de integrar en su red iones uranilo UO_2^{2+} que, debido a su radiactividad, permiten un fácil seguimiento por fluorescencia. Hemos de señalar, a este respecto, que el acetato de uranilo no es fluorescente bajo la acción de la luz ultravioleta (aunque la sal pura da un color verde oscuro), por lo que se puede distinguir el producto generado por el intercambio iónico del gel de sílice y la solución pura.

Las láminas delgadas se han estudiado por microscopía de polarización y de fluorescencia, derivando la señal hacia el procesador digital de imágenes, para integrar toda la información, proveniente de las diferentes técnicas, en un mismo recinto de memoria, mediante el proceso de multiimagen (Montoto, 1981).

El hormigón, previamente, había sido estudiado por microscopía óptica, para la determinación de zonas con depósitos blanquecinos de gel de sílice y comprobados estos por M.E.B-E.D.X..

Una vez delimitadas las zonas, se hizo una primera captura, en el procesador de imágenes, con luz analizada, que nos identifica los aspectos morfológicos de los áridos (grietas, microfisuraciones, contactos entre granos, texturas, etc.); posteriormente se realiza una segunda captura con luz polarizada, para identificar los aspectos mineralógicos (orientación óptica, maclados, disoluciones selectivas, inclusiones, etc.); el tercer registro se hizo con luz ultravioleta de onda corta, posteriormente al tratamiento con acetato de la muestra; con ello detectábamos la presencia de las zonas donde se había fijado este catión trazador, dentro de la estructura reticular.

La integración de estas tres señales permitió evidenciar la enorme concordancia entre las zonas definidas por el acetato de uranilo, los bordes pasta-árido (de carácter silíceo, principalmente), las microfisuraciones y los poros donde se había

localizado, anteriormente, el depósito blanquecino.

Por otra parte, y tratando sólo la señal derivada por microscopía de fluorescencia, se ha podido cuantificar la zona afectada por el trazador de uranilo, determinándose, perfectamente, los halos de reacción en torno a determinados tipos de áridos (silíceos y con extinción ondulante).

Aplicando, por último, procesos de morfología matemática y algoritmos de restauración de la señal registrada, se ha podido cuantificar y relacionar las áreas ocupadas por el trazador de uranilo y las zonas de debilidad reticular (fisuraciones, bordes de grano, etc.) para establecer índices de penetrabilidad del trazador con respecto a la mineralogía y estado de los áridos y la pasta de cemento.

Referencias bibliográficas

Dent Glasser, L.S. y Kataoka, N. (1981). Bull. Liaison Labs. Ponts et Chaussées, 90, 549-560

Fontao, I., Prendes et. al. (1992). Nuevo método para la determinación de los productos de la reacción álcali-sílice en hormigones. B.S.E. de Min. 15-1, pp. 78-82.

Gaspar-Tebar, D. (1991). Durabilidad del hormigón. Mat. & Constr. vol. 41. nº 221.

Lesage & Sierra. Reactions between alkalies and aggregates in hydraulic concretes. Bull. Liaison Lab. Ponts et Chaussées, 90.

Montoto, L.; Bel-lan, A. et al. (1981). Quantification of rock microfractography by digital Image Processing. Proc. 2nd Scand. Conf. on Img. Analysis, pp. 184-189.

Pratt, K.W. (1978). Digital image Processing. N.Y. John Wiley & Sons.

Puertas, F. Palomo et al (1991). Microestructuras interfaciales en el hormigón. Mat. y Const. vol. 41 nº 221.

Russ, J. C. (1991) "Computer-Assisted Microscopy. The measurement and analysis. Plenum Press. N.Y. and London.

**ALTERACION INDUCIDA SOBRE MATERIALES NATURALES
UTILIZADOS EN CONSTRUCCION: PIZARRAS.**

DE LA FUENTE, C. (1) ; BALLBE, E. (2)

(1) Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits minerals. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona.

(2) Departament de Edafologia i Productes Naturals. Facultat de Farmacia. Universitat de Barcelona.

El estudio de la alteración inducida sobre materiales de construcción es un procedimiento válido para llegar a determinar la durabilidad de estos materiales cuando se les somete a ataque químico específico bajo condiciones ambientales definidas.

Para la realización de este estudio se han aplicado técnicas de lixiviación bajo diversas condiciones y soluciones de ataque mediante instrumental "Soxhlet". Básicamente se trata de aprovechar, para este tipo de estudios, la aplicación de técnicas edafogénicas, midiendo, en intervalos de tiempo definidos (600 horas), los efectos del ataque que los diversos agentes lixiviantes han producido sobre las fases minerales integrantes de estas rocas utilizadas en construcción: las pizarras de techar.

En el presente trabajo se estudian las alteraciones producidas por estas lixivitaciones efectuadas sobre pizarras de techar procedentes de Sispony (Principat d'Andorra) que se utilizan en abundancia para la construcción, en dicho país pirenaico.

Se efectúa la determinación mineralógica de la composición de la roca antes y después del ataque con lixiviantes mediante difracción de rayos X con el fin de determinar los posibles cambios o alteraciones provocadas en los minerales. Se verifica también el análisis químico de las muestras antes y después del ataque lixiviante provocado, así como de la solución lixiviante (EDTA) con el fin de determinar la movilización de elementos químicos que pasan de la roca a la solución y la de aquellos otros que pueden ser incorporados en las neomineralizaciones que el propio ataque puede generar.

El presente estudio forma parte de una línea de investigación sobre dinámica mineral inducida que desde hace tiempo se lleva a cabo para determinar los efectos que esta movilización de elementos y partículas estructurales tiene en diversos recursos naturales no renovables.

En este trabajo, estudiando la resistencia al ataque químico de estas pizarras y las alteraciones que con este ataque sufren sus minerales se extraen conclusiones de interés sobre las propiedades tecnológicas que ofrecen estos materiales naturales utilizados tradicionalmente para techar construcciones en gran parte de las regiones pirenaicas.

METODOLOGIA PARA LA EFICACIA DE LOS TRATAMIENTOS DE CONSERVACION DE LA PIEDRA. APLICACION A LA CALIZA DE LA TORRE DE LA CATEDRAL DE MALAGA.

GALAN, E.; CARRETERO, M.I.

Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola.
Facultad de Química. Universidad de Sevilla.

La valoración de la eficacia de un tratamiento de conservación debe realizarse en el laboratorio y en el edificio.

La finalidad del estudio es conocer el tratamiento más adecuado para cada litotipo representado en el edificio, en las condiciones de alterabilidad en que se encuentra en el monumento. Para conocer la eficacia de los tratamientos se puede hacer un estudio comparativo entre ciertas propiedades físicas de la piedra natural y la piedra alterada, y su evolución con el tiempo y con los ensayos de alteración acelerada.

El estudio en el laboratorio consta de dos fases: 1) después de la aplicación de los productos a la piedra, y 2) tras someter la piedra (tratada y sin tratar) a ensayos de alteración acelerada.

La fase 1 se realiza para conocer las variaciones producidas en la piedra por los tratamientos, tanto en su aspecto exterior (cambio de color, reflectancia), como en el aumento de la resistencia mecánica, y la mejora de las propiedades hídricas. La fase 2 da idea de la durabilidad del tratamiento en las condiciones de alterabilidad del edificio. La elección del tipo de ensayo de alteración debe hacerse en función de las condiciones climáticas y de contaminación del monumento.

Los parámetros que se pueden controlar durante la primera fase son:

- ganancia de peso después de la polimerización o reacción del producto en la piedra.
- profundidad alcanzada por el tratamiento.
- cambios de color y reflectancia.
- observación de la película de tratamiento al microscopio electrónico de barrido.
- variaciones producidas en las propiedades físicas (velocidad de transmisión de ultrasonidos, porosidad y porosimetría, densidad real y aparente, capacidad de absorción de agua, resistencia mecánica, etc.).

La valoración de la eficacia de un tratamiento frente a ensayos de alteración acelerada (fase 2), debe constar de las siguientes determinaciones:

- a) durante el ensayo:
 - . variación del peso de las probetas.
 - . observación macroscópica de la alteración.

b) después del ensayo:

- . variación del color.
- . observación de la película de tratamiento al microscopio electrónico de barrido.
- . variaciones de las propiedades físicas.

Una vez realizados estos estudios y elegido el tratamiento más adecuado para un determinado litotipo y edificio, es conveniente hacer un seguimiento en el edificio, a lo largo del tiempo, de la eficacia del tratamiento aplicado mediante técnicas no destructivas. Es usual medir la velocidad de transmisión de ultrasonidos, la absorción de agua mediante el método del tubo de Karsten, la resistencia mecánica con el esclerómetro de rebote Schmidt, la humedad, etc. Cuando se observen variaciones en algunas de las propiedades estudiadas, se sabrá que el tratamiento está perdiendo su eficacia y dejando de actuar como protector de la piedra, por lo que habrá que actuar en consecuencia.

En este trabajo se presenta la aplicación de la metodología propuesta a una caliza ampliamente representada en la Torre de la Catedral de Málaga. Los productos ensayados han sido un consolidante (Tegovakón V), y un protector (Tegosivín HL 100), ambos de la casa Th. Golschmidt S.A., y una mezcla de consolidante y protector (DIAL PMA SIL), suministrado por TEXSA. Los ensayos de alteración acelerada elegidos (de acuerdo con las condiciones ambientales de la Catedral) fueron termohigrométrico, cristalización de sales por inmersión total y cristalización de sales por capilaridad.

De este estudio se deduce que los mejores resultados se obtienen para el tratamiento con Tegosivín, seguido del tratamiento con DIAL PMA SIL. El producto Tegovakón ejerce buen poder consolidante, pero después no es eficaz frente a los ensayos realizados.

En la caliza de la Torre se aplicó DIAL PMA SIL en el año 1989. Debido a los resultados obtenidos de este trabajo, es necesario realizar un seguimiento de las propiedades del tratamiento con el tiempo, mediante técnicas no destructivas, ya que por acción de las variaciones de temperatura y cristalización de sales se producen fisuras en la película de dicho producto, que a lo largo del tiempo producirá una pérdida de la eficacia del tratamiento como protector de la piedra.

**CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE LOS SEDIMENTOS
ACUMULADOS EN EL EMBALSE DE PROSERPINA (MÉRIDA).**

DIEZ, J.A.; DE CEA, J.C.; OLALLA, C.

Laboratorio de Geotecnia. MOPT. Centro de Estudios y
Experimentación de Obras Públicas.

El Embalse de Proserpina se encuentra situado a unos cinco kilómetros al noroeste de Mérida (provincia de Badajoz), sobre una depresión granítica a 245 metros de altitud.

La fecha de construcción de la presa no es posible precisarla con exactitud pero es indudable que procede de la época romana y debió realizarse hacia el siglo II d.C. con objeto de suministrar agua a Mérida.

Hacia finales de 1991 se procedió al vaciado del Embalse y a la retirada de la espesa capa de sedimentos (13 m. en el centro del vaso) acumulados desde la época romana. Este hecho motivó el estudio de dichos sedimentos desde diversos puntos de vista: químicos, biológicos, medioambientales y geotécnicos, para lo cual se realizaron seis sondeos con extracción de muestras inalteradas.

Este trabajo se centra exclusivamente en la caracterización mineralógica habiéndose realizado estudios de microscopía electrónica de barrido, lupa binocular y difracción de Rayos X.

En observaciones al M.E.B. se detecta una amplia y variada mineralogía: cuarzo, feldespato sódico, feldespato potásico, moscovita, biotita y minerales arcillosos como componentes principales. Por otro lado se identifican al estudiar unas manchas azuladas en los sedimentos, Graftonita (fosfato de manganeso hierro y calcio) asociado a hematites y pirita. También y como producto de la actividad orgánica del Embalse se observan gran cantidad de diatomeas silíceas, escamas de peces y restos algales laminares transformados a carbonato cálcico.

Estudiada la composición mineralógica mediante difracción de Rayos X se obtiene la siguiente semicuantificación: cuarzo 14%, feldespato potásico 11%, feldespato sódico 23% y filosilicatos 52%. Dentro de los filosilicatos se han encontrado como minerales arcillosos los siguientes: esmectitas, caolinita, clorita e illita.

La mineralogía reflejada es producto de la alteración del granito de dos micas que aflora en los alrededores del Embalse y de la actividad orgánica que en él se desarrolla.

GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA EN LA SERIE DETRÍTICA PERMO-TRIÁSICA DE RÓDANAS (RAMA ARAGONESA DE LA CORDILLERA IBÉRICA).

BAULUZ, B.; FERNANDEZ-NIETO, C.; GONZALEZ, J.M.

Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.

La serie sedimentaria clástica del Permotriás de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, de unos 300 m. de potencia, está constituida por secuencias detríticas características de abanicos aluviales que evolucionan a sistemas canaliformes tipo "braided". Hacia techo las facies se van haciendo progresivamente más distales y con mayor influencia mareal. Constituyen parte del relleno de una cuenca intracratónica, generada por una actividad tectónica distensiva que reactivó fallas hercínicas (NW-SE y NE-SW) desde el Pérmico inferior hasta el Triásico superior (San Román & Aurell, 1992).

El análisis mineralógico por DRX ha permitido diferenciar tres tipos litológicos en base a sus porcentajes relativos en filosilicatos: areniscas (<20%), grauwacas (20-40%) y argilitas (<40%). En la Tabla se recogen las composiciones mineralógicas medias de las muestras seleccionadas para los análisis químicos.

	Q	Ftos	Cal	Dol	Sid	Fil
Areniscas	67	9	6	3	ind.	15
Grauwacas	59	7	1	-	1	32
Argilitas	22	8	-	-	3	67

En la discusión de los datos, se comparan los análisis de elementos mayores y trazas de las argilitas con los valores del compuesto de pizarras norteamericanas, NASC, y los otros dos tipos litológicos con datos de grauwacas de la Antártida, con contenidos muy similares en elementos mayores (Taylor & McLennan, 1985).

Las rocas analizadas presentan distribuciones de REE caracterizadas por enriquecimiento en LREE, HREE no fraccionados y anomalías negativas en Eu variables. Sus diagramas de distribución de lantánidos se ajustan bien a las del resto de las rocas de referencia con ligeras diferencias: la Σ REE es superior en las argilitas a las del resto de las rocas, reflejando su concentración preferencial en los minerales de la arcilla así como el efecto diluyente del cuarzo ya que, por ejemplo, las pizarras NASC, que serían rocas similares a ellas, presentan un mayor contenido en SiO₂. El grado de fraccionamiento de los LREE es mayor en argilitas que en las pizarras NASC ($La_N/Sm_N=4.3$ y 3.5), mientras que en las grauwacas, tanto permotriásicas como de la Antártida es idéntico (4.2). La anomalía en Eu de las argilitas y pizarras NASC es la misma ($Eu/Eu^* = 0.67$), pero difiere sensiblemente en las grauwacas y areniscas permotriásicas (0.49 y 0.55) respecto a las grauwacas de la Antártida (0.70), probablemente debido a la presencia de minerales detríticos, especialmente circón, hecho que se refleja en los notables contenidos en Zr (309 y 355 ppm) que presentan las rocas de granulometría más grosera. Esta misma causa puede ser la responsable de los valores de HREE más elevadas de las areniscas y grauwacas permotriásicas respecto a las grauwacas de referencia.

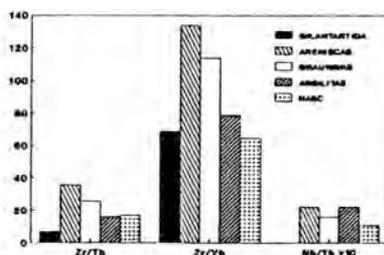
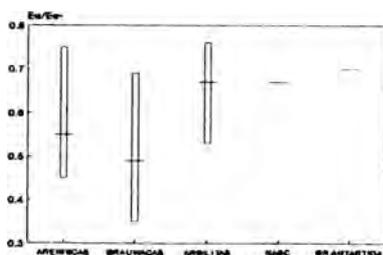
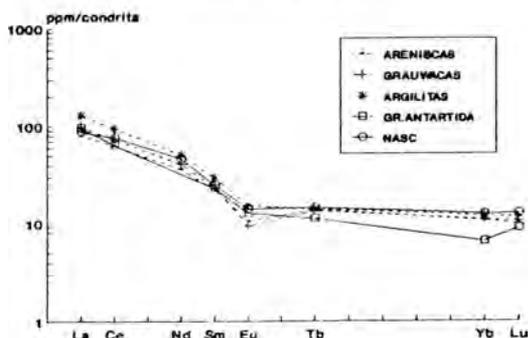
Prescindiendo de estos detalles, la similitud global de los diagramas de REE de los tres tipos litológicos sugiere que proceden de una área fuente similar, probablemente constituida predominantemente por granitos potásicos con anomalías negativas en Eu (Taylor et al., 1986).

Por otra parte, los contenidos más bajos en Sr junto a razones Rb/Sr más elevadas, asociados a concentraciones más bajas en Ca y Na y razones K₂O/Na₂O y Al₂O₃/Na₂O mucho más altas que presentan las rocas permotriásicas respecto a las tomadas como referencia, constituyen claras evidencias de que su área fuente estuvo sometida a una meteorización más intensa. Sus contenidos en Th y las razones Th/U y La/Th son del mismo orden de magnitud que los de las rocas de

referencia, lo que es compatible con un área fuente granítica rica en K (Taylor & McLennan, 1985).

Las argilitas y pizarras NASC presentan contenidos similares en Zr, Zr/Th, Zr/Y, y Zr/Yb, pero estos valores son mucho más elevados en las areniscas y grauwacas permotriásicas (fig.3), posiblemente debido a la acumulación preferencial de circones y óxidos de Ti, cuya presencia está reflejada además en sus elevadas razones Nb/Th (1.6-2.2). Posiblemente también sea ésta la causa del descenso en la razón LREE/HREE que se nota al pasar desde argilitas a las rocas más groseras.

Respecto a los elementos ferromagnesianos, los contenidos en Cr, V, Ni, Co, y Sc de las rocas analizadas son algo inferiores a los de sus equivalentes de referencia y las razones Cr/v y Ni/Co aumentan con el tamaño de la roca, lo que puede indicar que la contribución de rocas máficas y ultramáficas a la composición global del área fuente fue más bien pequeña y que ésta última estuvo sometida a grados variables de meteorización química.



Bibliografía

- San Román J. & Aurell M. (1992): Palaeogeographical significance of the Triassic -Jurassic unconformity in the North Iberian basin (Sierra del Moncayo). *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **99**, 101-117.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. (1985): The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications.
- Taylor, S.R., Rudnick, R.L., McLennan, S.M., Erikson, K.A. (1986): Rare earth element patterns in Archean high-grade metasediments and their tectonic significance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 2267-2279.

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO CALCO-ALCALINO, AUTUNIENSE, DEL ANTICLINAL DE MONTALBAN (CADENAS IBÉRICAS ORIENTALES, PROVINCIA DE TERUEL).

TORRES, J.A.; LAGO, M.; ARRANZ, E. ; GIL, A.; POCOVI, A.

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.

El magmatismo del Anticlinal de Montalbán (Teruel), Ubicado en las Cadenas Ibéricas orientales, comprende unas 225 intrusiones hipovolcánicas con afinidad calco-alcalina, carácter pluri-episódico y una edad de emplazamiento Autuniense.

Petrológicamente comprende la secuencia: andesitas piroxénicas, andesitas piroxénico-anfibólicas, andesitas anfibólicas (con o sin granate), daciandesitas, dacitas y riolitas.

La composición mineral consta de orto y clinopiroxeno, plagioclasa, anfíbol, biotita y xenocristales de granate. Un estudio cristalquímico sobre esta paragénesis confirma la afinidad calco-alcalina que, con carácter cogenético, está presente en todos los litotipos de la serie.

Mineralógicamente, el ortopiroxeno presenta una composición promedio en En78.38 Wo3.15 Fs18.47; el clinopiroxeno varía en el rango En48 Wo43 Fs9 a En49 Wo38 Fs13. Es patente, en ambos minerales, el reducido rango de enriquecimiento en Fe. La plagioclasa presenta los rangos de variación An80.5 - An53.0. El anfíbol corresponde al límite Mg-Fe-hornblenda y las biotitas presentan, como rasgo esencial, una afinidad calco-alcalina (Nacht, 1985). El granate, de carácter xenocristalino, tiene un rango composicional en Alm63.11 - Alm60.43.

Geoquímicamente, las 15 muestras analizadas (mayores y REE) confirman una afinidad calco-alcalina: a) relación Mg/Fe constante en el diagrama AFM; b) relación (FeO_t/MgO)-SiO₂; c) relación Cr-SiO₂, d) relación Th/Yb-Ta/Yb; e) alto contenido en Th respecto al Hf y Ta y, también, en Th respecto al Tb y Ta. El espectro de REE (normalizado al condrito de Boyton) indica un enriquecimiento en LREE y empobrecimiento en HREE, existiendo una anomalía negativa pequeña en Eu.

Los datos obtenidos indican un magmatismo calco-alcalino, a partir de un magma subcrustal, generado durante el periodo tardicompresivo a predistensivo del Autuniense en la Cadena Ibérica.

Agradecimientos: Este trabajo desarrolla objetivos del programa PB 89-0346 de la DGICYT.

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL MAGMATISMO ALCALINO TRIÁSICO DEL DIAPIRO DE VILLEL (TERUEL).

DUMITRESCU, R. (1); LAGO, M. (1); BASTIDA, J. (2).

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.

(2) Departamento de Geología. Universidad de Valencia.

En los sedimentos mesozoicos del diapiro de Villel (provincia de Teruel) afloran unos 17 afloramientos de doleritas, de afinidad alcalina, ubicados en una estructura diapírica con orientación NNE-SSW. Este área forma parte del enlace entre el borde SE de la Cadena Ibérica y el sector NW de la región levantina. La edad propuesta del emplazamiento es la del tránsito Keuper terminal- Lías inferior debido a la limitación de la ubicación de estas doleritas al Keuper, sin aflorar en sedimentos de edad más moderna, y al desarrollo de un metamorfismo de contacto muy reducido (en extensión e intensidad), que afecta únicamente a los sedimentos del Keuper. Los análisis isotópicos permitirán confirmar ésta edad. Estas doleritas se presentan como intrusiones desolidarizadas y muy tectonizadas debido a los procesos halocinéticos del Keuper y a la remodelación posterior durante el período alpino. Los contactos de las doleritas con los sedimentos encajantes son netos, estando contorneados por la facies de borde enfriado que, de forma gradual pero rápida, pasa a la facies central. En algunos casos se observan digitaciones de dolerita englobando pequeños volúmenes de sedimentos. Las zonas de borde enfriado presentan, en algunos casos, estructuras de fluidalidad, lo que, junto a los fenómenos de vesicularidad, indican el techo de la intrusión del sill.

Aunque las doleritas globalmente consideradas presentan unas características uniformes es posible e interesante destacar que según la composición mineralógica y textural existe una zonación petrográfica constituida por cuatro litotipos bien diferenciados. El primer litotipo corresponde a la facies de borde enfriado s.s. El 75% de la roca está constituida por plagioclasas, feldespatos potásicos y piroxenos con cristalinidad incipiente, dispuestos intergranularmente y afectados por una alteración secundaria. Los opacos (magnetita e ilmenita) están englobados entre los cristales de plagioclasas, y la clorita intersticial (clinocloro) confiere a la dolerita un carácter intersertal. El cuarzo está presente raras veces en asociaciones policristalinas. El segundo litotipo corresponde a la facies microdolerítica, presenta una mayor cristalinidad y tiene prácticamente igual composición mineral que la facies anterior, excepto minerales como biotita y apatito. La clorita intersticial está ausente. El tercer litotipo (facies dolerítica de grano fino-medio), tiene una paragénesis mineral análoga a las facies anteriores, pero destaca por una mayor granularidad y un mejor desarrollo de la textura dolerítica. El cuarto litotipo corresponde a la facies dolerítica de grano medio y comprende a las rocas ubicadas en las zonas centrales, que presentan la mayor granularidad y la mejor definición de la textura dolerítica. La paragénesis mineral es, básicamente igual a la de las facies anteriores y la roca experimenta los mismos procesos de alteración. La biotita está presente en cristales de mayor granularidad y se pueden distinguir varias generaciones. La

paragénesis mineral de las doleritas de Villel, corresponde a una monzonita.

El estudio geoquímico (mayores y REE) corresponde a diez muestras lo más inalteradas posible. Se observa un enriquecimiento elevado en K_2O (3,25-8,08%) y un empobrecimiento en Ca_2O (0,85-1,84%) para un valor relativamente bajo en SiO_2 (46-50%). Los elementos traza presentan unos valores bajos en Ni (19-72ppm) y Co (11-37ppm) y altos en Nb (36-46ppm) y Th (4,2-6,4ppm). Es interesante destacar que existe un enriquecimiento en Nb frente al Y, Zr y La y un enriquecimiento en Th frente al Hf, Ta y Tb. Los valores de las REE normalizados (condrito de Boynton), muestran un enriquecimiento en LIL y un empobrecimiento en HREE. Se observa una correlación positiva entre el contenido en TiO_2 y el contenido en Nb, Ta, Y y Zr. Hay también una correlación positiva del Ti, Nb, Ta y La al avanzar la diferenciación (aumento en Th). Los valores de mg (0,44 -0,51) son compatibles con el valor bajo del Cr y del Ni, valores que corresponden a magmas bastante fraccionados. La afinidad alcalina está confirmada por: 1) el valor elevado de la relación Nb/Y (0,98-2,12); 2) el valor de la proporción TiO_2/P_2O_5 (3,88-5,8); 3) el valor de la $\Sigma REE = 133,64-184,05$ y el valor de la relación Eu/Sm = 0,251-0,378 (Henderson, 1984), y, por último, 4) por presentar un valor superior a 50 en relación Ti/V. El ambiente geotectónico corresponde a un magmatismo anorogénico de intraplaca.

La composición de las biotitas corresponde a una afinidad alcalina: altos contenidos en Ti (0,274-0,400) y en K+Na (0,906-0,957). El alto contenido en Ti se explica por coexistencia de las biotitas con una fase titanada, en este caso la ilmenita. La entrada del Ti en las biotitas, se puede explicar mediante un mecanismo de tipo Ti-oxibiotita, que implica la deshidrogenación de la mica. Esta hipótesis puede justificar la presencia de esta fase hidratada en el ambiente de éste magmatismo alcalino bastante anhidro (Dymek et al., 1983). La composición de los feldespatos corresponde al rango: 55,78-96,0% Or y la plagioclasa varía en el rango: 46,57-56,85% An.

**LAS DOLERITAS TOLEÍTICAS TRIÁSICAS DE EL GRADO (HUESCA):
PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.**

LAGO, M.; ARRANZ, E.; POCOVI, A.

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.

Las doleritas toleíticas ubicadas en el diapiro con materiales triásicos de El Grado (Huesca) presentan un interés especial por los motivos de: 1) ofrecer un desarrollo excepcional de estructuras de fluidalidad, muy variadas, que, situadas al techo de las intrusiones, facilitan reconstruir las condiciones del emplazamiento, 2) el metamorfismo de contacto de grado débil experimentado por los sedimentos del Keuper encajante (arcillas, margas y yesos) lo que, junto al carácter anterior, indica la edad del emplazamiento Keuper terminal; 3) presentar una secuencia de litotipos que, desde las facies del borde enfriado hasta las de zonas centrales del afloramiento y, también, considerando los diferenciados pegmatoides (más tardíos), facilitan reconstruir las condiciones de cristalización y, por último, 4) aportar nuevos datos composicionales y respecto a las modalidades del emplazamiento, lo que permite precisar las características petrogenéticas de este magmatismo y su significado geodinámico en el ámbito cántabro-pirenaico (Lago, 1980; Lago et al., 1989; Azambre, 1987).

A nivel petrológico destacan: a) las facies de borde enfriado cuya paragénesis es: olivino (alterado) +augita (En 49.6 Wo 40.2 Fs 10.2) +plagioclasa (An 87-55) +opacos; b) las zonas centrales, con gran desarrollo de la textura ofítica, presentan la asociación: olivino (alterado) +augita (con rango En 49.5 Wo 42.0 Fs 8.5 a En 47 Wo 33 Fs 20) +pigeonita +plagioclasa (An 85-50) +anfíboles minoritarios (ferroedenitas) +biotita escasa +opacos y, finalmente, los c) diferenciados pegmatoides cuya paragénesis es: plagioclasa (An 64-55) +augita (En 41 Wo 28.5 En 30.5) +anfíbol +biotita +Ti-magnetita+ ilmenita + estructuras micrográficas de cuarzo-feldespato.

La composición geoquímica (mayores y REE) corresponde a un magmatismo toleítico poco diferenciado. Es patente un empobrecimiento en compatibles (Ni) con el aumento de la diferenciación (Th). Destaca un contenido preferente en Y respecto del Nb y, asimismo, del Th respecto del Ta y Hf. La correlación Y/Nb-Zr/Nb indica unos valores homogéneos para estas toleitas respecto a las del dominio cántabro-pirenaico lo que, a su vez, utilizando los valores de REE, permite confirmar la analogía petrogenética de estas toleitas (Beziat, 1991) con las de Marruecos (Bertrand et al., 1982) y las situadas al E del continente americano (Wilson, 1989; MacDougall, 1988).

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS DOLERITAS ALCALINAS TRIÁSICAS DE LA REGIÓN DE CASTELLÓN.

DUMITRESCU, R. (1); LAGO, M. (1); BASTIDA, J. (2)

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.

(2) Departamento de Geología. Universidad de Valencia.

En tres diapiros con materiales mesozoicos de la región de Castellón (Cadena Ibérica) afloran 34 cuerpos de doleritas. En su mayor parte, estas doleritas, de reducido tamaño, están intruidas en materiales del Keuper. Hay también cuatro cuerpos de doleritas intruidos en los sedimentos del Buntsandstein. Las doleritas que afloran en el diapiro situado al este del pueblo de Barracas están muy tectonizadas (brechas autoclásticas) y alteradas. Algunas de las doleritas presentan un verdadero enjambre de filoncillos de calcita y otras tienen, además, filoncillos de la ceolita aerinita. En el diapiro que está situado próximo al pueblo de Torás, algunos de los afloramientos de doleritas presentan un número importante de enclaves de cuarcita; éstos enclaves tienen un tamaño reducido (1-12cm), se presentan en forma de tabletas elípticas, anisorientadas y se sitúan tanto en las facies de borde enfriado como en las facies centrales. Estas doleritas están muy tectonizadas lo que es un rasgo común con otras análogas de éste área. Los contactos de la dolerita con los materiales del Keuper son netos y presentan un metamorfismo de contacto de espesor e intensidad reducido. En el diapiro situado en el sureste de la población de Jérica las doleritas están tectonizadas y sus diaclasas están mineralizadas por filoncillos de calcita.

Las doleritas, globalmente consideradas, presentan unas características uniformes, aunque, según la composición mineral y textural, existe una zonación petrográfica desde las facies de borde enfriado hasta las facies centrales que comprende un aumento de la granularidad y una mejor definición de la textura dolerítica. La paragénesis mineral está, básicamente, constituida por: plagioclasas, feldespatos y clinopiroxenos (augita), (aproximadamente el 75% de la roca) con textura intergranular y afectados por una alteración secundaria bastante desarrollada. Los opacos (magnetita e ilmenita), la biotita, el apatito y el cuarzo presentan una composición modal minoritaria.

Geoquímicamente, las 12 muestras analizadas (mayores y REE) presentan altos valores en: Ti, K, Nb, Zr y Th. Hay una buena correlación Nb-Zr, Th-Hf y Th-Ta. Existe también un enriquecimiento en LREE, respecto a los HREE, lo que confirma la afinidad alcalina de éste magmatismo.

Agradecimientos: a la I.V.E.I. (Generalitat Valenciana) por la ayuda aportada (1992) para el estudio de éste magmatismo.

PRESENCIA DE RHÖNITA EN UNA COLADA BASÁLTICA SUBMARINA DEL ALBIENSE SUPERIOR (ARMINTZA, VIZCAYA).

GIL, P.P.; PESQUERA, A.

Departamento de Mineralogía y Petrología. Univ. País Vasco. Bilbao.

INTRODUCCION

La rhönita es un aluminosilicato relativamente poco común (Soellner, 1907), próximo al grupo de la aenigmanita, de fórmula estructural ideal $A_2B_6T_6O_{20}$ (donde A=Ca; B=Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti y T=Si,Al). Aparece asociado a rocas básicas o intermedias, generalmente junto a titanogita y feldespatoides. El objetivo de esta nota es dar a conocer la presencia de rhönita en un basalto de la localidad vizcaína de Armintza, a unos 18 Km al norte de Bilbao, así como describir sus características ópticas y químicas

LOCALIZACION GEOLOGICA

La rhönita aparece dentro de una colada basáltica submarina intercalada en un conjunto de materiales predominantemente lutíticos, con areniscas y conglomerados (Badillo et al., 1983) que pertenecen al denominado flysch negro (Fm. de Deva) de edad Albiense Superior.

La colada se encuentra casi en su totalidad por debajo del nivel de la marea alta, con una continuidad de al menos 1.100 metros en dirección N 50-70° E. Hacia el SW, al alejarse de la costa, se encuentra muy alterado y cubierto por la vegetación, mientras que hacia el NE se pierde en el mar. El buzamiento de la colada es variable, entre 40-60° S, con una potencia de 20 metros en la zona central, mientras que hacia el este y el oeste se reduce bruscamente hasta unos 2 metros. La estructura varía de zonas más o menos masivas a "pillow lavas" y "brechas de pillow lavas".

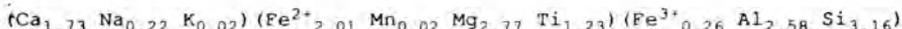
PETROGRAFIA

La colada basáltica presenta una textura porfídica con una matriz afanítica y fenocristales de augita titanífera, anfíboles de tipo kaersutítico que pueden superar los 4 cm, plagioclasa zonada entre los términos bytownita y labradorita, e ilmenita con formas esqueléticas. Estos minerales forman parte también de la matriz con un tamaño de grano de muy fino a fino. Además de estos componentes, puede observarse apatito acicular y columnar, así como pirita subautomorfa de tamaño submilimétrico. La clorita aparece reemplazando al piroxeno y, junto a la calcita, rellenando vacuolas de diámetro inferior a 5 mm.

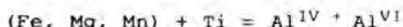
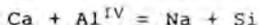
La rhönita representa una fase accesoria, y junto con plagioclasa y minerales opacos se distribuye alrededor de fenocristales de kaersutita. Presenta un hábito alargado, de tamaño de grano fino (< de 300µm), con un color marrón oscuro, casi opaco y birrefringencia muy alta. El ángulo 2V es difícil de precisar y varía entre 72 y 78 grados, siendo ligeramente superior al observado por Cameron et al. (1970), y similares a los citados por Tröger (1979).

COMPOSICION QUIMICA

Las composición química de la rhönita y minerales principales asociados, determinada por microsonda electrónica (CAMEBAX SX50), viene indicada en la tabla 1. De acuerdo con los resultados obtenidos, la fórmula estructural de la rhönita puede representarse como:



considerando 20 oxígenos por fórmula unidad y sustituciones del tipo:



a partir de la fórmula ideal de la aenigmanita, $Na_2(Fe_5Ti)Si_6O_{20}$.

En general, la composición de la rhönita de Armintza es muy similar a la de otras localidades. Existen, no obstante, pequeñas diferencias en el contenido de TiO_2 que es algo más alto que los valores medios registrados en la literatura (Deer et al., 1978), mientras que el SiO_2 y el FeO (total) son ligeramente menores.

	RHÖNITA	KAERSUTITA	TITANAUGITA	PLAGIOCLASA	ILMENITA
	n=6	n=15	n=28	n=13	n=6
SiO ₂	23.46	36.99	44.81	47.90	-
TiO ₂	12.18	6.84	3.68	0.11	48.45
Al ₂ O ₃	16.28	14.43	9.10	31.47	0.74
FeO*	20.14	9.33	7.54	0.59	42.14
MnO	0.18	0.11	0.13	0.02	0.53
MgO	13.79	13.05	10.73	0.05	5.94
CaO	12.00	11.90	22.29	15.40	0.06
Na ₂ O	0.84	1.59	0.50	2.42	-
K ₂ O	0.11	2.15	0.03	0.37	-
TOTAL	98.97	95.63	98.81	98.33	97.86

TABLA 1.- Composiciones químicas medias de los principales minerales. FeO*=hierro total, n=número de análisis.

REFERENCIAS

- Badillo, J.M. & García-Monéjar, J. (1983): Análisis del "Flyscht Negro" (Albiense Sup. Cenomaniense Inf.) en la bahía de Armintza, Vizcaya. Com. X Congr. Nac. de Sedimentología, 4. 4.6-4.9
- Cameron, K.L., Carman, M.F. & Butler, J.C. (1970): Rhönite from the Big Bend National Park, Texas. Am. Min., 55, 864-874.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1978): Rock-Forming Minerals, Vol. 2A (Single-Chain silicates). Longman, 668 p.
- Soellner, J. (1907): Ueber rhönit, ein neues anigmatitähnliches Mineral und über das Vorkommen und die Verbreitung desselben in basaltischen Gesteinen. Neues Jahrb. Beil.-Bd. 24, 475-457.
- Tröger, W.E. (1979): Optical Determination of Rock-Forming Minerals. Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 188 p.

GEOLOGÍA, PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS MATERIALES VOLCANOCLÁSTICOS, MIOCENO MEDIO, EN EL SECTOR LANAJA-PEÑALBA (ZARAGOZA).

CUENCA, G.; LAGO, M.; CANUDO, I.; ARRANZ, E.

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.

Se describen las características (edad de emplazamiento y composición) de un nuevo magmatismo que, con afinidad alcalina, aflora en los sedimentos de la Formación Zuera del Aragoniense (Mioceno medio), en la Cuenca del Ebro. Consiste en un nivel volcanoclástico cinerítico que, con un espesor inferior a 40 cm, aflora, con continuidad, entre las poblaciones de Peñalba y Lanaja (Provincia de Zaragoza), distantes entre sí unos 45 Km.

Petrológicamente el nivel volcanoclástico consta de fenocristales de feldespatos y plagioclasa (dominantes) y otros de clinopiroxeno (minoritario) que, en rasgos generales, determinan una laminación en la ceniza masiva.

El feldespato presenta una composición variable según composiciones próximas a las poblaciones de Or₉₅ y al rango Or₅₆₋₆₀ mientras que la plagioclasa adopta composiciones en el rango An₁₆₋₁₈. El piroxeno corresponde a una augita rica en Fe con valor promedio en En₁₆Wo₄₁Fs₄₃, tiene valores de TiO₂ en el rango 0,12-0,26% y su afinidad alcalina está confirmada por las relaciones Ti- (Ca+Na) y Ti-Al(t).

Los análisis geoquímicos (mayores y REE) en 6 muestras, indican una composición próxima a las traquitas. La afinidad alcalina está confirmada por el contenido elevado en Nb respecto del Y, la relación Th/Yb- Ta/Yb, el alto contenido en Ti para el que existe la correlación positiva de Ti/V respecto al Th, al igual que otras correlaciones positivas representativas tales como: Ti- Zr; (Nb+Ta)- TiO₂; (Nb+Zr)-TiO₂; (Y+Zr)-TiO₂ y la de Th-La. El espectro de REE normalizado (condrito de Boynton) presenta un enriquecimiento accentuado en LREE respecto a las HREE y una anomalía negativa, destacada, del Eu que guarda correspondencia con la proporción de los feldespatos en la roca.

Los resultados obtenidos indican, pues, la existencia de un magmatismo con afinidad alcalina, anorogénico, que con gran extensión lateral y espesor reducido, está bien representado en los sedimentos continentales (facies lacustres) del Aragoniense de la Cuenca del Ebro.

ZEOLITAS EN ROCAS VOLCÁNICAS ALCALINAS DEL NE DE CATALUÑA.

PÉREZ, D.; BUIXÓ, S.; MAZA, S.; MIRABAL, M.; ONGAY, M.; RUIZ, F.M.

Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona.

En las rocas volcánicas básicas alcalinas (basaltos y basanitas según Lopez Ruiz y Rodríguez Badiola, 1985) de edad fini-terciaria (Plioceno) del NE de España son frecuentes mineralizaciones de zeolitas ocupando porosidad vacuolar o fisuras en la roca. Los dos mejores ejemplos descubiertos hasta el presente se hallan cerca de Sant Martí Vell (Baix Empordá, Girona) y Sant Corneli (Girona).

En el indicio de Sant Martí Vell las zeolitas rellenan parcialmente porosidad vacuolar, esencialmente en la parte central de una colada. La mineralización zeolítica puede llegar a representar el 50% en volumen del total de la roca. La secuencia de cristalización comprende:

- a) minerales arcillosos (esmectitas) en crecimientos peliculares en la pared de la vacuola;
- b) philipsita $(\text{Na,K})_{10}(\text{Al}_{10}\text{Si}_{22}\text{O}_{62}) \cdot 20\text{H}_2\text{O}$ en crecimientos de cristales idiomórficos
- c) analcima $\text{Na}_{16}(\text{Al}_{16}\text{Si}_{32}\text{O}_{96}) \cdot 16\text{H}_2\text{O}$.

Localmente existen sobrecrecimientos adicionales de agregados radiales de esmectitas sobre alguna de las fases anteriores.

En el indicio del pitón de Sant Corneli se pueden distinguir mineralizaciones en vacuolas y en fisuras. En las vacuolas se reconoce la siguiente secuencia de cristalización:

- a) minerales arcillosos (esmectitas)
- b) calcita en cristales idiomórficos
- c) phillipsita en agregados radiales que pueden recubrir a la anterior;
- d) agregados radiales de zeolitas fibrosas (natrolita $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ y escolecita $\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) y en ocasiones de aragonito
- e) thaumasita en cristales hexagonales conformando agregados radiales.

En las fisuras sólo se han reconocido crecimientos de zeolitas fibrosas (escolecita, natrolita).

En base a las asociaciones minerales presentes y a su disposición se propone un modelo genético basado en cristalización a partir de soluciones hidrotermales a baja temperatura producidas por interacción del magma basáltico con fluidos meteóricos (Kristmandottir et al. 1977).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Kristmandottir, H. & Tomasson, J. (1977): Zeolite zones in geothermal in Iceland. In "Natural Zeolites: Occurrences, Properties, Use" Sand & Mumpton ed. Pergamon Press. 277-283.
- Lopez Ruiz, J. & Rodríguez Badiola, E. (1985): La región volcánica Mio-pleistocénica del Noreste de España. *Estudios geológicos* 4, 105-126.

LOS BASALTOS DE OJOS NEGROS (TERUEL): PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.

LAGO, M.; ARRANZ, E. ; POCOVI, A.

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.

Los basaltos calco-alcalinos, de edad Autuniense, ubicados en el sector de Ojos Negros (Teruel) presentan un interés destacado por los motivos: a) ser las manifestaciones calco-alcalinas más indiferenciadas y que presentan una menor alteración, con esta composición y edad, en la Cadena Ibérica, b) estar emplazados por debajo de los sedimentos atribuidos al Saxoniense (De la Peña et al., 1979) y, por último, c) son un ejemplo de diferenciación gravitativa al presentar un enriquecimiento en olivino y, contrariamente de plagioclasa, en la base y techo, respectivamente, de la intrusión.

A nivel petrológico son rocas hipocrystalinas y porfídicas, constituidas por proporciones variables de olivino, augita y plagioclasa que, en detalle, presentan una marcada y común zonación. Los olivinos (Fo 74-68) presentan un contenido variable en Cr (0.0002-0.0005 átomos p.u.f) y Ni (0.0015-0.0025 átomos p.u.f.). La augita con valor promedio en En 45.58 Wo 43.55 Fs 10.87, tiene un rango en TiO₂ situado entre 0.38-0.78% lo cual, junto al contenido en Al(t), permite la caracterización de su afinidad calco-alcalina que, a su vez, está confirmada por la relación Ti-(Ca+Na). Un estudio detallado (borde-centro) de la zonación permite observar: a) un aumento del Ca, desde el borde al centro de cristal, y un comportamiento opuesto para el Mg; b) un aumento de Na y Ti, desde el borde al centro del cristal, y un comportamiento oscilante para el Cr y, finalmente, c) un comportamiento opuesto entre el Ba y Sr presentando, ambos, un carácter oscilante desde el borde al centro del cristal. Indicamos, por último, que las plagioclasas (An 83.16-72.3) presentan unos valores bajos en Ba (0.0002-0.0008 átomos p.u.f.).

Geoquímicamente existe un rango composicional entre basaltos subalcalinos y andesitas basálticas (SiO₂-Nb/Y). La afinidad calco-alcalina está confirmada por los criterios: a) el comportamiento del valor AFM; b) la pauta obtenida en la relación SiO₂-FeO (t)/MgO, c) el alto contenido en Cr respecto al valor, alto, de SiO₂, d) el contenido de las rocas en la relación Th/Yb-Ta/Yb, e) un alto contenido en Th respecto al Hf y Ta y, también, un valor destacado en Th respecto al Tb y Ta. Los espectros normalizados a condrito permiten observar una pauta decreciente, muy constante, en HREE respecto a las LREE donde el buen acoplamiento de las muestras refleja la analogía composicional. La relación (La/Lu)* presenta correlación positiva con el Th, es decir, con el avance de la diferenciación.

El conjunto de datos obtenidos permite indicar que este magmatismo resulta de la diferenciación de un magma subcrustal generado en un ambiente anorogénico e intracontinental.

AGRADECIMIENTOS: Este trabajo desarrolla objetivos previstos en el programa PB 89-0346 de la DGICYT.

GEOQUIMICA DE BIOTITES DE GRANITOS HERCINICOS E SEUS ENCRAVES MICROGRANULARES DA REGIAO DE NELAS, CENTRO DE PORTUGAL.

SILVA, M.M.V.G.

Departamento de Ciências da terra. Universidade de Coimbra, Portugal.

As biotites de três granitos Hercínicos e seus encraves microgranulares da região de Carregal do Sal-Lagares da Beira-Nelas, centro de Portugal, são geralmente magmáticas e dão indicação da origem destas rochas. As idades dos granitos variam entre 310 e 278 M.a. e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ varia entre 0.712 e 0.707. Apenas o granito mais jovem possui encraves microgranulares de granodiorito, adamalito e granito.

As biotites dos granitos e encraves são biotites- Fe^{2+} e alumino-potássicas. As biotites dos encraves possuem mais Sc, V, Ba/K, mais ou idêntico F, Ni, Cr, idêntico Si, Ti, Mg, Ba, Li, Rb, Li/Mg, idêntico ou menos Zn, Nb, Cs e menos Fe_T , Fe_T/Mg , Al, Y do que as biotites dos granitos. As biotites dos encraves granodioríticos são geralmente mais ricas em Ba, Ni, V, Ba/K, Ni/Mg e mais pobres em Al, Nb e Zn do que as biotites dos outros encraves. Não há diferença significativa na composição química da biotite no núcleo e bordo dos encraves adamelíticos e graníticos, mas a biotite do núcleo dos encraves granodioríticos é mais rica em Si e Mg e mais pobre em Ti, Al, Fe^{2+} e Al^{VI} do que a biotite do bordo do enclave respectivo.

Os diagramas de variação de elementos maiores e menores para os granitos e biotites sugerem que : 1) os três granitos correspondem a três pulsações magmáticas distintas ; 2) há um processo de cristalização fraccionada do bordo ao centro do granito mais jovem; e 3) os encraves microgranulares representam vários graus de mistura entre um magma granítico e um outro menos ácido.

As biotites dos granitos cristalizaram a ~ 700 °C e $\log f_{\text{O}_2}$ entre -15.3 e -17.8 bares, enquanto as dos encraves cristalizaram a ~ 750 °C e $\log f_{\text{O}_2}$ menor do que -16.4 bares.

METAMORFISMO Y METASOMATISMO EN LA GRANODIORITA PRECOZ DE VIVERO (LUGO, GALICIA).

MARCOS, C.; ACEVEDO, R.D.; MOREIRAS, D.B.; PANIAGUA, A.; MARTÍN-IZARD, A.

Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se estudian los afloramientos litorales de dunita y tonalita que forman parte de la Granodiorita Precoz (Galán 1984), y sus relaciones con diques pegmatíticos del Granito de Vivero (Galán, 1984) que las atraviesan. El área estudiada abarca desde la ensenada de Regodela a la de Muínelo (Fig. 1), entre las localidades de Vivero y Burela (Lugo, Galicia). Desde un punto de vista geológico, el área de trabajo se sitúa en el límite entre las zonas Centro-Ibérica y Asturoccidental-Leonesa de la Cadena Hercínica de la Península Ibérica (Pérez Estaún et al., 1990).

TIPOS LITOLÓGICOS

La Granodiorita Precoz de Vivero pertenece al grupo de granodioritas precoces deformadas por la segunda fase hercínica (Capdevila, 1969). En ella aparecen varios cuerpos de dunita y uno de tonalita en afloramientos discontinuos de escala métrica. Las primeras destacan por su color muy oscuro y su discontinuidad es debida a la intrusión posterior del granito de Vivero que las engloba. El conjunto muestra estructuras y texturas de neomineralización metamórfica. Las rocas pegmatíticas atraviesan al conjunto anterior produciendo diversos fenómenos metasomáticos.

PETROGRAFÍA

Las rocas más antiguas están representadas por pequeños cuerpos plutónicos intrusivos de textura granuda gruesa, constituidos por minerales máficos. Son de composición dunitica en sentido amplio, habiéndose observado en estas rocas intensas alteraciones del olivino a serpentina, clipiroxenos, orto y clinofiboles, biotita-flogopita y cloritas. Se reconocen como minerales accesorios primarios espinelas cromíferas, ilmenita y apatito. Una segunda unidad está representada por un cuerpo de composición tonalítica a granodiorítica y estructura gnéisica. Sus constituyentes minerales son cuarzo, plagioclasa (An_{45}), feldespato potásico y clinofibol, como minerales primarios; apatito, esfena y opacos, como minerales accesorios, y biotita como producto de alteración metamórfica. Por sus características composicionales y estructurales puede clasificarse como ortogneis.

Las pegmatitas están compuestas por cuarzo, feldespato potásico (microclina peritica con pertitas maculosas a filiformes), plagioclasa y moscovita como minerales esenciales y turmalina, granate, apatito y eventualmente algún berilo como accesorios. Son pegmatitas simples, no zonadas, con un borde de grano más fino.

INTERPRETACIÓN DE LOS ANÁLISIS DE MICROSONDA

Los datos de microsonda electrónica sobre piroxeno y anfíboles de la roca ultramáfica permiten corroborar la observación petrográfica sobre su origen secundario. En el primer caso se han proyectado los valores obtenidos (de un diópsido de composición media Wo_{48} , En_{46} , Fs_6) a los cuadros de Vejnar (1975) donde se puede apreciar su clara filiación metamórfica. También son metamórficos los anfíboles, ya que la relación Ti vs. Si (en a.p.f.u), según Leake (1965), así lo indica. Son tremolitas y actinolitas, aunque se han reconocido también magnesio y ferro-hornblendas y algunas hornblendas ferrotschermakíticas. En cuanto a la variedad tonalítica, el anfíbol es aquí primario, en claro contraste con el de la roca ultramáfica.

La biotita, que caracteriza al proceso metamórfico desde un punto de vista microscópico, es, por su quimismo, metamórfica, debido a sus relaciones $TiO_2-FeO+MnO-MgO$, que la ubican en el campo de las biotitas propias de esquistos (Heinrich, 1946; Engel & Engel, 1960).

EL METASOMATISMO PEGMATÍTICO

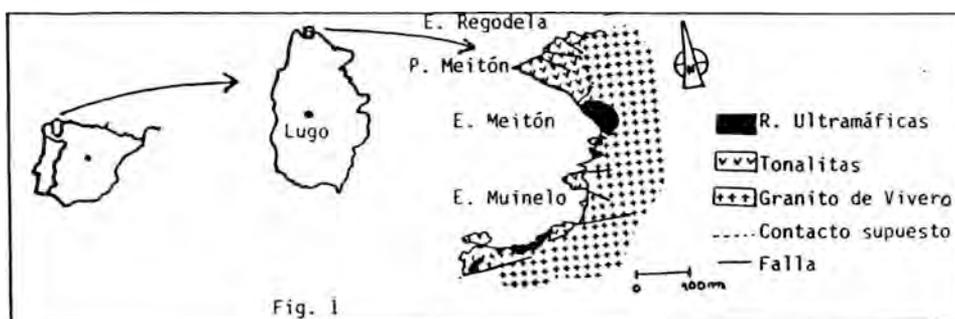
Los contactos entre las pegmatitas y su encajante, cuando es dunitico, muestran una zona flogopitizada y/o anfibolitizada. Estos anfíboles, como ocurre con la flogopita, han sido generados por el metasomatismo de la pegmatita sobre las dunitas a través de un fenómeno similar al descrito por Martín-Izard et al. (1992) en Franqueira (Pontevedra), donde una pegmatita produce zonas metasomáticas de variable espesor (de algunos decímetros) de flogopita, contigua al contacto, y tremolita-actinolita o antofilita, entre la anterior y la roca ultramáfica sin ser afectada por el cuerpo filoniano.

CONSIDERACIONES FINALES

Las rocas plutónicas que bordean el complejo de la Granodiorita Precoz de Vivero se han estudiado considerando el proceso metasomático sobreimpuesto al proceso metamórfico, no tenido en cuenta con anterioridad a este trabajo. Por otra parte, de la comparación con procesos similares, en posibles complejos ofiolíticos intruidos por pegmatitas, se ha observado que se han producido episodios paralelos similares en otros lugares vinculados a la Zona Centro-Ibérica, a la que pertenecería este complejo, emplazado a modo de cuña tectónica en el límite con la Zona Asturoccidental-Leonesa.

BIBLIOGRAFÍA

- Capdevila, R (1969): Tesis doctoral. Univ. Montpellier, Francia.
Engel, A.E.J. and Engel, C.G. (1960): Geol. Soc. Am. Bull., 71, 1-58.
Galán, G. (1984): Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo.
Heinrich, E.W. (1946): J. Sci, 244, 8-36
Leake, B.E. (1965): en Oliver & Boyd (eds.) Controls in Metamorphism, London. pp. 299-318
Martín-Izard, A.; Moreiras, D.; Acevedo, R.; Paniagua, A. y Marcos-Pascual, C. (1992): Bol. Soc. Esp. Mineral., 15-1, 216-221.
Pérez Estaún, A.; Bastida, F.; Martínez Catalán, J.R.; Gutiérrez Marco, J.C.; Marcos, A. and Pulgar, J.A. (1990): en Dallmeyer & Martínez García (eds.). Pre-Mesozoic Geology of Iberica, Springer-Verlag Berlín Heidelberg.
Vejnar, Z. (1975): Hornblendes and problems of recrystallization of gabbroic rocks. Lithos, 8, 59-68.
Este trabajo ha sido financiado por la Universidad de Oviedo, a cargo del proyecto DF92/42 y por la CICYT, proyecto GEO 91/1077.



DATAÇÃO E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANÍTICAS E SEUS MINERAIS DO NE DA SERRA DO GEREZ, NORTE DE PORTUGAL.

NEIVA, A.M.R.

Departamento de Ciências da Terra. Universidade de Coimbra.

Um magma granítico, peraluminoso, moscovítico-biotítico com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0.7152 ± 0.0015 intruiu há 306 ± 5 Ma, a $-3-3.5$ Kb, 700°C , $f_{\text{O}_2} < 10^{-18}$ bars e os feldspatos equilibraram-se a -516°C .

Um monzonito híbrido, metaluminoso, possui 24-26% de biotite metamórfico-metasomática de idade 303 ± 3 Ma e hornblenda actinolítica que se equilibraram a cerca de 800°C com fluidos de $f_{\text{O}_2} 10^{-15}$ bars, enquanto os feldspatos se equilibraram a $739-416^\circ\text{C}$, 5 Kb.

O granito félsico, o granito heterogêneo e o granito cordierítico-biotítico, todos peraluminosos de idade de intrusão 303 ± 5 Ma, provavelmente derivaram de fusão sequencial crescente de encaves ortogneissicos a 800°C e 5 Kb com retenção crescente de restito (Holtz and Johannes, 1991). Eles possuem biotite metamórfico-metasomática de 278 ± 3 Ma de idade e moscovite retromórfica que se equilibraram a $\sim 700^\circ\text{C}$ com fluidos de $f_{\text{O}_2} < 10^{-18}$ bars. Os feldspatos equilibraram a $631-607^\circ\text{C}$. A biotite do granito cordierítico-biotítico tem mais Ti, Cr, Ni, Sc, Ba e menos Zn, Zr, Rb do que a biotite do granito heterogêneo. A moscovite do granito cordierítico-biotítico tem mais Cr, V, Sn, Zr, Sc e Ba do que a moscovite do granito heterogêneo. Os fluidos que se equilibraram com estas micas tem maior $\log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ e $\log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})$ do que os que se equilibraram com a biotite do monzonito. O magma granítico moscovítico-biotítico tem maior $\log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})$ e menor $\log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$, $\log (f_{\text{HCl}}/f_{\text{HF}})$ do que os outros fluidos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

HOLTZ, F. and JOHANNES, W. (1991): Genesis of peraluminous granites. I. Experimental investigation of melt composition at 3 and 5 Kbar and reduced H_2O -activity. *J. Petrol.*, 32, 935-358.

MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS GRANATES ASOCIADOS A LAS PEGMATITAS DE SIERRA ALBARRANA (CORDOBA).

ABAD-ORTEGA, M.M.; FENOLL HACH-ALI, P.; ORTEGA-HUERTAS, M.

Departamento de Mineralogía, Petrología e Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. Granada.

Las pegmatitas de Sierra Albarrana (Córdoba, España) se dividen, desde un punto de vista mineralógico en tres tipos (Garrote et al., 1980): pegmatitas cuarzo-feldespáticas, pegmatitas con silicatos de aluminio y pegmatitas con anfíbol y/o epidota. Dichas pegmatitas están emplazadas en rocas metamórficas del Paleozoico inferior pertenecientes al dominio de Sierra Albarrana, dentro de la zona de Ossa Morena (Azor et al., 1991), aflorando en las zonas de mayor grado metamórfico (Garrote, 1976). En ellas aparecen distintos tipos de granates de acuerdo con sus características ópticas y composicionales. Este trabajo trata de describir dichas características y de derivar las condiciones de formación de este mineral en los cuerpos pegmatíticos estudiados.

En las *pegmatitas cuarzo-feldespáticas* (tipo I), los granates se sitúan mayoritariamente en la zona de borde de muchos de los afloramientos estudiados, presentándose como cristales euhédricos o subeuhédricos, con tamaños de 0.5 a 2 cm. Frecuentemente están fracturados y alterados a óxidos de Fe, biotita y clorita y presentan inclusiones de cuarzo y feldespatos.

En las *pegmatitas con silicatos de aluminio* (tipo II), los granates, relativamente abundantes, aparecen en la mayoría de los cuerpos como cristales euhédricos o subeuhédricos, con tamaños de grano de hasta 0.5 cm. No aparecen fracturados y suelen estar alterados a óxidos de Fe, biotita y clorita.

Por último, en las *pegmatitas con anfíbol y/o epidota* (tipo III), los granates se encuentran dispersos por todo el cuerpo pegmatítico cuando este presenta estructura interna simple o en la parte intermedia de filones zonados, formando cristales subeuhédricos de carácter esqueletal, con tamaños de hasta 1 cm. También aparecen fracturados y alterados a óxidos de Fe biotita y clorita y presentan inclusiones de cuarzo y feldespatos.

No se observan zonaciones ópticas visibles, por lo que es necesario realizar análisis mediante microsonda electrónica para detectar las variaciones químicas desde centro al borde de los cristales. Los resultados de dichos análisis indican que, en las pegmatitas cuarzo-feldespáticas y con silicatos de aluminio, los granates examinados pertenecen a la solución sólida almandino-espartina ($59\% < Alm < 74\%$, $22\% < Esp < 33\%$ en pegmatitas de tipo I; $75\% < Alm < 80\%$, $7\% < Esp < 16\%$ en pegmatitas de tipo II), con pequeños porcentajes en los términos piropo ($1\% < Prp < 7\%$ en pegmatitas de tipo I, $5\% < Prp < 9\%$ en pegmatitas de tipo II) y grosularia ($0.50\% < Gro < 1.25\%$ en pegmatitas de tipo I, $1\% < Gro < 2\%$ en pegmatitas de tipo II). Por el contrario, en las pegmatitas con anfíbol y/o epidota, aparecen dos tipos composicionales de granates. El primero es un granate de tipo espesartínico ($46\% < Esp < 52\%$), con proporciones relativamente elevadas en el término grosularia ($20\% < Gro < 28\%$) y porcentajes inferiores en almandino ($8\% < Alm < 16\%$), andradita ($8\% < And < 11\%$) y piropo ($4\% < Prp < 6\%$), mientras que el segundo tipo corresponde a granates de tipo andradítico ($55\% < And < 74\%$) con proporciones menores de espesartina ($5\% < Esp < 22\%$) y valores bajos

en almandino ($0.2\% < \text{Alm} < 2\%$).

Todos los granates analizados muestran zonaciones químicas más patentes para el Fe y el Mn que para el Mg y Ca, observándose una tendencia normal, con una disminución progresiva en Mn y Ca asociada a un incremento en los porcentajes de Fe y Mg desde el borde al centro de los cristales.

Baldwin y Knorring (1983) proponen usar la relación ($\text{FeO} + \text{MgO}$) frente a ($\text{MnO} + \text{CaO}$) en los granates como índice de evolución relativa y de cristalización progresiva de los cuerpos pegmatíticos. Los resultados obtenidos para los granates de Sierra Albarrana muestran que los contenidos en Li de este campo pegmatítico son bastante bajos.

Cerny y Hawthorne (1982) indican que la composición química de granates pegmatíticos está restringida a la serie almandino-espesartina, con cantidades variables, pero generalmente pequeñas, de Mg y Ca; que los granates de pegmatitas muy profundas en relación con materiales granulíticos y migmatíticos, así como los asociados a pegmatitas micáceas presentan elevados contenidos en Mg-Ca y $\text{Fe} \gg \text{Mn}$; y que en pegmatitas de elementos raros esta relación se invierte: Mg y Ca decrecen drásticamente y $\text{Mn} < \text{Fe}$. En el caso de Sierra Albarrana, los resultados obtenidos, representados en el diagrama triangular de Salye (1975), muestra que todos los granates se sitúan en el campo de las pegmatitas micáceas, excluyendo claramente las formaciones pegmatíticas de elementos raros.

Por lo tanto, la composición de los granates asociados a las pegmatitas de Sierra Albarrana, así como el tipo de alteración que presentan, indican el grado de fraccionamiento que muestran los cuerpos pegmatíticos. La presencia de granates ricos en componente almandino y alterados a óxidos de Fe, biotita y clorita en Sierra Albarrana parece indicar que dichos granates están asociados a pegmatitas relativamente primitivas y poco evolucionadas de tipo moscovítico, excluyendo las formaciones de elementos raros.

La asociación de granate, moscovita y cuarzo en todos las pegmatitas estudiadas indica (de acuerdo con las ideas de Baldwin y Knorring, 1983) temperaturas de formación de 500° a 650° C a 4 kb de presión. Dichas condiciones están de acuerdo con las estimadas para el pico metamórfico en el área de Sierra Albarrana establecidas por González del Tánago y Peinado, 1990 (675° C y 4 kb), así como con las deducidas a partir de estudios de geotermometría de feldespatos ($500^\circ \pm 30^\circ$ C) (Abad-Ortega et al., 1993) y de berilos ($500^\circ - 550^\circ$ C).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ABAD-ORTEGA, M.M.; FENOLL HACH-ALI, P.; MARTIN-RAMOS, J.D. y ORTEGA-HUERTAS, M. (1993): "The feldspars from Sierra Albarrana granitic pegmatites (Córdoba, Spain)". *Can. Mineral.*, 31 (en prensa).
- AZOR, A.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; MARCOS, A. y SIMANCAS, J.F. (1991): "Edad y estructura de las rocas de Sierra Albarrana (SW del Macizo Hespérico). Implicaciones regionales". *Geogaceta*, 10: 119-124.
- BALDWIN, J.R. y KNORRING, O.V. (1983): "Compositional range of Mn-garnet in zoned granitic pegmatites". *Can. Mineral.*, 21: 683-688.
- CERNY, P. y HAWTHORNE, F.C. (1982): "Selected peraluminous minerals". En: M.A.C. Short Course Handbook. *Granitic pegmatites in science and industry* (P. Cerny, Ed.), 8: 163-186.
- GARROTE, A. (1976): "Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Provincia de Córdoba). Sierra Morena Central". *Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 82: 17-39.
- GARROTE, A.; ORTEGA-HUERTAS, M. y ROMERO, J. (1980): "Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (Provincia de Córdoba). Sierra Morena". *Temas Geol. Min. IGME*, 145-168.
- GONZALEZ DEL TANAGO, J. y PEINADO, M. (1990): "Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena, Córdoba, España)". *Bol. Geol. Min.*, 101: 678-700.
- SALYE, M.E. (1975): "Metallogenic formations of pegmatites in the eastern part of Baltic Shield". En: Yu. M. Sokolov, Ed. *Muscovite pegmatites of the USSR*, Nauka, Leningrad, 15-35 (en ruso).

Este trabajo ha sido financiado por los Grupos de Investigación 4028 y 4065 de la Junta de Andalucía.

FOSFATOS DE LAS PEGMATITAS DEL CAP DE CREUS. DISTRIBUCIÓN, INCLUSIONES FLUIDAS Y CONDICIONES DE FORMACIÓN.

ALFONSO, P.(1); BRIGNARDELLI, E.(1); FONTAN, F.(2); MELGAREJO, J.C.(1).

(1) Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals. Universitat de Barcelona.

(2) Laboratoire de Minéralogie. Université Paul Sabatier. Toulouse. France.

En el campo pegmatítico del Cap de Creus se han distinguido 4 tipos de pegmatitas (descritas como I, II, III, IV en Corbella y Melgarejo, 1990), cuya distribución sigue el trazado de las isogradas metamórficas. La clasificación de estas pegmatitas se ha establecido acorde a los criterios de Cerny (1991). Estas 4 tipologías presentan un origen común y se han formado por fraccionamiento, probablemente a partir de un centro intrusivo. En los tipos más evolucionados, especialmente la III y la IV, existe una variada mineralización de fosfatos (Corbella y Melgarejo, 1990). Este trabajo plantea complementar la descripción de las asociaciones de fosfatos ya descritas, así como una aproximación a sus condiciones de formación.

Las pegmatitas de tipo I son microclínicas, con texturas gráficas y estructura interna sencilla: una zona aplítica y zonas intermedias. Son estériles en elementos raros. Están emplazadas en la zona de sillimanita-feldespató potásico.

Las pegmatitas de tipo II son microclínico-albiticas y con una estructura interna más desarrollada que en el caso anterior. Así, además de las zonas aplíticas e intermedias, presentan núcleos de cuarzo e incipiente albitización. Contienen fosfatos primarios con Mg-Ca-Mn-Ti: magniotriplita, sarcópsido y graftonita. Además, aunque en estas pegmatitas no son comunes, aparecen fosfatos con álcalis formados durante la etapa de albitización por réemplazamiento de las asociaciones primarias: fillowita, arrojadita. Finalmente, existe una amplia variedad de fosfatos supergénicos. Otros accesorios son berilo y ferrocolumbita, muy escasa. Corresponden a pegmatitas del subtipo de berilo-columbita de la clase de elementos raros. Están emplazadas en zona de sillimanita.

Las pegmatitas de tipo III, microclínico-albiticas, poseen una estructura interna más compleja: zonas aplíticas, zonas intermedias bien estructuradas y núcleo de cuarzo muy bien desarrollado. Los fenómenos de réemplazamiento hidrotermal tardíos (albitización y moscovitización) son asimismo muy importantes. Están emplazadas en la zona de cordierita-andalucita. Son ricas en minerales de elementos raros (berilo, columbita-tantalita, ixiolita, tapiolita) y corresponden a las pegmatitas de elementos raros, y más concretamente al subtipo de berilo-columbita-fosfatos de Cerny (1991). Las zonas intermedias de estas pegmatitas son ricas en fosfatos primarios de Li-Fe-Mn-Ca (trifilita y sus derivados ferrisicklerita y heterosita, ambligonita, wyllieita, sarcópsido y graftonita). Por otra parte, los cristales de berilo, frecuentes, a menudo están parcialmente réemplazados por hurlbutita o herderita, y los fosfatos primarios ampliamente réemplazados por una nueva generación de fosfatos con álcalis (arrojadita, fillowita, alluaudita). Los fosfatos supergénicos son abundantes, y pátinas de mitridatita en la roca son un buen criterio para la localización de la mineralización primaria. En cristales de ambligonita de gran tamaño típicos de la zona intermedia se han reconocido inclusiones fluidas primarias trifásicas, ricas en CO₂ y hasta un 5% de nitrógeno (con cristales de halita, cloruro de hierro y calcita). En berlinitas formadas en vetas tardías se han reconocido asimismo inclusiones fluidas trifásicas primarias con CO₂, nitrógeno y cristales de halita.

La pegmatitas de tipo IV son albiticas y el feldespató potásico está ausente. Presentan zona aplítica, intermedia, núcleos de cuarzo, reemplazamientos por vetas de cuarzo-moscovita y vetas de fosfatos tardíos que cortan al conjunto. Son ricas en mineralización de Sn-Ta-REE y berilo. Se encuentran emplazadas en la parte más externa de la zona de la cordierita-andalucita y corresponden a las pegmatitas de elementos raros de Cerny (1991), subtipo albitico. Aunque en la zona intermedia aparecen cristales de montebrasita, triplita, sarcópsido y graftonita, más o menos reemplazados por alluaudita y lazulita, es en vetas tardías donde abundan más los fosfatos de Al-Li (berlinita, trolleita y una segunda generación de montebrasita,

con alluaudita y herderita en menor proporción). En la berlinita se han medido inclusiones fluidas primarias con grandes variaciones en la relación líquido-vapor y salinidad (con cristales de halita, cloruro de hierro y de calcita), indicando desmezcla de fluidos. En el contacto de este tipo de pegmatitas con el encajante se observan fenómenos metasomáticos muy desarrollados: turmalinización, moscovitización, fosfatización y localmente grafitización. La abundancia de fosfatos en las vetas tardías y en el exocontacto sugiere un enriquecimiento en P_2O_5 en los fluidos hidrotermales de las fases finales de cristalización de la pegmatita.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Cerny, P. (1991): Rare-element Granitic Pegmatites. Part I: Anatomy and Internal Evolution of Pegmatite Deposits. *Geoscience Canada* 18, 49-67.
- Corbella, M., Melgarejo, J.C. (1990): Características y distribución de los fosfatos de las pegmatitas graníticas de la Península del Cap de Creus (Pirineo Oriental Catalán). *Bol. Soc. Esp. Min.* 13: 169-182.
- Corbella, M., Melgarejo, J.C. (1990): Rare-element pegmatites of the Cap de Creus Peninsula, Northeast Spain: A new field of the Beryl-phosphate subtype. *E. Schweizerbart'sche Verlagsbuch-handlung*. Stuttgart. En prensa.

LAS MINERALIZACIONES DE SN-TA-NB DE LAS PEGMATITAS ENCAJADAS EN EL GRUPO PARAÑO, EN LA ZONA DE FORCAREY (GALICIA, ESPAÑA).

FUERTES, M.; MARTÍN. IZARD, A.

Dpto. de Geología. Universidad de Oviedo.

INTRODUCCION. La región estudiada se localiza en la Provincia de Pontevedra, en la subzona denominada "Área Esquistosa de Galicia Central". El campo pegmatítico aflora en una estrecha franja limitada, al Oeste, por el granito alcalino de dos micas de Pontevedra y al Este, por los materiales del Sinforme de Forcarey. El objetivo de este trabajo es describir y clasificar estos cuerpos pegmatíticos y pegmoaplíticos intrusivos en grupos, poniendo así de manifiesto la zonación del campo pegmatítico de elementos raros. Se presentan también las características y distribución de la mineralización de Sn, Nb y Ta dentro de los grupos establecidos.

GEOLOGIA DEL AREA. El encajante de las pegmatitas pertenece al denominado Grupo Paraño definido por Martínez, J.L. (1981). Se trata de una potente secuencia de esquistos micaceos y cuarzosos que, a veces, presentan intercalaciones de esquistos con porfidoblastos de plagioclasa. Estos materiales están afectados por la deformación polifásica hercínica acompañada del metamorfismo de intermedia-baja presión, al que se superpone un metamorfismo térmico inducido por los granitos.

Las pegmatitas aquí estudiadas están, probablemente, en relación con el Complejo Granítico Occidental de dos micas de Pontevedra, de tipo alcalino (Martínez, J.L. 1981). Pertenecen al grupo de los granitos pre-sicínemáticos con la tercera fase hercínica (fig. 1).

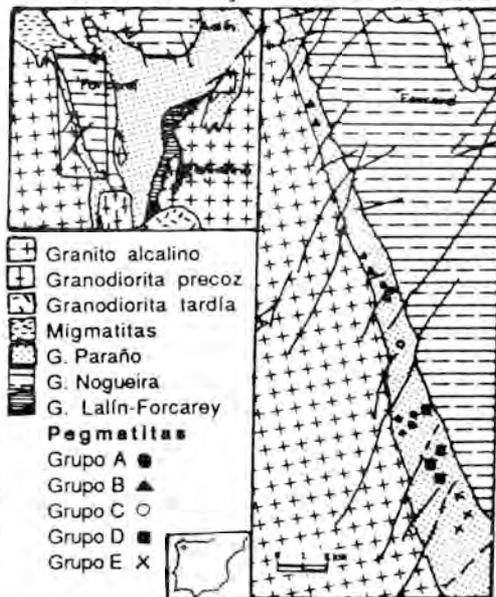


Fig. 1.- Esquema Geológico del área estudiada.

DESCRIPCION DEL CAMPO PEGMATITICO. Está formado por filones pegmatíticos y pegmoaplíticos de elementos raros, con dimensiones variadas, y poca continuidad. Se disponen (fig. 1) paralelos al contacto del Grupo Paraño con el Complejo Granítico Occidental. Los filones se presentan en grupos. Alcanzan el mayor desarrollo en el borde sur de esta franja. Los contactos con el encajante suelen ser netos y estar greisenizados y turmalinizados. Tiene pequeñas explotaciones de Sn abandonadas. Por su mineralogía y paragénesis se pueden separar varios grupos:

Grupo A: Apófisis graníticas. Estos cuerpos intrusivos tienen una geometría muy variable, con formas elipsoidales y subredondeadas. Están constituidos principalmente por albita (que en ocasiones presenta relictos de microclina), microclina anhedral, cuarzo y, en menor proporción, moscovita y biotita parcialmente moscovitizada. El principal accesorio es granate. Dentro de estos cuerpos aparecen bandas centimétricas de microclinas con estructuras en peine e inclusiones de cuarzo y albita, en una matriz formada por cuarzo, albita, moscovita.

Grupo B: Pegmatitas estériles. Son pegmatitas de tamaño de grano centimétrico y presentan formas variadas de elipsoidales a redondeadas. Son las más próximas al granito occidental. Su mineralogía es albita con relictos de microclina, moscovita, cuarzo y microclina parcialmente albitizada. Como accesorios hay granates idiomórficos de composición almandínica, muy ricos en espesartita, turmalina y berilos centimétricos.

Grupo C: Pegmoaplitas bandeadas de albita-berilo-fosfatos de Li. Afloran en filones alargados. Son cuerpos de grano fino y bandeado paralelo al contacto con el

encajante, están constituidas por albita y cuarzo alternado con cuarzo y moscovita. En las bandas albiticas hay escasa microclina corroida por las albitas. El berilo es el accesorio más abundante y presenta formas subhedrales. También aparece, en pequeña proporción, un fosfato de la serie litiofilita-trifilita.

Grupo D: Pegmoaplitas con albita-espodumena bandeadas. Son pegmoaplitas que se presentan en filones alargados. Están constituidas principalmente por bandas de albita, moscovita y cuarzo y otras con espodumena. Como accesorios, en las zonas ricas en albita, hay casiterita y columbo-tantalita. Los minerales de litio aparecen de dos formas diferentes: a) En franjas estrechas como grandes cristales de espodumena, alterados en parte a cymatolita, junto con cristales de feldespatos potásico y albita con cuarzos gráficos. Todos ellos están incluidos en una matriz formada por albita, moscovita y cuarzo. b) Como una espodumena muy alterada, dispersa por todo el cuerpo pegmatítico, que se encuentra incluida en masas de cuarzo con formas ameboidales. La acompaña por una albita con cuarzos gráficos. Los accesorios son montebrasita, litiofilita-trifilita y pequeños berilos.

Grupo E: Peg-aplitas de albita. Estas pegmatitas afloran como una serie de filones alargados y discontinuos. Son de grano fino y homogéneo. El mineral dominante es la albita con cantidades menores de cuarzo, moscovita y microclina muy albitizada. Los accesorios son berilo, casiterita y columbo-tantalita.

DESCRIPCION DE LA MINERALIZACION DE SN-TA-NB. La mineralización principal es de casiterita y tantalocolumbita. Aparece dispersa en los cuerpos pegmatíticos pertenecientes a los grupos D-E, y está siempre asociada a las bandas más ricas en albita, y a los cuerpos más albitizados. El estudio óptico y con microsonda permite diferenciar tres tipos: 1 Casiteritas que engloban cristales de niobio-tantalita, pudiendo estos aparecer también adosados a los bordes externos de la casiterita. Se observa un zonado oscilatorio en el que varía la relación Fe/Sn. Los otros elementos presentes son Ti, Mn, Nb y Ta. La proporción de Nb frente a Ta es variable en un amplio rango. 2 Casiteritas que presentan vermiculas de columbo-tantalita en zonas bien delimitadas y próximas a sus bordes. El análisis pone de manifiesto que la casiterita próxima a estas zonas se empobrece progresivamente en Nb y Ta hasta ser prácticamente pura, lo que hace pensar que estas minúsculas inclusiones sean producto de exolución. También tienen inclusiones de columbo-tantalita y presentan zonado. 3 Casiteritas sin inclusiones ni desmezclas. En este caso las composiciones son mucho más estables (sin zonado composicional) y contenido en Ta mayor que en Nb. En lo que se refiere a los minerales de Nb-Ta aislados son, en general, tantalitas ricas en Fe.

CONCLUSIONES. Este campo pegmatítico muestra una clara zonación en grupos cuyo grado de diferenciación aumenta progresivamente hacia el Sur, y en dirección Oeste-Este, estando las pegmatitas menos evolucionadas (grupo B) más próximas al Complejo granítico y las de mayor grado de evolución (grupo E) más alejadas de él.

Puede apreciarse una zonación bastante similar a la descrita por Cerny (1989). El grupo B correspondería a las que este autor denomina "Pegmatitas estériles" y son las más próximas al granito. El grupo C correspondería a las que el denomina "pegmatitas tipo berilo" y dentro de estas al subtipo que denomina "pegmatitas con berilo-fosfatos-columbita" (aunque no se ha encontrado este último mineral). Al ir aumentando el grado de diferenciación se pasa a "pegmatitas complejas con espodumena (o petalita)" y "pegmatitas complejas con lepidolita". Estas últimas no han sido localizadas en este campo pegmatítico. El grupo D son las "pegmatitas de espodumena-albita". El grupo E serán las "pegmatitas de Albita", últimas en el proceso de diferenciación. El grupo A no puede considerarse como pegmatítico sino que serían apófisis del granito occidental.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Marquinez, J. (1981). Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central (zona de Lalin-Forcarey-Beariz). Cuad. Lab. Xeol Laxe, 2(1):135-154.

Cerny, P (1989). Exploration strategy and methods for pegmatite deposits of tantalum. In Lanthanides, Tantalum and Niobium. Springer:274-302.

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CICYT GEO91/1077.

ESTIMACIÓN DE LAS CONDICIONES P-T DE EMPLAZAMIENTO DEL BATOLITO DE LA MALADETA (PIRINEO CENTRAL, LLEIDA).

DELGADO, J.; SOLER, A.; ARCOS, D.

Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals. Universitat de Barcelona.

El batolito de La Maladeta es un gran complejo ígneo tardihercínico (277 ± 7 ma, isocrona Rb-Sr, $\lambda = 1.42 \cdot 10^{-11}$ años⁻¹) situado en el segmento central de la Zona Axial Pirenaica. Está constituido por tres grupos litológicos principales siendo el mayor volumen correspondiente a granodioritas seguidas de gabronoritas y granitos biotítico-moscovíticos. Estas rocas intruyen materiales pertenecientes a la Facies de los Esquistos Verdes de metamorfismo regional, con edades comprendidas entre el Cambro-Ordovícico y el Carbonífero, desarrollando una aureola de metamorfismo térmico cuyos efectos son aparentes hasta unos 300 m del contacto. El área estudiada en detalle se localiza en el contacto norte del batolito donde las rocas encajantes son fundamentalmente de edad devónica, correspondiendo a niveles de calizas y margocalizas localmente escapolíticas en las que se encuentran intercalados pequeños niveles pelíticos oscuros de escasa continuidad lateral. En el Coll de Paderna (Valle de Benasque, Huesca) uno de estos niveles se encuentra en la zona más interna de la aureola de metamorfismo y ha sido exhaustivamente estudiado para determinar las condiciones de intrusión en este sector del batolito.

Las rocas metamórficas estudiadas corresponden a la Facies de las Corneanas Piroxénicas y están caracterizadas por una paragénesis mineral de alta temperatura de sillimanita, cordierita, almandino, hercínita, corindón, biotita, feldespato potásico, plagioclasa e ilmenita y/o rutilo como componentes mayoritarios.

Tras la comparación con cuatro geotermómetros independientes (pares granate-biotita, granate-ilmenita, granate-cordierita y cordierita-espínela) la mejor estimación de la temperatura de equilibrio para estas rocas de la zona más interna de la aureola es de $625 \pm 25^\circ\text{C}$, la cual parece ser próxima a la temperatura máxima durante la intrusión. La presión total está definida por el equilibrio univariante entre almandino-sillimanita-hercínita-corindón (una vez realizadas las correcciones de actividad necesarias) y su intersección con la temperatura anteriormente estimada, siendo de 3 ± 0.5 kbar.

Comparando nuestros resultados con otros datos existentes de otros batolitos tardihercínicos pirenaicos, encontramos que: la temperatura de intrusión obtenida en La Maladeta se corresponde con la estimada en los otros batolitos, mientras que la presión estimada es difícilmente comparable, ya que el resto de batolitos han sido objeto de pocos estudios de detalle. No obstante, la comparación con los datos disponibles pone de manifiesto una presión ligeramente superior en el batolito de La Maladeta. Este hecho, si bien puede ser interpretado de diversas maneras, podría ser el resultado del emplazamiento en diferentes niveles de la corteza. Por tanto, es necesario un estudio de la presión de intrusión en un número mayor de batolitos pirenaicos, a fin de integrar este episodio intrusivo en el marco geodinámico global de la Cordillera Hercínica.

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE GLAUBERITAS Y YESOS SECUNDARIOS EN EL SECTOR DE ESQUIVIAS-AÑOVER (MIOCENO, CUENCA DE MADRID).

LASCORZ, A.; ORTÍ, F.

Departamento de Geoquímica, Petrología i Prospecció Geològica. Universitat de Barcelona. DGICYT PB90-0485.

(*) Trabajo realizado en el marco del proyecto DGICYT PB90-0485

Con el fin de documentar el proceso de reemplazamiento en subsuperficie de la glauberita por el yeso secundario, se ha estudiado 39 muestras de glauberita procedentes del sondeo 3-605 realizado por ENUSA al NE de Esquivias (Lascorz *et al.*, 1991) y 19 muestras de yesos secundarios procedentes del reemplazamiento de glauberitas en los sectores de Borox y Añoover de Tajo. Adicionalmente, se ha estudiado alguna muestra de thenardita y anhídrita (sondeo referido) y de yeso primario macrocristalino (Borox), así como de yeso secundario procedente del reemplazamiento de anhídrita (Borox, Añoover de Tajo). Todas estas muestras pertenecen a la Unidad Inferior del Mioceno.

Desde esta perspectiva, las texturas glauberíticas originales eu- y subhedrales macrocristalinas se preservan como pseudomorfos de yeso secundario, siendo este proceso de más difícil reconocimiento para las texturas microcristalinas.

En el sondeo 3-605 pueden distinguirse dos tramos glauberíticos principales: a) Un tramo superior, entre los 100 y 131m de profundidad. En él predomina la litofacies glauberítica nodular-aplastada, caracterizada por cristales euhedrales (prismático-tabulares) de tamaño centimétrico que suelen crecer alrededor de masas de glauberita microcristalina, de euhedral a subhedral, muy pura. En otros casos, estos grandes cristales euhedrales crecen directamente desplazando a la matriz arcillosa o reemplazando a la anhídrita preexistente. Son también frecuentes los crecimientos glauberíticos euhedrales, los cuales gradan a morfologías ramoso-fasciculadas que engloban poiquilíticamente a la matriz arcillosa; b) Un tramo inferior, entre los 158 y 178m, en que la litofacies macrocristalina masiva, dominante, está constituida por cristales de glauberita de 2 a 5 cm y por un conjunto de cristales menores (1-1.5 mm) que actúan de matriz de aquellos.

En las series de Borox (cantera) y Añoover de Tajo (corte de la carretera) las diferentes litofacies originalmente de glauberita (nodulares s.s, nodulares-aplastadas y fluidificadas, laminadas, masivas, etc.), están actualmente reemplazadas por yesos secundarios, tanto alabastrinos como macrocristalinos y selenítico-maclados. En este último caso, puntualmente, estos cristales seleníticos pueden ser también de crecimiento primario intersticial (no reemplazante). El yeso secundario alabastrino presenta microestructuras con estos componentes: matriz de grano fino, cristales sub-euhedrales y, ocasionalmente, áreas reticulares; todos estos componentes pueden gradar entre sí.

La microestructura reticular se caracteriza por la presencia de unas áreas de contornos irregulares y dimensiones aproximadas 300 x 400 μ en que se observa una alternancia de microbandas constituidas por: a) cristales (30-50 μ) elongados perpendicularmente al microbandeado y con extinciones ópticas muy

próximas entre sí, y b) cristales menores (10-15 μ) y con extinciones ópticas claramente diferentes a los anteriores. Esta microestructura parece caracterizar al yeso secundario procedente del reemplazamiento de glauberita, y nunca ha sido observado por nosotros en el reemplazamiento de anhidrita (Ortí, 1977).

CONTENIDOS EN ESTRONCIO. Se ha determinado, mediante espectrofotometría de absorción atómica, el contenido en Sr de 40 muestras de sulfatos (glauberita, yeso, anhidrita y thenardita) tanto del sondeo (28 muestras), como de los perfiles de Borox y Añoover de Tajo (12 muestras). Para ello se ha diluido 0.5 gr de muestra en 250 ml de agua bidestilada (sin ataque previo con HCl). Para este estudio se han seleccionado muestras sin celestina en la difracción de rayos X de roca total. Los contenidos hallados son los siguientes (en ppm):

- Thenardita (3 muestras, sondeo): media de 152 (de 89 a 222)
- Yeso primario intersticial (selenítico-maclado) (3 muestras, Borox): 402 (de 283 a 504)
- Anhidrita (3 muestras, sondeo): media de 1107 (de 1044 a 1196)
- Yeso secundario (alabastrino y megacristalino) que reemplaza anhidrita (6 muestras; sondeo y Añoover): 760 (de 108 a 1584)
- Glauberita (17 muestras, sondeo): media de 674 (de 441 a 1168)
- Yeso secundario alabastrino que reemplaza a glauberita de litofacies diversas (4 muestras, Borox): 770 (de 709 a 814)
- Yeso secundario megacristalino que reemplaza glauberitas (4 muestras, Borox): 1428 (de 777 a 2109).

En el paso de la anhidrita al yeso secundario se registra, en promedio, una pérdida en Sr próxima al 30%, similar a los valores registrados en otras formaciones (Ortí *et al.*, 1988). Véase también Fort y Bustillo (1986) y Ordoñez *et al.* (1989).

En el paso de la glauberita al yeso secundario se observan enriquecimientos variables. Así, en los yesos alabastrinos se aprecia sólo un ligero enriquecimiento (< al 10%), mientras en los yesos megacristalinos está próximo al 50%. Los contenidos en Sr registrados en la glauberita son algo inferiores a los encontrados en la mina "El Castellar" (Ortí *et al.*, 1979).

La similitud de contenido en Sr observado en el yeso secundario procedente del reemplazamiento tanto de anhidrita como de glauberita, sugiere que este método no sería efectivo para discriminar el origen del yeso secundario en otras localidades o formaciones, hecho que contrasta con la diferente distribución de valores presente en la glauberita y anhidrita original.

Los yesos primarios (no reemplazantes) presentan valores relativamente bajos, comparables a las facies primarias intersticiales de la Cuenca de Calatayud (Rosell y Ortí, 1992).

FORT, R. y BUSTILLO, M. (1986): *Estudios Geol.*, 42: 387-395

LASCORZ, A.; INGLÉS, M. y ORTÍ, F. (1991): *Bol. Soc. Esp. Mineralogía* 14-I, 124-125

ORDOÑEZ, S.; FORT, R. y BUSTILLO, M. (1989): *Estudios Geol.*, 45: 45-53

ORTÍ, F. (1977): *Rev. Ins. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 32, 87-152

ORTÍ, F.; PUEYO, J.J. y SAN MIGUEL, A. (1979): *Bol. Geol. y Minero*, 93: 347-373.

ORTÍ, F.; ROSELL, L.; SALVANY, J.M.; PUEYO J.J.; UTRILLA, R.; INGLÉS, M. y VEIGAS, J.G. (1988): *Cong. Geol. España, Comun.* Vol.1, 417-420.

ROSELL, L. y ORTÍ, F. (1992): *IGCP-324 GLOPALS, An. Meeting. Madrid. Abstracts*, 39-41

ESTUDIO DE SULFATOS DE MAGNESIO Y ZINC: GRUPO DE LA HEXAHIDRITA.

PEREZ, C. (1); GARRIDO, M.M. (1); ARANA, R. (1); LÓPEZ-AGUAYO, F. (2).

(1) Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología. Campus Universitario de Espinardo, Murcia.

(2) Departamento de Estructura y Propiedades de los Materiales. Facultad de Ciencias del Mar. Cádiz.

En experiencias relativas a la cinética de cristalización de soluciones de sulfatos de diferente relación molar catión trivalente/ catión divalente, se obtienen unos productos finales de cristalización complejos y muy interesantes en sus propiedades.

Su aspecto es el de eflorescencias verde-amarillentas, con pequeños cristallitos verde claro, blancos y pequeñas partes pulverulentas, asociadas a cristales de distinto tamaño, a veces en forma acicular y otras en forma prismática, pudiendo llegar a medir dos o tres centímetros, transparentes, blancos o verde muy claro, que con el tiempo se vuelven opacos. La separación con lupa binocular en la mayoría de los casos nos ha permitido su estudio analítico, difractométrico y térmico, aislándose con bastante éxito copiapitas, romboclasa, hexahidrita y gunningita. Como producto de una evolución posterior de la copiapita de magnesio, también se identifica roemerita. En el caso de que las experiencias sean de Zn, los cristallitos de Zn-hexahidrita son muy pequeños y están íntimamente ligados a la masa de copiapita, lo que dificulta su aislamiento como fase pura. Para el estudio térmico solo se han empleado los cristales de magnesio y los dobles de Mg-Zn, que eran los que presentaban más pureza; por el contrario, los de Zn solo se han utilizado en el estudio por difracción de rayos X.

Se obtienen cristales mixtos de sulfato de magnesio y zinc hexahidratado cuando se parte de disoluciones de relación molar inicial $1\text{Fe(III)}/(1\text{Mg}+1\text{Zn})$ y $2\text{Fe(III)}/(1\text{Mg}+1\text{Zn})$, respectivamente, y su estequiometría se ajusta a $\text{Mg}_{0.5}\text{Zn}_{0.5}\text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

En la Tabla I se recogen los valores de los parámetros reticulares obtenidos a partir de los correspondientes registros difractométricos. Se han usado las referencias ASTM de $\text{ZnSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ y de la hexahidrita para el cálculo en las fases mixtas, comparando los resultados con el fin de dar aquellos valores que tengan un error menor. En ambos casos ha sido el $\text{ZnSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ el término que ha respondido mejor a estos cálculos.

El análisis térmico, esquematizado en la Tabla II, se ha aplicado a las fases de Mg y de Mg-Zn, no pudiendo realizarse con fiabilidad a las de Zn, ya que la separación de estas fases no es lo suficientemente buena para este tipo de experiencias.

Tabla I

	Mezclas Fe+Mg					Mezclas Fe+Zn				
	Valor teórico	2:1	1:1	1:2	1:3	Valor teórico	3:1	1:1	1:2	1:3
a=	24,442	24,423	24,375	24,4	24,416	9,981	9,843	9,971	9,957	9,981
b=	7,216	7,213	7,204	7,205	7,207	7,250	7,261	7,238	7,241	7,234
c=	10,119	10,106	10,105	10,103	10,105	24,280	24,183	24,234	24,200	24,268
α =	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90
β =	98,28	98,30	98,28	98,31	98,31	98,45	98,42	98,35	98,60	98,31
γ =	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90
Σ	—	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$7,4 \cdot 10^{-5}$	$3,7 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$	—	$2,1 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$7,3 \cdot 10^{-6}$

	a	b	c	α	β	γ	Σ
b15	9,694	7,143	24,241	90	99,21	90	$2,9 \cdot 10^{-4}$
b16	10,006	7,148	24,373	90	98,26	90	$5,9 \cdot 10^{-5}$
t16	9,935	7,162	24,109	90	98,38	90	$6,8 \cdot 10^{-5}$

$$*\Sigma = \Sigma W * Q(\text{obs}) - Q(\text{cal})^2$$

Tabla II

	rango de picos	temp.máx. del pico (°C)	pérdida de peso (%)	reacción
HH				
I	31-65	54	3,301	Pérdida del H ₂ O de hidratación
II	65-125	106	20,306	} $\text{MgSO}_4 \cdot 6 \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{MgSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$
III	125-155	136	13,416	
IV	155-198	162	4,341	$\text{MgSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
V	198-465	271	8,472	$\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{MgSO}_4$
MZH				
I	42-202	112	34,577	$\text{Mg}_6\text{Zn}_6\text{SO}_4 \cdot 6 \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg}_6\text{Zn}_6\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
II	204-345	272	7,978	$\text{Mg}_6\text{Zn}_6\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg}_6\text{Zn}_6\text{SO}_4$
III	718-987	970	29,066	$\text{Mg}_6\text{Zn}_6\text{SO}_4 \rightarrow \text{Mg}_6\text{Zn}_6\text{O}$

ESTUDIO MINERALOGICO DE UNAS "TERUELITAS" DEL KEUPER DE LA PROVINCIA DE CASTELLON POR DRX, SEM/TEM/EDX.

ESTEVE, V. (1); SANFELIU, T. (1); REVENTOS, M.M. (2); AMIGO, J.M. (2)

(1) Departamento de Ciencias Experimentales. Area de Cristalografía y Mineralogía. Universitat Jaume I. Castellón.

(2) Sección Departamental de Geología. Unidad de Cristalografía, Mineralogía. Facultad de Químicas. Universidad de Valencia.

Han sido estudiadas unas "teruelitas", dolomitas ricas en hierro, de los afloramientos del Keuper de Ayodar (Castellón).

Este tipo de dolomitas se presenta en el Keuper, relacionadas con yesos, asociadas a costras limoníticas y con lechos de carbonatos. En las costras limoníticas son frecuentes las "teruelitas". Estos suelos de evolución laterítica ricos en limonita y carbonatos pasan en algunas zonas a agregados de cristales de "teruelita" de tamaño variable. Los típicos sombreados de dolomita aparecen también incluidos en yesos. En los niveles calcáreos se presentan con hábitos calcáreos muy alargados. Son abundantes en las formaciones K₁, K₂ y K₃ (Ortí, 1973).

En las costras limoníticas ricas en "teruelitas" se observan crecimientos de cuarzo. Las "teruelitas" muestran inclusiones de anhidrita que se encuentran principalmente en los bordes del cristal.

Las "teruelitas" cristalizan como las dolomitas en el sistema romboédrico, grupo espacial R $\bar{3}$. Han sido estudiadas por difracción del polvo cristalino, mostrando estos diagramas una relación de intensidades anómala, a pesar de haber sido preparadas y estudiadas por diversos métodos y equipos. La reflexión 1 0 4 presenta una intensidad muy fuerte en relación con el resto de las reflexiones presentes. La celda obtenida, no obstante, está de acuerdo con el grupo de carbonatos al que la dolomita pertenece (Beran & Zemann, 1977; Arriortua et al., 1981)

Mediante estudios de microscopía electrónica se ha obtenido el hábito estos cristales de "teruelita" y se ha determinado su composición química.

Parece existir una correlación entre la cantidad de manganeso (determinada por ICP) y el diferente color, más oscuro a mayor proporción de manganeso, que presentan dichas teruelitas.

Agradecimientos

Los autores agradecen a C. de la Fuente, de la Universidad de Barcelona su colaboración técnica y algunos comentarios sobre el desarrollo del trabajo.

Vicente Esteve Cano agradece a la Conselleria de Cultura, Educació i Ciència de la Generalitat Valenciana la concesión de una Beca F.P.I., disfrutando la cual ha realizado este trabajo.

Bibliografía

ARRIORTUA, M.I.; AMIGO, J.M.; BESTIRO, J.; DECLERCQ, J.P. & GERMAIN, G. (1981).- Fe-dolomite (teruelite) from the Keuper of the southern sector of the Iberian Mountain Range, Spain: ActaGeologica Hispanica, 16, 187-188.

BERAN, A. & ZEMANN, J. (1977).- Refinement and comparison of the crystal structures of dolomite and of a Fe-rich ankerite: Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt., 24, 279-286.

ORTI-CABO, F. (1973).- El Keuper del Levante Español". Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.

EL CONTEXTO GEOLÓGICO DE LAS MINERALIZACIONES DE WOLLASTONITA DE MERIDA (EXTREMADURA).

GALÁN, E.(1); LISO, M.J.(2); HERNANDEZ, M.J.(1); FERNANDEZ-CALIANI, J.C.(1).

(1) Departamento Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Extremadura.

(2) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Univ. de Extremadura.

El entorno de Mérida es una encrucijada de cuerpos plutónicos de composición básica-intermedia con granitoides ácidos de la alineación magmática Alburquerque-Mérida-Los Pedroches, intruidos en los materiales metasedimentarios precámbricos y paleozoicos del zócalo de la Cuenca del Guadiana.

Entre los materiales paleozoicos más antiguos (Cámbrico inferior?) se encuentra una serie de rocas carbonatadas en contacto con las intrusiones ígneas, en las que se han desarrollado importantes mineralizaciones de wollastonita localizadas en la base del cerro Carija, a sólo 4 Km de Mérida, cuyos indicios eran ya conocidos desde el siglo pasado.

En esta comunicación se presenta la cartografía geológica a escala 1:20.000 de este sector, realizada con la finalidad de definir los controles litológicos y estructurales que condicionan la aparición de la wollastonita.

Se han diferenciado (figura 1) cinco grandes unidades de entidad cartográfica: 1) las rocas graníticas del plutón tardihercínico de Proserpina (Gonzalo, 1987); 2) las dioritas deformadas de Mérida; 3) la serie anfibolítica (Gonzalo, 1989); 4) la serie carbonatada; y 5) los sedimentos recientes del Guadiana. Dentro de la serie carbonatada se han distinguido, además, dos formaciones: una calcárea, que constituye el tramo inferior, y otra predominantemente dolomítica, con algunas intercalaciones de calizas, en el tramo superior.

Los materiales carbonatados ocupan el núcleo de una estructura sinclinal de dirección axial N132° E, vergente al SO, flanqueada por los materiales precámbricos de la serie anfibolítica y afectada por algunas fallas longitudinales de cierta envergadura. No obstante, existen direcciones anómalas N-S y NE-SO, probablemente relacionadas con zonas de cizalla.

Las mineralizaciones más interesantes por el volumen y contenido de wollastonita están asociadas a los bancos de calizas oscuras del tramo inferior, en las inmediaciones del granito. Estas calizas marmóreas, cuyos rasgos sedimentarios han sido obliterados por el metamorfismo de contacto, contienen abundantes nódulos y niveles silíceos muy deformados, que han reaccionado parcial o totalmente con el encajante originando masas fibrosas de wollastonita muy pura.

Esta circunstancia implica un aumento considerable de los recursos inferidos en trabajos previos (Liso y Guixa 1980) y, por otro lado, pone en duda el modelo clásico que explicaba el

origen de la wollastonita de Mérida por interacción de fluidos de derivación magmática con las rocas carbonatadas, en la zona de alta temperatura de la aureola de contacto de la intrusión granítica.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Gonzalo, J.C. (1987). - El plutonismo hercínico en el área de Mérida (Extremadura Central, España). En: *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico*. Ed. Rueda, 345-355 pp.

Gonzalo, J.C. (1989).- Litoestratigrafía y tectónica del basamento en el área de Mérida (Extremadura Central). *Bol. Geol. Min.* 100, 48-72

Liso M.J. y Guixa, J. (1980).- Estudio geológico y mineralógico de la wollastonita de Mérida (Badajoz). *Bol. Soc. Esp. Min.* 2, 35-42

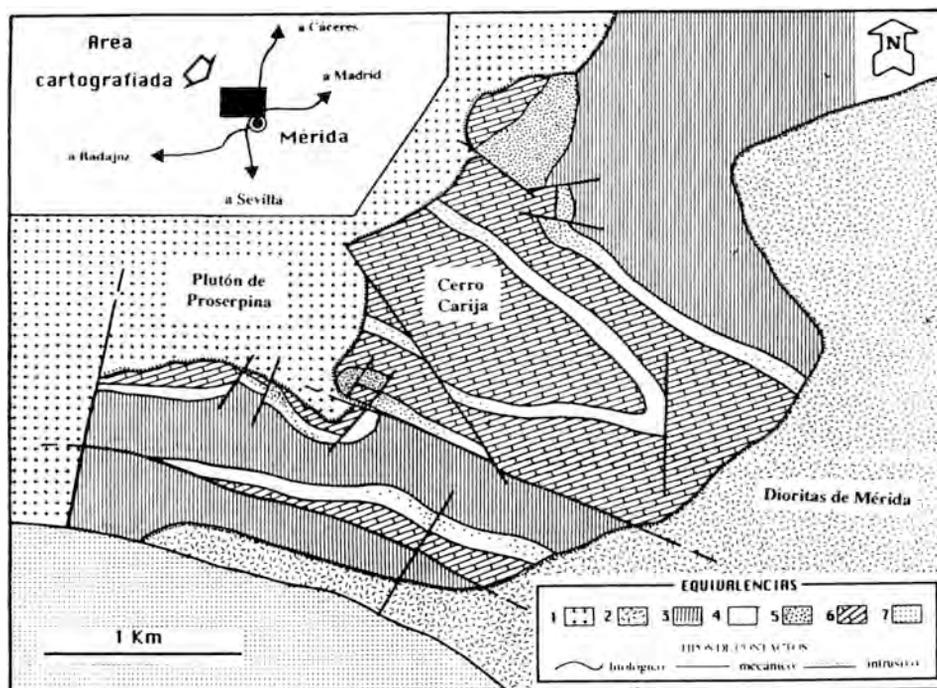


Figura 1. Contexto geológico de los depósitos de wollastonita del cerro Carija. *Equivalencias*: 1) granito porfídico con megacristales de feldspatos 2) dioritas anfibólicas 3) serie anfibolítica (anfíbolitas, cuarcitas, esquistos) 4) calizas marmóreas oscuras 5) mineralizaciones de wollastonita 6) mármoles dolomíticos ocres 7) sedimentos recientes del Guadiana.

MINERALOGÍA DE ANFIBOLES EN LA UNIDAD DE BOHI DEL MACIZO DE LA MALADETA (PROVINCIA DE LERIDA).

ARRANZ, E.; LAGO, M.

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.

El Macizo de La Maladeta, constituye un complejo plutónico, con amplia representación de litotipos, que, en la Unidad de Bohí, abarcan desde los gabros, cuarzo-gabros y dioritas (Facies básicas de Tahull) a las tonalitas, granodioritas, sienogranitos y rocas filonianas variadas (Aplitas, Pegmatitas, Lamprófidos, etc). Los gabros y dioritas, y las granodioritas presentan, en diferentes proporciones modales, anfíboles cálcicos (grupo A) como constituyentes de su paragénesis.

Se ha abordado un estudio comparativo de las características mineralógicas de dichos anfíboles, basado en los análisis de los mismos por microsonda electrónica. Los datos obtenidos, permiten identificar estos anfíboles como Magnesio Hornblendas, Hornblendas Actinolíticas e incluso Actinolita. Las composiciones de Magnesio Hornblenda y Actinolita son comunes a las Facies Básicas y a la Granodiorita, mientras que la composición de Hornblenda Actinolítica solo está presente en las Facies Básicas. Cabe destacar, también, que los anfíboles de los gabros y dioritas, presentan composiciones más magnesianas que los de las granodioritas. El estudio cristalquímico de estas composiciones, examinando la ocupación de las posiciones estructurales A y B fundamentalmente, y la importancia de las sustituciones catiónicas, junto a otras consideraciones, permite establecer una división, con carácter genético, entre las composiciones del Hornblenda Magnesiánica, que corresponderían a etapas relativamente tempranas de la cristalización y las composiciones de Hornblenda actinolítica-Actinolita, con un carácter tardimagmático.

Por otra parte, el menor valor de la relación (Mg/Mg+Fe) en los anfíboles de las Granodioritas plantea la existencia de importantes variaciones en las condiciones de cristalización respecto a las facies precedentes (facies básicas de Tahull).

*Agradecimientos: Este trabajo se ha realizado gracias a una Beca de Investigación del CONAI (Diputación General de Aragón) de E. Arranz.

CARACTERÍSTICAS COMPOSICIONALES Y GENÉTICAS DE LA MINERALIZACIÓN TURMALINÍFERA DE BRONCHALES (TERUEL).

LAGO, M.; AUQUE, L.; ARRANZ, E.; GIL, A.; POCOVI, A.

Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.

Este trabajo presenta un interés doble; en primer lugar, se indican las características del emplazamiento de un magmatismo calco-alcalino, Autuniense, ubicado en la fosa transpresiva del sector de Bronchales (Sierra de Albarracín, Teruel). Este magmatismo comprende una secuencia andesítico - dacítico - riolítica donde los términos dominantes corresponden a las riolitas. En detalle, se aprecia un carácter pluriépico en el que las manifestaciones magmáticas (riolitas) alternan con episodios detríticos (cuarcitas, pizarras, etc) determinando una fosa recubierta por los materiales triásicos que fosilizan también a la mineralización, Autuniense, de riolitas turmalinizadas.

El estudio de la mineralización turmalinífera comprende el segundo motivo. Esta mineralización, hidrotermal, afecta, con extensión e intensidad diversa, a las riolitas y brechas riolíticas situadas al techo de la fosa Autuniense. La composición de la Turmalina corresponde a la variedad Chorlo, con valores de FeO variables, en el rango 14.39 - 15.55 % y de B₂O₃ (calculado estequiométricamente) comprendidos entre 10.18 y 10.61%. La composición de la mineralización (9 análisis) indica valores en B comprendidos entre 0.03 y 1.7% con valor promedio en 0.875%.

Una comparación geoquímica de las riolitas turmalinizadas respecto a las riolitas, con igual afinidad calco-alcalina y edad Autuniense, permite comprobar: a) un valor elevado de la turmalinización en Fe₂O₃, b) un enriquecimiento destacado en B, As, Sn, Sb y Bi y, finalmente, c) un enriquecimiento, muy marcado, de los HREE respecto a las LREE.

Los datos obtenidos indican un proceso hidrotermal con enriquecimiento selectivo en B a partir de un fluido con elementos acomplexantes (F, Cl, CO₃⁻, etc.).

*Agradecimientos: este trabajo desarrolla objetivos del programa PB89-0346 de la DGICYT.

LAS MINERALIZACIONES DE FOSFATOS ALUMÍNICOS EN LA SERRA DE MIRAMAR, CATALUNYA.

CAMPRUBI, A.; COSTA, F.; SALVANY, M.C.; SAEZ, G.; ARCAS, A.; MELGAREJO, J.C.

Departamento de Cristalografía, Mineralogía i Dipòsits Minerals. Universitat de Barcelona.

Durante los últimos años se han reconocido numerosas mineralizaciones de fosfatos aluminicos en la Península Ibérica. En las Cadenas Costeras Catalanas, muchas de ellas se encuentran situadas en las series silúricas y carboníferas. En Gavà (a 20 km de Barcelona) algunos de estos depósitos fueron incluso explotados en galerías durante el Neolítico (3500 a.C.) con el fin de obtener variscita para uso ornamental. No obstante, en la Sierra de Miramar, a 60 km al sur de Barcelona, se encuentran representados tipos adicionales de mineralizaciones de fosfatos. Por ello, se ha escogido esta zona para establecer las relaciones entre los diferentes tipos de mineralizaciones de fosfatos y su modelo genético.

La Sierra de Miramar, en el sector sur de las Cadenas Costeras Catalanas, está constituida por un zócalo paleozoico y una cobertera mesozoica discordante. En la serie paleozoica de este sector pueden distinguirse tres unidades estratigráficas principales.

1) Series silúricas y devónicas. Un tramo basal de 50 m de potencia está formado por pizarras, niveles ricos en fosfatos y pizarras blancas, interstratificados con cherts (Llandoveriense). Un tramo intermedio se caracteriza por 50 m de pizarras negras (Wenlock-Ludlow). El tramo superior está representado por calizas y margas en su base, con pizarras negras a muro.

2) Serie vulcanosedimentaria tournaisiense (pizarras con nódulos de fosfato, lavas espiliticas y tobas volcánicas), discordante sobre las series anteriores.

3) Serie principalmente detritica, de edad Viseense a Namuriense superior, discordante sobre las series infrayacentes.

Las series paleozoicas han sido afectadas por un metamorfismo de grado muy bajo y deformaciones hercínicas. Se distinguen dos fases de deformación principales. En una primera etapa se desarrollaron cabalgamientos hacia el Norte. En la segunda etapa se formaron pliegues con dirección NW-SE y buzamiento hacia el NE. Una nueva generación de cabalgamientos (con movimiento hacia el SW) se desarrolló por despegue de los flancos de dichos pliegues. Pórfidos graníticos tardihercínicos cortan el conjunto. Finalmente, se desarrollan fallas direccionales que a lo largo del Ciclo Alpino son sucesivamente reactivadas (Melgarejo, 1992).

Se pueden distinguir dos tipos principales de indicios de fosfatos: estratiforme y filoniano, además de los fosfatos de meteorización tardía.

La mineralización estratiforme forma parte de la serie del Llandoveriense inferior, en la que destacan cherts y tramos de fosfato intercalados en una secuencia de pizarras blancas. La mineralogía de estas pizarras blancas es muy compleja: moscovita rica en Ba y cuarzo como componentes principales, con abundantes diseminaciones de grano fino (50-200 micras) de rutilo con Nb, pirta (frecuentemente reemplazada por jarosita), baritina y monacita rica en La-Ce. El tramo rico en fosfatos se localiza hacia la base de la serie silúrica. Este tramo está constituido por alternancias milimétricas de niveles de apatito o variscita con pizarras blancas. Localmente, la mineralización es nodular. Los nódulos de variscita presentan a menudo compleja estructura interna y están compuestos por peloides inframilimétricos.

La parte superior de este tramo fosfatado, en cambio, se caracteriza por niveles arenosos de potencia métrica, constituidos por cuarzo detrítico y peloides de fosfatos. Algunos de estos peloides presentan evidencias de estar resedimentados. La matriz también es fosfatada. Todos estos caracteres petrográficos sugieren una formación sinsedimentaria y diagenética temprana para estos fosfatos.

Las series en las que encaja la mineralización no responden a los modelos típicos de secuencias con fosfatogénesis por origen bioquímico, por lo que un origen exhalativo debe tenerse en cuenta. Por otra parte y pese a que en el sector estudiado no existen rocas volcánicas silúricas, en áreas cercanas de las Cordilleras Costeras Catalanas se han reconocido basaltos alcalinos de intraplaca. Moro et al. (1992) sugieren también un componente exhalativo en la génesis de indicios estratiformes similares de variscita en series silúricas del Macizo Hespérico.

La segunda tipología de mineralización de fosfatos de Fe-Al (variscita o strengita) se encuentra en vetas de trazado irregular y de grosor centimétrico a milimétrico que cortan las esquistosidades hercínicas. No obstante, sólo se han encontrado estas vetas cortando los tramos fosfatados de los materiales silúricos, sugiriendo removilización a pequeña escala de los fosfatos sedimentarios. Variscita o strengita aparecen también en rods de cuarzo, en vetas de pequeño grosor o reemplazando granos de cuarzo o cristales de baritina. Los fosfatos están asociados a jarosita.

Las asociaciones minerales mencionadas han sido parcial o totalmente reemplazadas por otras relacionadas a fenómenos de meteorización. En este último estadio, la mineralización se presenta como pseudomorfos o rellenando grietas. Muchas veces, se encuentra como relleno de grietas de tensión asociadas a fallas alpinas. Estas asociaciones minerales cierran la porosidad, y muchas de ellas presentan cristales bien desarrollados o crecimientos radiales y esferulíticos. Apatito esferulítico es el mineral más corriente, aunque también abundan crandallita y woodhouseita.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Melgarejo, J.C. (1992): Estudio geológico y metalogenético del Paleozoico del Sur de las Cordilleras Costeras Catalanas. Col. Memorias ITGE. 605 pp.
- Moro, M.C., Gil Agero, M., Cembranos, M.L., Pérez del Villar Guillén, L., Montero, J.M., Fernández, A., Hernández, E. (1992): Aluminofosfatitas silúricas de la Península Ibérica: síntesis preliminar. Bol. Soc. Esp. Min. 15-1: 227-232.

NÓDULOS DE FLUORITA: UN NUEVO CUERPO MINERALIZADO DEL YACIMIENTO DE FLUORITA DEL PORTALE (VALLE DE TENA, PIRINEO ARAGONÉS).

SUBIAS, I.; FANLO, I.; FERNÁNDEZ-NIETO, C.

Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Zaragoza.

INTRODUCCION

En la cabecera del valle de Tena, a unos 80 Km al norte de Huesca, existen diversos yacimientos de fluorita de los cuales únicamente el yacimiento del Portalé está siendo actualmente explotado.

En el área del Portalé afloran materiales del Devónico inferior (serie pizarrosa con alternancias arenosas y carbonatadas) y del Carbonífero inferior caracterizado por la presencia de lilitas en la base, sobre las que se dispone una secuencia carbonatada formada por calizas amigdalares, brechas y calizas masivas. Todo este conjunto carbonatado está afectado por una intensa silicificación.

La mineralización encaja en las calizas carboníferas. Se han diferenciado tres morfologías en el yacimiento de fluorita del Portalé: bolsadas, diseminaciones y filones. El objeto del presente estudio es caracterizar una nueva facies mineralizada que presenta una morfología nodulosa.

Desde el punto de vista estructural los materiales anteriormente descritos forman parte del anticlinorio de Peyreget (N130°E), que está limitado al NE por un cabalgamiento de dirección E-W.

DESCRIPCION DEL YACIMIENTO

Las fluoritas nodulares aparecen únicamente en un pequeño afloramiento, al pie del pico denominado Campana de Aneou. Este cuerpo mineralizado está asociado a un nivel de brechas, situado estratigráficamente entre las calizas amigdalares y las masivas de la secuencia carbonífera.

La brecha no mineralizada presenta cantos, en su mayoría calcáreos, cuyo tamaño puede llegar a los 15 cm, cementados por calcita. La fluorita aparece ligada a niveles de brecha con cantos de menor tamaño, existiendo una gradación de estructuras desde el comienzo del afloramiento hasta una fractura N50°E, que lo limita. En primer lugar, la fluorita forma halos alrededor de los cantos de la brecha, que se van haciendo más gruesos, hasta que la fluorita constituye todo el cemento. A partir de este punto se pueden observar nódulos, desde milimétricos a centimétricos, que presentan un núcleo calcáreo en su interior. Por último en el contacto con la falla anteriormente citada se encuentra un nivel masivo de fluorita.

Las características del fluido mineralizador se han obtenido a partir del estudio del contenido en REE y de las inclusiones fluidas

de la fluorita.

FRACCIONAMIENTO DE LAS TIERRAS RARAS

Los espectros de normalización de las muestras estudiadas presentan una morfología campaniforme debido al enriquecimiento relativo en HREE frente a LREE. En el variograma Tb/Ca vs Tb/La las fluoritas de este afloramiento se sitúan en el dominio hidrotermal.

Todas las muestras presentan anomalías negativas en Eu (0.75 ± 0.19) y Ce (0.53 ± 0.08). El fraccionamiento de los LREE tiene un valor medio de 0.91 ± 0.5 , mientras que el de las HREE oscila entre 27.00 y 71.00.

ESTUDIO MICROTERMOMETRICO

Las inclusiones fluidas presentes en estas muestras son bifásicas (fase líquida y burbuja de gas), no habiéndose detectado la existencia de fases de CO_2 . Las temperaturas eutécticas, siempre por debajo del eutéctico del sistema $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, permiten deducir que el fluido era polisalino. La salinidad deducida de la temperatura de fusión del último cristal de hielo es de 7.3 ± 1.2 % peso eq. NaCl. Todas las inclusiones homogeneizan en estado líquido a temperaturas que oscilan entre 143.2 y 175.2°C.

Este trabajo ha sido financiado con el Proyecto P CB-4/89 del CONAI (Diputación General de Aragón).

ESTUDIO PRELIMINAR DE LAS MINERALIZACIONES PALEOZOICAS DE LA SIERRA DE LA DEMANDA.

IBÁÑEZ, J.A.; VELASCO, F.; PESQUERA, A.

Departamento de Mineralogía y Petrología. Universidad del País Vasco. Bilbao.

El macizo Paleozoico de la Demanda ocupa un área geográfica circunscrita a los sectores oriental y occidental de Burgos y La Rioja respectivamente. Este macizo se encuentra rodeado por materiales Mesozoicos, que a su vez están parcialmente recubiertos por sedimentos Terciarios, y es considerado como un nexo de unión entre la Cordillera Cantábrica, como prolongación oriental de la zona Astur-Leonesa, y la Ibérica. La serie se caracteriza por una secuencia de materiales detrítico-carbonatados que abarcan: (1) pizarras filíticas precámbricas; (2) areniscas y pizarras del Cámbrico inferior, limitado a techo por dolomías; (3) esquistos y areniscas del Cámbrico medio-superior y Ordovícico; y discordantes sobre estas formaciones (4) conglomerados, pizarras y areniscas del Carbonífero (Colchen, 1974; Palacios, 1979). Estos materiales han sido afectados por la deformación y metamorfismo hercínico de grado muy bajo a bajo, particularmente en el sector noroccidental del macizo.

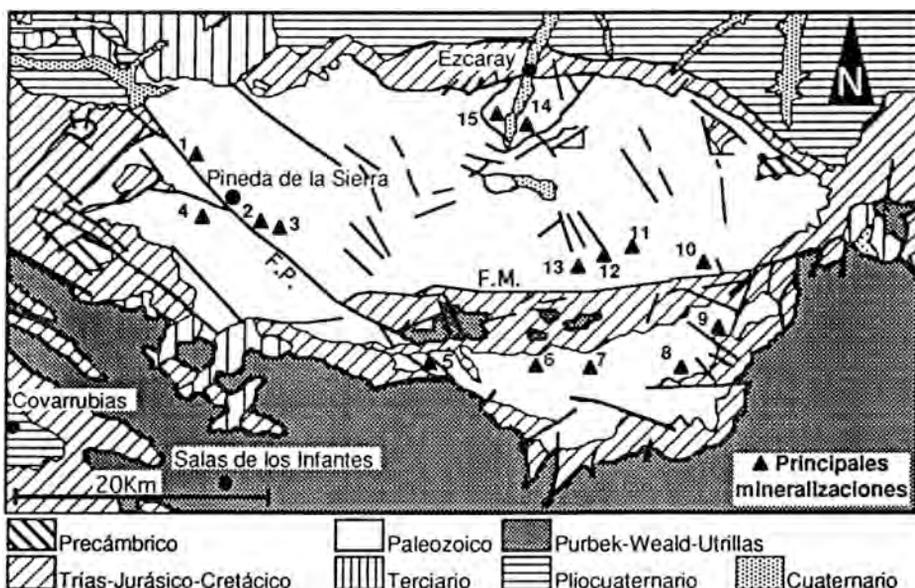


Fig. 1 Esquema geológico del macizo de La Demanda (según ITGE, 1970-1980). Principales mineralizaciones: 1 Sta Rufina, 2 Monterrrubio, 3 Carmina, 4 Mencilla, 5 Bezares, 6 Brinzola, 7 Puente Esoba, 8 La Puza, 9 Cuchilla, 10 San Cristóbal, 11 Riquelo, 12 Corrales, 13 Najerilla, 14 Azarrulla, 15 Marte. F.P. = Falla de Pineda, F.M. = Falla de Mansilla.

En este contexto geológico aparecen una serie de mineralizaciones, mayoritariamente de carácter filoniano, que exhiben diferentes paragénesis incluidas hasta ahora en las categorías BGFC y de hierro (Pereda, 1986). Tales mineralizaciones pueden ser agrupadas en siete tipos principales con las siguientes características:

1) **Asociación Ank-Sid-Mt.** Diseminaciones y masas (bolsadas) de carbonatos de hierro, magnetita con cantidades menores de pirita, como niveles interestratificados en el techo de las dolomías de San Antón (Cámbrico inferior). Estas mineralizaciones singenéticas de hierro, se presentan deformadas y afectadas por el metamorfismo regional. Ejemplos: Minas Marte, Azarrulla, Valvanera, etc.

2) **Asociación Qz-Fe.** Rellenos filonianos. Mayoritariamente cuarzo con goethita y hematites, a veces barita, malaquita y azurita. Rara vez se observa la presencia de relictos de fases primarias (pirita y calcopirita). Estos filones se alinean según una dirección E-O (variable entre N100 y N140). Roca encajante: areniscas y pizarras (alternancias de Najerilla del Cámbrico medio y base del superior). Ejemplos: Mina Bezares, Brinzola, Puente Esoba y Collado La Puza.

3) **Asociación Znt(Pb-Fe).** Representada exclusivamente por la paragénesis de Mina Carmina, aparentemente concordante con las rocas encajantes (estratiforme?). Está compuesta fundamentalmente por esfalerita, acompañada de ankerita, cuarzo y algo de galena. Como encajante tenemos pizarras y areniscas algo cloritizadas, correspondientes a las alternancias de Najerilla (Cámbrico superior). El análisis textural revela la existencia de procesos de deformación y recristalización, además de metamorfismo regional. La naturaleza concordante y los rasgos premetamórficos de la mineralización sugieren un origen exhalativo-sedimentario (Sedex).

4) **Asociación Pb-(Fe-Cu).** Rellenos filonianos, brechas, venillas anastomosadas y reticuladas. Formada mayoritariamente por galena y, como fases subordinadas, calcopirita, pirita y esfalerita. El cuarzo, calcita, barita y ankerita-siderita representan la ganga principal. Dirección variable N130-160E. Silicificación de las salbandas. Ejemplos: Mina Najerilla, San Cristobal, Riguelo.

5) **Asociación Qz-Fe-Cu-(Ni)-Pb.** Rellenos filonianos y brechoides. Sin duda la más compleja desde el punto de vista paragenético, especialmente por la existencia de texturas de reemplazamiento y la presencia de gersdorffita. En la asociación dominan la calcopirita, pirita y siderita, con tetrahedrita y galena subordinadas. El cuarzo es la ganga predominante presenta huellas de intensa deformación. Los fragmentos de roca encajantes, silificados y cloritizados, contienen grafito. Encaja en pizarras negras y esquistos azulados ricos en materia carbonosa del techo del Cámbrico (Cuarcitas de Brieva, Ordovícico según Palacios, 1979). Ejemplos: Mina Corrales y Filón Cuchilla

6) **Asociación Qz-Cu.** Se presenta únicamente en la Mina Monterrubio, a modo de relleno filoniano. La mineralización consiste en una asociación de sulfuros de cobre junto con cuarzo fuertemente deformado, siguiendo la dirección N110E. Además de cuarzo, predomina la calcocita, con cantidades menores de covellita, anilita, djurleita y otros minerales supergénicos de cobre. No se han encontrado relictos de fases primarias. Se localiza cerca del contacto Cámbrico-Carbonífero.

7) **Asociación Qz-Sb.** Pequeños reellenos filonianos de dirección WNW-ESE con un buzamiento subvertical y potencia máxima del orden de 20 cm. Las menas son siempre boumonita y boulangerita, con cantidades menores de galena, esfalerita, calcopirita y pirita. Como ganga tenemos cuarzo, barita y siderita. Únicamente se encuentra esta asociación en Mina Rufina.

Las asociaciones mineralógicas estudiadas, sus rasgos texturales, morfología y otras relaciones con las rocas encajantes, permiten realizar un primer ensayo de clasificación tipológica que apunta a la existencia de cuatro tipos metalogénicos diferentes, si consideramos los metales de interés económico (Fe, Zn-Pb, Cu y Sb), con siete asociaciones o subtipos paragenéticos característicos, además de dos épocas metalogénicas principales: (1) una de edad Cámbrica que incluye las concentraciones estratiformes de ZntPb e Fe que ha soportado deformación y metamorfismo, (2) y otra epigenética, ligada a los procesos de deformación hercínica, controlada por la presencia de grandes accidentes tectónicos (Fallas de Pineda y Mansilla; Fig. 1).

En definitiva, cabe decir que el macizo de la Demanda tiene un indudable interés científico, ya que constituye un reservorio potencial de metales que a su vez permite explicar las anomalías metalogénicas encontradas más al norte en el Wealdense y Urgoniano (cuenca Vasco-Cantábrica). Por otro lado, los diferentes tipos de mineralizaciones que aparecen en la Demanda, en relación con la tectónica y estratigrafía de cada sector, pueden utilizarse como criterios para la exploración y prospección minera.

Referencias

- Colchen, M (1974) Mem. Inst. Geol. Min. 85, I y II, 436 pp.
Palacios, T (1979) Estudios Geol. 36, 413-419.
Pereda, J (1986) Inst. Estudios Riojanos, 9, 62 pp.

MINERALIZACIONES ESTRATIFORMES CON REE-PGE-Cu-Zn-V-Cr-P EN SERIES SILÚRICAS DE LA SIERRA DE PRADES, CADENAS COSTERAS CATALANAS.

JORGE, S.E. (1); MELGAREJO, J.C. (2).

(1) Departamento de Didáctica de las C. Experimentales y Geodinámica. Universidad de Valladolid.

(2) Departamento de Cristalografía, Mineralogía i Dipòsits Minerals. Universitat de Barcelona.

La serie silúrica de la Sierra de Prades, en el SW de las Cordilleras Costeras Catalanas, aflora discontinuamente en el núcleo de anticlinales de gran radio o constituyendo niveles de despegue de cabalgamientos hercínicos. Su tramo basal, la unidad de Prades, ha sido atribuida por correlación de litofacies al Llandoveriense Inferior y consta de alternancias métricas de pizarras negras y cuarcitas, con una potencia mínima reconocida de 20 m. Siguen hasta 20 m de pizarras negras con diseminaciones o lentejones de sulfuros alternando con niveles centimétricos de exhalitas (unidad de Sant Bernat). Este tramo ha sido atribuido al Llandoveriense en base a correlación de litofacies. Superpuestos a estos tramos existe un tramo de 50 m de potencia de pizarras negras, que ocasionalmente presenta diseminaciones de pirita (unidad de Poblet de edad Ludlow-Wenlock).

En la unidad de Sant Bernat pueden reconocerse en detalle alternancias centimétricas de los siguientes litotipos, que se interpretan como exhalitas:

- niveles de pizarras negras con escasas diseminaciones de pirrotina
- niveles casi monominerálicos, constituidos por plagioclasa anortita, con diseminaciones de pirrotina y calcopirita.
- niveles de chert, con escasas diseminaciones de pirrotina y calcopirita.
- niveles monominerálicos de apatito
- niveles de sulfuros masivos con pirrotina predominante, calcopirita, arsenopirita y vuorelainenita.
- niveles con proporciones variables de moscovita, flogopita, tremolita o diópsido, todos ellos enriquecidos en vanadio y cromo, con abundantes diseminaciones de esfena rica en V, goldmanita (granate de V), vuorelainenita y otros óxidos de V-Ti-Cr, andalucita con V, ilmenorutilo, davidita y otras fases indeterminadas con Y-HREE-V-Ti. En estos niveles son abundantes las diseminaciones de sulfuros (con tamaño de grano inferior a 1 mm de diámetro). Predominan pirrotina, calcopirita y arsenopirita (por sulfuración de löllingita), con cantidades menores de esfalerita, galena y scheelita.

La löllingita presenta en su estructura hasta un 2.8% de Pd. En el contacto entre la löllingita primaria y la arsenopirita que la reemplaza se forman granos de pocas micras de diámetro de mineralogía compleja: paladio nativo, arseniuros de paladio, clausthalita, altaíta, galena, oro nativo, petzita, hessita, bismuto nativo y telururos de bismuto.

Las series detríticas del Silúrico no intercalan en este sector rocas volcánicas, aunque un volcanismo básico alcalino de intraplaca ha sido reconocido en otros sectores de las Cordilleras Costeras Catalanas (Gil Ibarquchi et al., 1990).

El carácter estratiforme de la mineralización, la presencia de niveles exhalativos y la ausencia de rocas volcánicas en posición principal, así como el marco geodinámico de la serie silúrica, sugieren un modelo genético sedimentario-exhalativo para este tipo de mineralizaciones. Por otra parte, las series carboníferas, depositadas en un contexto geodinámico comparable, contienen asimismo depósitos sedex de metales base (Melgarejo, 1992). De este modo, el descubrimiento de platinoides y de elementos de las tierras raras en estas mineralizaciones estratiformes abre interesantes posibilidades de exploración en el Hercínico de las Cordilleras Costeras Catalanas y de los Pirineos, donde también existen depósitos sedimentario-exhalativos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Gil Ibarra, J.I., Navidad, M., Ortega, L.A. (1990): Ordovician and Silurian igneous rocks and orthogneisses in the Catalanian Coastal Ranges. *Acta. Geol. Hisp.* 25, 1-2, 23-30.
- Melgarejo, J.C. (1992): Estudio Geológico y Metalogenético del Paleozoico del Sur de las Cordilleras Costeras Catalanas. Col. Memorias ITGE. 605 p.

ESTUDIO DE LA HEMIMORFITA DE SANTA MARTA (BADAJOZ).

LISO, M.J.; RODRIGUEZ, M.A.; LEON, M.

Departamento de Cristalografía y Mineralogía, Universidad de Extremadura. Badajoz.

ABSTRACT

In the sector of Santa Marta, 45 km. southeast Badajoz, hemimorphite has been found as a supergene mineral, formed from sphalerite, which takes part of a BPG deposit emplaced into Precambrian metamorphic materials. This is the first appearance of this mineral in Extremadura. Hemimorphite has been studied by X-rays diffraction, IR, chemical analyses and microscopy. There are a great numbers of studies about its genesis, colour and piro and piezoelectrical properties.

Key words: Hemimorphite, Santa Marta, Badajoz, sorosilicates, XRD, IR, Microscopy.

INTRODUCCION

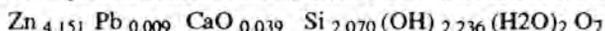
El objeto de este trabajo consiste en el estudio de la hemimorfita, sorosilicato básico de zinc, de Santa Marta (Badajoz), mineral citado por primera vez en Extremadura. El término "calamina", usado anteriormente para definir a este mineral, es empleado en minería para expresar la mezcla de hemimorfita, smithsonita e hidrocincita. La hemimorfita ha sido estudiada en algunos yacimientos de Marruecos (Caia y Elmaleh-Levy, 1977), Alemania (Franke et. al., 1985), Inglaterra (Lloyd & Barstow, 1983) y Argentina (Pezzutti & De Brodtkorb, 1975) y España, en Reocin, Cantabria (García Iglesias, 1979). Liso et. al. (1981), estudiaron la morfología del yacimiento de Santa Marta, clasificandolo como un yacimiento mesotermal de tipo BPG, encajado en esquistos y anfibolitas de Precámbrico. Este mineral aparece como producto de alteración supergénica, en la zona de oxidación de sulfuros. Sus principales aplicaciones son como fuente de zinc, por una parte, y aquellas que deriven de su comportamiento piro y piezoeléctrico.

El mineral ha sido estudiado mediante las siguientes técnicas: análisis químico, DRX, IR y microscopia.

RESULTADOS

Respecto a las características de visu, el mineral se presenta en cristales inferiores al centímetro, aciculares y aplanados según la cara del braquidomo (010), hemimórficos, terminados de manera distinta por ambos extremos del eje binario polar vertical. Aparece rellenando pequeñas cavidades, en agregados radiales o paralelos, y más raramente como costras o incrustaciones.

El análisis químico, realizado por espectrofometría de absorción atómica, ha permitido calcular para la hemimorfita de Santa Marta la fórmula cristalquímica:



En la difracción de rayos X destacan las reflexiones cuyos espaciados son (Å):

6.60-5,36-4,18-3,29-3,28-3,10-2,93-2,55-2,40-2,19-1,78

En las muestras, la hemimorfita es acompañada por descloizita, smithsonita y minio. En ninguno de éstos análisis se ha detectado la presencia de impurezas de cobre ni de esfalerita.

El espectro de absorción en infrarrojos, usando la técnica de la pastilla de KBr al 2 %, presenta 4 tipos de vibraciones:

- las de los enlaces Zn-O (región inferior a 440 cm^{-1})
- las de los iones Si_2O_7 (bandas comprendidas entre 448 y 1.027 cm^{-1})
- las de las moléculas de OH_2 y grupos (OH) (bandas de 1.089 a 3.467 cm^{-1})
- finalmente, presenta una banda de absorción a 1.436 cm^{-1} atribuida a la smithsonita

La banda a 1.089 cm^{-1} es atribuida por Poulet y Mathieu (1975) a los grupos (OH), mientras que Lazarev (1972) las interpretan como vibraciones de los iones $\text{Si}_2\text{O}_7^{6-}$ por ser la hemimorfita un mineral piezoeléctrico. En el presente trabajo se ha comprobado que a 700°C desaparecen los grupos (OH) y por este motivo la banda anterior se atribuyen a éstos grupos, si bien no se descarta la posibilidad de que al calentar la hemimorfita, debido a su polaridad, desaparezcan vibraciones Si-O-Si.

BIBLIOGRAFIA

- Brunel, R. y Vierre, R. (1977).- *Etude des modes vibratoires de l'hémimorphite*. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., **100**, 14-20
- Caia, J. & Elmaleh-Levy, M. (1977).- *Provisional or summary description of the minerals species of Morocco, 20. Smithsonite, hydrozincite and hemimorphite from Jbel Amlek (eastern High Atlas)*. Notes Mem. Serv. Geol. (Casablanca).
- Franke, R.; Konrad, W. y Steiber, B. (1985).- *The hemimorphite discoveries in the Schauinsland Mine, Black Forest*. Hemsler Hefte, **6**, no.3 pp. 6-7.
- García Iglesias, J. (1979).- *La hemimorfita de Reocin*. Volumen Extraordinario Soc. Esp. Mineralogía, **1**, 69-75
- Lazarev, A.W. (1972).- *Vibrational Spectra and structure of silicates*. Plenum. New York.
- Liso, M.J.; Guixá, J.; Galindo, C., Lopez, A. (1981).- *Estudio del Minio de Santa Marta (Badajoz)*. Soc. Esp. Mineralogía, **2**, 189-195.
- Lloyd, D. & Barstow, R.W. (1983).- *A new occurrence of aurichalcite and hemimorphite from Cornwall*. Journal of the Russell Society, **1**, no. 2, 23-24
- Pezzutti, N.; De Brodkorb, M.K. (1975).- *El depósito "El Llanito" y su mineralización; la asociación aurichalcita, hemimorfita, smithsonita e hidrocincita, Provincia de La Rioja, República Argentina*. Actas Sexto Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires. **3**
- Poulet, H. & Mathieu, J.P. (1975).- *Spectre de vibration et structure de l'hémimorphite*. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., **98**, 3-6.

SECUENCIA TEMPORAL DE CRISTALIZACION DE FASES
POLIMORFICAS EN SOLUCIONES SOBRESATURADAS.

MERLO, M.; SANTOS, A.; GAGO-DUPORT, L.

Departamento de Estructura y Propiedades de los Materiales.
Universidad de Cadiz.

La secuencia temporal de precipitación en sistemas formados por sustancias polimórficas o hidratadas, es analizada como un proceso de nucleación y crecimiento de múltiples fases, determinadas principalmente por la velocidad de enfriamiento del sistema.

Dos tipos de mecanismos de transición de fase han sido estudiados; uno de ellos, actuando en un entorno cercano a la temperatura de transición polimórfica, en el cual la transformación tienen lugar por medio de la disolución de la fase metaestable. Contrariamente, para valores cuya distancia a la temperatura crítica excede los límites de histéresis se demuestra que la transformación ocurre via estado sólido.

El estudio se ha referido a los sistemas $Ni(NO_3)_2 + H_2O$ y $NH_4NO_3 + H_2O$ ya que ambos presentan diversas modificaciones estructurales a bajas temperaturas. Los experimentos fueron realizados mediante ciclos de calentamiento-enfriamiento para diferentes velocidades. Las transiciones de fase fueron detectadas en tiempo real usando Análisis termooptico (DSC), y Difracción Rayos X.

La conducta de tales sistemas ha sido modelizado numericamente empleando algoritmos de nucleación y crecimiento. De este modo es posible reproducir el efecto macroscópico resultante de la cristalización. Los datos experimentales, previamente convertidos en terminos de fracción de masa por unidad de tiempo, son comparados con los valores resultantes del modelo. La minimización entre ambos se hace depender de parametros ajustables introducidos en las ecuaciones de nucleación.

LAS MINERALIZACIONES DE COBRE DE LOS ALREDEDORES DE FOMBUENA (ZARAGOZA).

LÓPEZ CIRIANO, A.; FERNANDEZ-NIETO, C.

Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Zaragoza.

INTRODUCCION

Las mineralizaciones de Cu objeto de estudio se localizan al S de la provincia de Zaragoza, dentro del término municipal de Fombuena. Se encuentran distribuidas en dos sectores, uno situado a unos 2,5 km al NW de dicha población, con cuatro pequeñas minas, y el otro a unos 2 km al E de Fombuena, en los Barrancos de la Dehesa y de la Sierra ("Minas del Hocino"), que han sido las de mayor importancia en cuanto a producción. La explotación de estas últimas data ya de la época árabe y quizá se remonte a la dominación romana. La etapa de explotación más intensa sucedió entre 1852 y 1862. Hasta 1959 hubo varios intentos de reabrir la explotación, sin resultados importantes.

Desde un punto de vista geológico los yacimientos se encuentran situados en el núcleo paleozoico nororiental de las Cadenas Ibéricas, dentro de la Unidad de Herrera y próximos a la falla de Datos, un gran accidente tardihercínico NW-SE de la Cadena, reactivado durante el ciclo alpino y relacionado en otras áreas con diferentes mineralizaciones.

La estructura geológica general de la zona consiste en grandes pliegues hercínicos asimétricos de dirección NNW-SSE a NW-SE, con inmersión al S y vergentes al W, compartimentados por fallas tardihercínicas (con cuerpos hipovolcánicos calcoalcalinos) de dirección NNW-SSE a NW-SE y NE-SW, que fueron reactivadas como fallas normales durante el Mesozoico, y como fallas inversas durante la Orogenia Alpina. Además de las familias de fallas antes citadas, existe otra, de dirección WNW-ESE a E-W, formada probablemente durante el Mesozoico, que alcanza un desarrollo importante.

En la zona estudiada afloran materiales paleozoicos marinos (ordovícicos y silúricos) fundamentalmente detríticos, triásicos (en facies Buntsandstein y Muschelkalk) y cenozoicos continentales posttectónicos.

DESCRIPCION DE LAS MINERALIZACIONES

Las mineralizaciones encajan en materiales ordovícicos (Cuarcita Armoricana, Fm. Fombuena y Fm. Calizas de Cistideos, que está intensamente dolomitizada) y de la base del Silúrico (Pizarras de Orea y Cuarcita Blanca). En las unidades detríticas la morfología de la mineralización es filoniana. En la Fm. Calizas de Cistideos se presenta en filones y como bolsadas, que constituyen las concentraciones más importantes.

Las bolsadas, que aparecen únicamente en las Minas del Hocino, están formadas por pirita y calcopirita fundamentalmente. Las gangas principales son dolomita y ankerita y en menor proporción cuarzo.

Los filones tienen un espesor variable entre 5 cm y 1 m. Están constituidos fundamentalmente por cuarzo, calcopirita, pirita y pequeñas cantidades de esfalerita y galena. La mayoría presentan una dirección NW-SE, y el resto NE-SW a E-W, coincidiendo tanto en orientación como en proporción con las principales fracturas de la zona.

La secuencia de depósito comenzó con la precipitación de cuarzo y pirita. Posteriormente se depositaron los demás sulfuros (calcopirita, esfalerita y galena), junto con grandes cristales de cuarzo. Por alteración meteórica se han formado goethita, malaquita y azurita principalmente. De manera ocasional se han encontrado también cuprita y cobre nativo, asociados a malaquita y goethita botroidal.

En una de las minas del sector NW de Fombuena los filones, que tienen una dirección NW-SE, pueden observarse brechificados y/o plegados por reactivación de la falla que permitió su emplazamiento. Dado que durante la Orogenia Alpina la mayoría de las fracturas tardihercínicas de dirección NW-SE fueron reactivadas como fallas inversas, las mineralizaciones de cobre de esta zona parecen quedar temporalmente restringidas al Mesozoico, probablemente en relación con la evolución del Aulacógeno Ibérico.

ESTUDIO QUIMICO DE UNA SAFFLORITA DE BADAJOZ.

DEL VALLE, A. (1) (2); GONZALEZ, V. (2); NIÑO, M.P. (1).

(1) Area de Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Valladolid.

(2) Grupo Mineralógico de Valladolid.

Se ha procedido al estudio químico de una muestra de un mineral procedente del yacimiento denominado mina Monchi, situado en el término de Burguillos del Cerro, provincia de Badajoz. Tal muestra presenta un aspecto plateado con intenso brillo metálico y se encuentra principalmente asociada a magnetita, aunque están también presentes otras especies, como anfiboles, granates, sulfuros de hierro, cobalto y cobre, etc.

El estudio químico ha seguido una doble vía, con un punto de convergencia final. En primer lugar se ha realizado un análisis mediante la técnica de Acoplamiento de Plasma Inducido (ICP), mediante la cual se ha establecido una fórmula química, la segunda vía se ha basado en la realización del correspondiente Difractograma de Rayos X. Ello nos ha servido para diferenciarla de otras muestras con aspecto muy parecido, pero que han resultado ser de loellingita.

La safflorita es una especie perteneciente al mismo grupo que la loellingita, que cristaliza en el sistema rómbico y cuya composición química es la de un arseniuro doble de cobalto y hierro, en donde pueden aparecer pequeñas cantidades de cobre y níquel sustituyendo a los citados metales. También se han citado sustituciones de As por S, pero no son muy frecuentes y el grado suele ser menor del 1%. Otros minerales que forman parte del grupo de la loellingita son rammelsbergita (arseniuro de níquel) y la pararammelsbergita (también arseniuro de níquel). No se citan minerales de este grupo que sólo contengan cobalto. Sin embargo, hemos podido deducir su hipotético difractograma de Rayos X, mediante un ajuste lineal de los datos de difracción correspondientes a diversas saffloritas y loellingita pura.

Además se ha deducido la fórmula química de la safflorita de Badajoz, a partir de los datos de difracción, observándose la total coincidencia con los datos analíticos obtenidos mediante la técnica de ICP.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Wyckoff, R.W.G. (1965). *Crystal Structures*. Interscience Publishers. John Wiley. New York.
- Palache, C., Berman, H., Frondel, C. (1966). *The System of Mineralogy*. John Wiley Sons Inc. New York.
- Junta de Extremadura (1987). *La minería en Extremadura*.
- García, J., Martínez, J. (1992). *Recursos minerales de España*. C.S.I.C. Madrid.
- Del Valle, A., González, V. (1992). *Guía de minerales de España*. Valladolid.

**YACIMIENTOS DE Ni-Cu ASOCIADOS A ROCAS MÁFICAS-
ULTRAMÁFICAS DE LA PROVINCIA DE SAN LUIS (ARGENTINA):
MINA DE LAS AGUILAS.**

GERVILLA, F. (1); SABALUIA, J.C. (2); CARRILLO, R. (3); FENOLL,
P. (1); ACEVEDO, R.D. (4).

(1) Departamento de Mineralogía y Petrología. Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. Granada.

(2) Dirección General de Fabricaciones Militares. Centro de Exploración Geológico-Minera. Mendoza, Argentina.

(3) Centro de Investigación en Recursos Geológicos. CONICET. Buenos Aires.

(4) Departamento de Geología. Universidad de Oviedo.

En la provincia de San Luis (Argentina) aflora un conjunto de rocas básicas-ultrabásicas, principalmente anfibolitas, gabros con hornblenda, noritas, piroxenitas, harzburgitas y dunitas de edad Precámbrico Superior-Cámbrico, que se distribuyen a lo largo de una banda de dirección NNE-SSO al norte de la ciudad de San Luis. Individualmente, los distintos afloramientos presentan una geometría lenticular, elongados también en dirección NNE-SSO, paralelos y concordantes a la foliación principal de las rocas metamórficas (esquistos y gneises) en las que encajan. En conjunto cubren un área aproximada de 100 km de largo por 15 de ancho.

En este contexto, la mina de Las Aguilas se localiza en uno de los afloramientos de rocas básicas-ultrabásicas más meridionales, a unos 38 km al norte de la ciudad de San Luis. Sobre esta mina solo se han realizado trabajos de exploración por parte de la Dirección General de Fabricaciones Militares, quienes han localizado dos cuerpos de mineralización de sulfuros de Fe-Ni-Cu con unas reservas totales superiores a 2 millones de toneladas y leyes medias ponderadas de 0,51% en peso de Ni, 0,50% en peso de Cu y 0,035% en peso de Co. Así mismo, han detectado contenidos significativos de elementos del grupo del platino (EGP) (hasta 2ppm de Pt y 0,75 ppm de Pd).

La mineralización de Las Aguilas encaja en sendos cuerpos de rocas básicas-ultrabásicas de geometría groseramente tabular alineados en dirección NNE-SSO y buzando 80°-85° al Este. Tales cuerpos parecen ocupar los núcleos de estructuras anti-o sinformes y están constituidos por dunitas, harzburgitas, ortopiroxenitas, noritas y anfibolitas. Las rocas de caja son gneisses de alto grado y/o granulitas constituidas por plagioclasa, granate, ortopiroxeno, anfíbol, cuarzo y algo de cordierita, sillimanita y espinela.

Los distintos tipos de rocas básicas-ultrabásicas, excepto las noritas más ricas en plagioclasa y las anfibolitas, contienen pequeñas proporciones de espinela cromífera (nunca llegan a formar cromititas). Su composición, así como la de los silicatos asociados evoluciona desde las rocas ultramáficas a las máficas. Esta evolución viene marcada, desde las dunitas a las harzburgitas y a las ortopiroxenitas, por un aumento en el contenido en Al_2O_3 en la cromita y de Al_2O_3 y FeO en el ortopiroxeno. Cuando aparece plagioclasa en la asociación mineral (en las ortopiroxenitas con plagioclasa y en las noritas) la composición de la cromita se hace más rica en Cr_2O_3 y FeO mientras que el ortopiroxeno mantiene su tendencia de enriquecimiento en FeO y se empobrece en Al_2O_3 .

La mineralización se presenta asociada, principalmente, a las ortopiroxenitas, las harzburgitas y las dunitas, y muestra una asociación mineral compuesta por pirrotina, pentlandita (ligeramente alterada a bravoita) y calcopirita, con menores cantidades de cromita, ilmenita, rutilo, pirita, cobaltina, oro nativo, electrum (AuAg) y telururos del grupo de la merenskyita (PdTe_2)-moncheita (PtTe_2)-melonita (NiTe_2).

Los sulfuros ocupan siempre posiciones intergranulares entre los granos redondeados de ortopiroxeno y/o olivino, y frecuentemente se encuentran en forma de inclusiones redondeadas a tabulares en los ortopiroxenos. Las texturas que presentan son las que cabría esperar de la descomposición de una solución sólida monosulfurada formada a partir de la consolidación a alta temperatura de un líquido sulfurado inmiscible. Así, la pentlandita aparece tanto de forma intergranular respecto a la pirrotina, como en forma de exsoluciones (*flames*) según los planos (0001) de esta, y la calcopirita se presenta siempre en posición intergranular respecto a la pirrotina y pentlandita. La cobaltina y los telururos (entre los cuales el más abundante es la merenskyita) aparecen como inclusiones subredondeadas a subidiomórficas en los distintos sulfuros. Del mismo modo, la cobaltina suele mostrar inclusiones submicroscópicas (<10 micras) de oro nativo, electrum y/o merenskyita.

Las características expuestas sugieren que:

- 1) la evolución química que muestran la cromita y los silicatos asociados es congruente con un origen a partir de la cristalización fraccionada de un líquido máfico (Henderson, 1975; Irvine, 1976);
- 2) tras la formación de dunitas y harzburgitas se inmiscibilizó un líquido sulfurado que colectó parte del Fe, el Ni, Cu, Co, As, Te, Au, Ag y los EGP.

Estas consideraciones, aunque preliminares, apuntan hacia una génesis magmática de estas mineralizaciones mediante la segregación de un líquido sulfurado inmiscible (Naldrett, 1981) durante el proceso de cristalización fraccionada de un magma basáltico. Los procesos de deformación y metamorfismo que han sufrido estas rocas parecen, en principio, no haber afectado demasiado a la paragénesis de menas, pero que, sin embargo, serían responsables de la morfología y distribución espacial de las rocas encajantes y, en consecuencia, de la mineralización.

REFERENCIAS

- Henderson, P. (1975). *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 39, 1035-1044.
Irvine, T.N. (1976). *Carnegie Inst. Washington Year Book*, 76, 465-472.
Naldrett, A.J. (1981). *Econ. Geol. 75th Anniv. Vol.* 628-685.

(Este trabajo ha sido financiado por un el I.C.I. a través de un Proyecto de Cooperación Iberoamericana y por el Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía nº 4028. Los autores agradecen a la Dirección General de Fabricaciones Militares y en especial al Coronel Delucchi las facilidades dadas para la publicación de este trabajo)

LA COMPOSICIÓN DE LA PIRROTINA Y SU APLICACIÓN EN LA DETERMINACIÓN DE LAS CONDICIONES DE FORMACIÓN DE LOS SKARNS DE LA MALADETA (PIRINEO CENTRAL, LLEIDA).

DELGADO, J.; SOLER, A.; ARCOS, D.

Departamento de Cristalografía, Mineralogía i Dipòsits Minerals. Universitat de Barcelona.

La pirrotina es un sulfuro de hierro no estequiométrico ampliamente distribuido en todos los ambientes geológicos. El estudio de su campo de estabilidad ha sido objeto de interés a lo largo de muchos años no solo por su potencial aplicación geológica, sino también en metalurgia así como indicador de condiciones experimentales en síntesis mineral. La composición de la pirrotina suele representarse en diagramas temperatura- fS_2 a partir de isopletras, en un campo isobárico divariante perteneciente al sistema binario $FeS-□S^1$ para el que las variables intensivas son la temperatura, fS_2 y la actividad de FeS en la pirrotina. Dicha superficie divariante está limitada por dos equilibrios isobáricos univariantes: a bajas fugacidades de S_2 , cuando a_{FeS} en la pirrotina es igual a la unidad, su transformación en Fe metálico y a fugacidades de S_2 más elevadas por la formación de pirita, donde a_{FeS} en la pirrotina está fijada por la presencia del disulfuro de hierro.

A principios de los años 60 se propuso que la dependencia de la temperatura de la composición de la pirrotina en equilibrio con pirita podía ser potencialmente útil en aplicaciones geotermométricas. Sin embargo, la complejidad del diagrama de fases experimentales para el sistema Fe-S a bajas temperaturas ($T < 350$ °C) y el rápido reequilibrio químico-estructural que sufre este mineral al descender la temperatura pusieron en serio entredicho su aplicación a paragénesis naturales. Sin embargo, cuando la pirrotina no se encuentra en equilibrio con pirita, la actividad de FeS en la pirrotina es función de la temperatura y de la fugacidad de S_2 (a presión constante), independientemente del politipo estructural de reequilibrio que encontremos actualmente. Si la pirrotina se encuentra como inclusión en minerales con los cuales no pueda reequilibrar su composición al cambiar las condiciones del entorno (sistema cerrado), debería preservar su composición de formación constante y, conocida la temperatura de cristalización estimar la fS_2 o viceversa.

Para probar estas suposiciones, hemos analizado mediante microsonda electrónica la composición de cristales de pirrotina hidrotermales incluidos en silicatos y arsenopirita procedentes de varios skarns cálcicos reducidos localizados en el contacto norte del batolito de La Maladeta (provincia de Lleida, Pirineo Central). A partir de criterios texturales se puede establecer que la pirrotina es contemporánea a la deposición del resto de sulfuros. Si la composición de la pirrotina hubiera sido reequilibrada de manera tardía respecto de su deposición, cabría esperar una mala correlación entre su composición y la estabilidad del resto de minerales con los que forma paragénesis. Sin embargo, este hecho no se observa y la

¹ □ denota las vacantes de Fe en la pirrotina

composición es perfectamente compatible con la estabilidad de la paragénesis silicatada y la composición de la arsenopirita. Por tanto, la composición de la pirrotina parece haberse preservado incluso cuando ésta se encuentra como inclusión dentro de otro mineral sulfurado como es la arsenopirita.

Creemos que la aplicación de la determinación de la composición de la pirrotina merece una mayor atención, ya que es susceptible de dar información útil sobre la evolución físico-química de depósitos minerales. No obstante, es necesario contrastar estas observaciones en otras mineralizaciones, a fin de confirmar el uso potencial de la composición de la pirrotina como indicador de la fugacidad de azufre y temperatura de formación.

LAS MINERALIZACIONES DE Pb-Zn DE CIERCO (PIRINEO CENTRAL, LERIDA): DATOS DE INCLUSIONES FLUIDAS DE ISÓTOPOS DE C, O, S, Sr.

CARDELLACH, E.(1); JOHNSON, C.A.(2); TRITLLA, J.(3); HANAN, B.(4).

- (1) Dep. Geología Universitat Autònoma de Barcelona.
- (2) Us Geological Survey. Denver, USA.
- (3) Dep. de Cristal·lografia, Mineralogía i Dipòsits Minerals.Universitat de Barcelona.
- (4) Dep. of Geological Sciences. San Diego. State University, USA.

INTRODUCCION

Las mineralizaciones del área de Cierco, (Pirineo Central), están constituidas por un conjunto de filones de dirección N-S y E-W, encajados en el complejo de Bono. Dicho complejo está formado por materiales intensamente metasomatizados y metamorfizados de edad devónica y por diques intrusivos asociados a la granodiorita tardihercínica de Bono, posible apófisis del batolito de la Maladeta. De acuerdo con Castroviejo y Moreno (1983), tanto el sistema de fracturas como las mineralizaciones están relacionadas con la intrusión de la granodiorita de Bono. Según dichos autores, la orogenia Alpina produjo una serie de cabalgamientos y una reactivación de las estructuras hercínicas, dando lugar a que los filones corten la cobertera Permotriásica.

En éste trabajo, se presentan los datos de los isótopos de S, C, O, Sr y de inclusiones fluidas, con el fin de conocer el origen de los fluidos hidrotermales y la fuente de los metales que dieron lugar a los depósitos. Además, se propone un nuevo modelo genético aplicable a mineralizaciones similares de otras zonas del Pirineo.

MINERALOGIA

Se han estudiado dos de los filones más importantes del area: Solana y Rey. Este último es un filón vertical, de dirección N-S, de hasta 2m de potencia, 1400m de corrida y 300m de profundidad, cortado perpendicularmente por el Solana el cual tiene una potencia de 1 a 3m, 1100m de corrida y 300m de profundidad. La mineralogía es idéntica en todos los filones, con esfalerita y galena como sulfuros dominantes, junto con pequeñas cantidades de piritita y calcopiritita. Castroviejo y Moreno (1983) citan como fases minoritarias o trazas a bournonita, tetraedrita, ullmanita, millerita, Ag nativa, arsenopiritita, niquelina y magnetita. La ganga está formada por carbonatos (calcita y dolomita), cuarzo y baritina. Esta última se encuentra sólo en las partes altas de los filones. A pesar de que a paragénesis es difícil de descifrar debido a que los minerales fueron brechificados y milonitizados durante la orogenia Alpina, parece que la precipitación de galena+esfalerita+cuarzo es anterior a la de calcita y que la baritina es el mineral más tardío.

INCLUSIONES FLUIDAS

Se han llevado a cabo determinaciones microtermométricas en inclusiones fluidas de esfalerita, cuarzo y calcita. Las inclusiones estudiadas son bifásicas (líquido+vapor) con tamaños menores a las 50µ. Las temperaturas de homogeneización en la esfalerita varían de 140 a 190°C, con una media de 170°C (n=40); de 140 a 180°C en el cuarzo (media de 160°C; n=20) y de 130 a 190°C en la calcita (media de 150°C; n=31). Las temperaturas del eutéctico son de hasta -40°C, indicativas de una solución polisalina compleja (NaCl, CaCl₂...). La salinidad de las soluciones es del 23±3% equiv NaCl.

GEOQUIMICA ISOTOPICA

Las composiciones isotópicas del azufre en galenas y esfaleritas son muy constantes en los dos filones con una media de $-0.8 \pm 0.6\%$ para la esfalerita ($n=24$) y $4.3 \pm 0.9\%$ para la galena ($n=25$). La $\delta^{34}\text{S}$ de la baritina varía de 13 a 21‰ ($n=9$) y la $\delta^{18}\text{O}$ presenta una media de $13.6 \pm 1.1\%$ (SMOW). La composición isotópica del oxígeno del cuarzo es de 17 a 19‰ (SMOW; $n=3$) y la de la calcita de 14 a 18‰ (SMOW; $n=20$). La $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos es de -5 a -1‰ (PDB). La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en baritinas y calcitas varía entre 0.71006 y 0.71229.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros próximos a 0‰ y su gran uniformidad sugieren que la $\delta^{34}\text{S}$ del H_2S de la solución era del 0‰. Esta composición es la típica de azufre magmático o de rocas magmáticas. Sin embargo, la composición isotópica del agua en equilibrio con el cuarzo (2-4‰) indica una componente meteórica o marina en las soluciones hidrotermales. Los datos de los isótopos de Sr son incompatibles con una fuente única, magmática, y sugieren que parte del Sr proviene de una fuente menos radiogénica: agua marina o aguas congénitas. Los valores más ligeros de $\delta^{34}\text{S}$ de la baritina, son parecidos a los de los sulfatos evaporíticos de edad Triásica. Las baritinas con composición isotópica en azufre y en oxígeno más pesados, reflejan la incorporación de una cierta cantidad de ión sulfato producido por una oxidación de H_2S . La localización de la baritina en los niveles superiores de los filones puede explicarse por la mezcla de una solución descendente, rica en sulfato y una solución caliente, ascendente, rica en bario. Las composiciones isotópicas del Sr de las baritinas y de las calcitas confirman este modelo. La composición isotópica de los carbonatos manifiesta una disminución tanto en $\delta^{13}\text{C}$ como en $\delta^{18}\text{O}$ a partir de las intersecciones entre los filones lo que parece reflejar el descenso de aguas más frías, superficiales, a lo largo de zonas de alta permeabilidad.

El modelo genético que se propone está basado en el desarrollo de un sistema hidrotermal durante el Mesozoico (probablemente Triásico) a lo largo de un sistema de fracturas originadas en el Hercínico y reactivadas durante un período de tectónica distensiva. De acuerdo con los datos aportados, no hay evidencias de relación entre el magmatismo tardihercínico y las mineralizaciones. La precipitación de los minerales tuvo lugar en la interfase entre una solución rica en sulfato de origen superficial que saturaría las zonas superiores del sistema filoniano, con una salmuera polisalina compleja rica en metales y Ba que habría lixiviado los metales y el azufre del basamento hercínico. La temperatura de deposición fue de 150-170°C. Ello demuestra la importancia de la distensión Mesozoica en la metalogía del Pb-Zn en el Pirineo, puesta de manifiesta con anterioridad en los Catalánides por Canals et al, (1992).

REFERENCIAS

- CANALS A., CARDELLACH, E., RYE, D.M. y AYORA, C. (1992): Origin of the Atrevida, vein (Catalonian Coastal Ranges, Spain): mineralogic, fluid inclusion, and stable isotope study. *Econ. Geol.* 87, 142-153
- CASTROVIEJO, R. y MORENO, F. (1983): Estructura y metalogía del campo filoniano de Cierco (Pb-Zn-Ag) en el Pirineo de Lerida. *Bol. Geológico y Minero*, XCIV-IV, 291-320.

INCLUSIONES FLUIDAS EN LOS YACIMIENTOS DE Hg EN CARBONATOS DE LA SIERRA DE ESPADÁN (CASTELLÓN): EVIDENCIAS DE UNA EBULLICIÓN HIDROTHERMAL.

TRITLLA, J. (1); CARDELLACH, E. (2).

(1) Dep. de Cristalografía, Mineralogía i Dipòsits Minerals. Fac. de Geologia. Universitat de Barcelona.

(2) Dep. de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona.

En la zona SE de la Cordillera Ibérica (Sierra de Espadán, Castellón) existen numerosas mineralizaciones e indicios de mercurio encajados en materiales de edad triásica, tanto en fracturas cortando los materiales de la facies Buntsandstein (Tritlla et al, 1991), como encajados en los tramos basales de la facies Muschelkalk, objeto del presente trabajo. Las mineralizaciones se presentan en forma de pequeños filones que están subperpendicularmente a las superficies de estratificación. Estas se presentan exclusivamente encajadas en un nivel de dolomías esparíticas negras, de unos 3 metros de potencia, a unos 30 metros del límite entre las facies Röt y los carbonatos de la facies Muschelkalk. Se pueden distinguir dos tipos:

a) Filones constituidos por cristales de calcita (CCl), parcialmente corroídos por cristales xenotópicos-c de dolomita, cuarzo y cinabrio pulverulento íntimamente mezclados con cantidades variables de estibiconita, goethita y malaquita (todos ellos de origen secundario; indicios de Artana y Betxí). Ocasionalmente aparece la paragénesis primaria, constituida por tetraedrita mercurífera ("schwartzita") junto con cantidades subordinadas de piritita y una fase de Hg-Ag-Sb-S no identificada.

b) Filones constituidos por calcita (CCl), con las mismas características de los filones anteriores, junto con cuarzo, ambos en proporciones variable, pero siempre sin dolomita. La mineralización se presenta con el mismo aspecto que en el caso anterior: concentraciones irregulares de cinabrio pulverulento íntimamente mezclado con cantidades variables de estibiconita, goethita y malaquita (Indicio de Eslida).

Se han estudiado las inclusiones fluidas primarias existentes en los cristales de dolomita y/o cuarzo. Se han diferenciado tres tipos: (1) Inclusiones constituidas por una solución salina, un cristal de halita y una burbuja de gas no condensable. Son las más abundantes; (2) Inclusiones similares a las anteriores, pero presentando una doble burbuja de CO₂ (líquido + gas). Son muy escasas; (3) Inclusiones de CO₂ líquido-gas, con cantidades subordinadas de H₂O que recubre las paredes de la inclusión.

Las inclusiones de tipo 1 se hallan predominantemente en los filones de tipo a, en el interior de los cristales de dolomita y cuarzo. Las primeras temperaturas de fusión halladas sitúan el eutéctico del sistema entre -58 y -52°C, interpretándose como producto de la fusión de la antarctita (CaCl₂·6H₂O). Las siguientes fases en fundir son: hielo, entre -27 y -25°C; clatrato de CO₂, entre -15 y -11°C, temperaturas ligeramente por debajo del valor esperado para un sistema saturado en NaCl. Ello puede relacionarse con la presencia de otros gases además del CO₂; hidrohálita, fundiendo incongruentemente entre +8 y +12°C. Esta temperatura de fusión anormalmente alta se relaciona con un alto contenido en CaCl₂ de la solución. Los cristales de halita se disuelven a temperaturas (T_{S_{NaCl}}) comprendidas entre +200 y +230°C. La homogeneización siempre se produce por desaparición de la burbuja de vapor entre los +210 y +240°C. La salinidad total de

la solución calculada mediante el programa Flincor (Brown, 1989) están comprendidas entre 32 y 33,3% equiv. de NaCl. Los análisis de las mismas mediante Cryo-SEM-EDS han permitido comprobar que dicha solución pertenece al sistema NaCl-CaCl₂-KCl-H₂O. Las inclusiones de tipo 2 presentan un comportamiento a baja temperatura similar a las anteriores, decrepitando a temperaturas superiores a 185 °C debido a su alto contenido en CO₂. Este homogeneiza a líquido entre +21,9 y +28,7. Las inclusiones de tipo 3 en estos filones son muy raras, encontrándose siempre mezcladas con inclusiones de tipo 1 y 2. Homogeneización a CO₂ líquido alrededor de los 25°C.

La mayor abundancia de inclusiones de tipo 3 se da en los filones de tipo b (indicios de Eslida), apareciendo solo en cristales de cuarzo. Las inclusiones de tipo 1 son muy escasas, mientras que no aparecen las de tipo 2. Mediante microsonda RAMAN se ha determinado, junto a CO₂ la presencia de N₂ en proporciones variables (del 18,6 al 6% molar). Estas inclusiones muestran un rango de Th a líquido muy estrecho, alrededor de los +25°C.

Los datos de Th y salinidad obtenidos para las inclusiones de tipo 1 muestran una correlación positiva, situándose paralelamente y por debajo de la recta de saturación de NaCl, para una solución en ebullición, definida por la relación $T_{sNaCl}=Th$ (Shepherd et al, 1985). Dicha disposición responde al atrapamiento de las inclusiones de tipo 1 a partir de una solución en ebullición subsaturada en NaCl. El escaso rango de temperaturas y salinidades que muestran sugiere que dicha solución se mantuvo en ebullición durante un corto lapso de tiempo.

La presencia de inclusiones de tipo 1, 2 y 3 coetáneas, junto con Th_{CO2} similares para las inclusiones tipo 2 y 3 e igual composición de la solución salina para las de tipo 1 y 2 apunta a un origen común para todas ellas a partir de una solución inicial perteneciente al sistema NaCl-CaCl₂-KCl-H₂O-CO₂-N₂. Posiblemente una rápida descompresión provocó la exolución (efervescencia) de los volátiles contenidos en esta solución, originando una solución relativamente enriquecida en sales (inclusiones tipo 1), y una fase gaseosa constituida esencialmente por CO₂-N₂-H₂O, que escaparía del sistema (inclusiones tipo 3). El atrapamiento preferencial de uno u otro tipo de inclusión indica la posición de los filones dentro del esquema de ebullición.

La presencia de dos fluidos inmiscibles atrapados simultáneamente puede ser usado como geobarómetro (Ghilhaumou et al, 1981). La intersección de las isocoras calculadas para los dos sistemas, con pendientes muy diferentes, permite conocer la presión y corregir la temperatura de atrapamiento. La intersección de las isocoras máximas y mínimas calculadas para las inclusiones de tipo 1 y 3 indican una corrección de la temperatura de atrapamiento de 230°C a 265-275°C, correspondiéndose con una presión comprendida entre 900 y 1050 bares.

Bibliografía:

- BROWN, P.E. (1989).- FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusions data. *Am. Min.*, Vol. 74, 1390-1393.
- GUILHAUMOU, N.; DHAMELINCOURT, P.; TOURAY, J.C. y TOURET, J. (1981).- Etude des inclusions fluides du système N₂-CO₂ de dolomites et de quartz de Tunisie septentrionale. Données de la microcryoscopie et de l'analyse à la microsonde à effet Raman. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, Vol. 45, 657-673.
- SHEPHERD, T.; RANKIN, A.H. y ALDERTON, D.H.M. (1985).- A practical guide to fluid inclusions studies. Ed. Blackie, Glasgow (England), 239 pp.
- TRITLLA, J.; CARDELLACH, E. y PLANA, F. (1991).- Primeros datos sobre mineralizaciones de cinabrio en los materiales del Buntsandstein del área de Xovár (Sierra de Espadán, Castellón). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 14-1, pp 95-96.

THE ORIGIN OF BRECCIA-HOSTED URANIUM DEPOSITS IN CARBONACEOUS METASEDIMENTS OF THE IBERIAN PENINSULA: STABLE ISOTOPE STUDIES OF THE FE DEPOSIT, SALAMANCA PROVINCE, SPAIN.

BOTH, R.A. (1); ARRIBAS, A. (2).

(1) Department of Geology and Geophysics. University of Adelaide. Australia.

(2) Departamento de Ingeniería Geológica. E.T.S.I.M. Universidad Politécnica de Madrid.

The upper Proterozoic/lower Cambrian schist-greywacke complex (CEG) of the Iberian Peninsula hosts several important uranium deposits, characterized by their occurrence in fracture and breccia zones and by the mineral association pitchblende + coffinite + carbonates + adularia + Fe sulfides (Arribas, 1987). The Fé mine, in Salamanca province, is not only the largest known deposit of this type but also the most important uranium deposit in Spain, with current reserves in excess of 16,000 metric tons of U_3O_8 . Primary mineralization occurs as narrow veins occupying fractures and in cavities as finely laminated sediments showing a variety of geopetal textures. Three stages of primary mineralization, separated by episodes of fracturing and brecciation, are recognized. The early stage commenced with chloritization of wallrocks in narrow zones adjacent to fractures, followed by deposition of an assemblage dominated by ankerite and iron sulfides. The second (main) stage mineralization is the most important for uranium and consists mainly of pitchblende, carbonates, iron sulfides and adularia. The final stage was characterized by repeated episodic deposition of carbonates, iron sulfides, pitchblende and coffinite as layered cavity-filling material.

Fluid inclusion data (Mangas and Arribas, 1984) and chlorite compositions show that wallrock alteration and ore deposition took place over a temperature range of approximately 280° to less than 60°C, probably to sub-surficial temperatures in the final stage of mineralization. U/Pb studies have dated the uranium mineralization at 35 ± 2 Ma (Saint-André and Arribas, 1987), indicating formation during the Pyrenean phase of the Alpine Orogeny. Calculated $\delta^{18}O_{H_2O}$ values of the ore-forming fluid range from approximately 14.5 per mil for early stage to near zero per mil for late stage fluid. $\delta^{13}C$ values vary between -7.3 and -9.6 per mil for early and main stage carbonates and show a

sharp progressive decline to -23.6 per mil at the end of the final stage. $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides also decrease from the early stage (around -10 per mil) to later stages (down to -51.3 per mil).

The combined geological evidence suggests deposition of the ore from a hydrothermal system that formed in response to the effects of Alpine tectonics on the Variscan basement. Meteoric water descended via steeply dipping faults and as well as undergoing extensive isotope exchange with, also leached uranium and other components from, the metasediments of the CEG, particularly carbonaceous slates. The fluid was probably expelled towards the surface through the fracture and breccia system by seismic pumping (eg. Sibson et al., 1975). The episodic nature of the mineralization may have been controlled by fault movements that initiated brecciation and release of fluid pressure, leading to ore deposition in fractures and cavities.

REFERENCES

- Arribas, A., 1987, Sobre el origen de las mineralizaciones españolas de uranio en rocas metasedimentarias: *Boletín Geológico y Minero*, v. 98, p. 705-711.
- Mangas, J., and Arribas, A., 1984, Características físico-químicas de los fluidos asociados con las mineralizaciones de uranio de mina Fé (Salamanca): VII Congreso Internacional de Minería y Metalurgia, Barcelona, v. 1, p. 435-451.
- Saint-André, B. de, and Arribas, A., 1987, U-Pb systematics and the age of vein-like uranium deposits in metasedimentary rocks: the case of the Fé orebody, Salamanca (Spain): NATO Advanced Institute "Geochemistry of Hydrothermal Ore Forming Processes", Salamanca, January 1987 (Oral presentation).
- Sibson, R. H., Moore, J. McM., and Rankin, A. H., 1975, Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism: *J. geol. Soc. Lond.*, v. 131, p. 653-659.

LAS MICAS DE LAS FORMACIONES METASEDIMENTARIAS DE LA PARTE SEPTENTRIONAL DE LA ZONA SUR-PORTUGUESA (MACIZO IBERICO).

REQUENA, A. (1); FERNANDEZ-CALIANI, J.C. (2).

(1) Departamento de Geología y Minería. Universidad de Sevilla.

(2) Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola. Universidad de Sevilla.

El extremo septentrional de la Zona Sur-Portuguesa (ZSP) está constituido por un conjunto de materiales predominantemente metasedimentarios, con un marcado carácter pelítico (pizarras, filitas, esquistos), que se disponen en secuencias potentes y monótonas, alternando con más o menos niveles de cuarcitas micáceas y/o grauvacas, según los tramos.

En la región de Aroche y Aracena (Huelva), Crespo-Blanc (1990) ha diferenciado tres grandes formaciones litoestratigráficas, infracarboníferas, atendiendo a criterios petrográficos y estructurales (Fig.1): a) Fm. con ortocuarzitas, b) Fm. flyschoides, y c) Fm. cuarzoesquistosa, correlacionables en Portugal con las formaciones Horta da Torre, Santa Iria y Ribeira de Limas + Pulo do Lobo, respectivamente.

Las rocas metapelíticas de estas formaciones presentan una composición mineralógica prácticamente bimodal, a base de micas y cuarzo, con algo de clorita, caolinita y feldespatos como minerales subordinados.

En el presente trabajo se han determinado mediante DRX los parámetros cristaloquímicos de micas blancas procedentes de las formaciones flyschoides y cuarzoesquistosa, y se ha deducido su composición química aplicando las ecuaciones de regresión propuestas recientemente por Guidotti et al. (1989, 1992) para moscovitas $2M_1$ (Tabla I).

En general, no existen variaciones cristaloquímicas significativas entre las micas de ambas formaciones. De acuerdo con los valores del parámetro b_0 , todas las micas estudiadas (30 muestras) son dioctaédricas. Concretamente, son polimorfos 100% $2M_1$ de composición moscovítica, con bajos índices de paragonitización y fengitización. El índice de cristalinidad de las micas (índice de Kubler: $0.18-0.21^\circ$ de 2θ) corresponde a un metamorfismo de carácter epizonal.

Una analogía cristaloquímica similar se ha observado también entre las micas del Grupo de Pizarras y Cuarzitas y las del Grupo Culm en el sector central de la ZSP (Fernández Caliani y Galán, 1991), unidades que tradicionalmente se han correlacionado por criterios litológicos con las formaciones metasedimentarias del extremo septentrional. En cambio, si se comparan por sectores, se reconoce una diferencia composicional importante: las micas blancas del norte de la ZSP tienen una relación Al/Fe+Mg en las capas octaédricas más elevada. Esta tendencia más aluminica probablemente se debe al aumento del grado metamórfico.

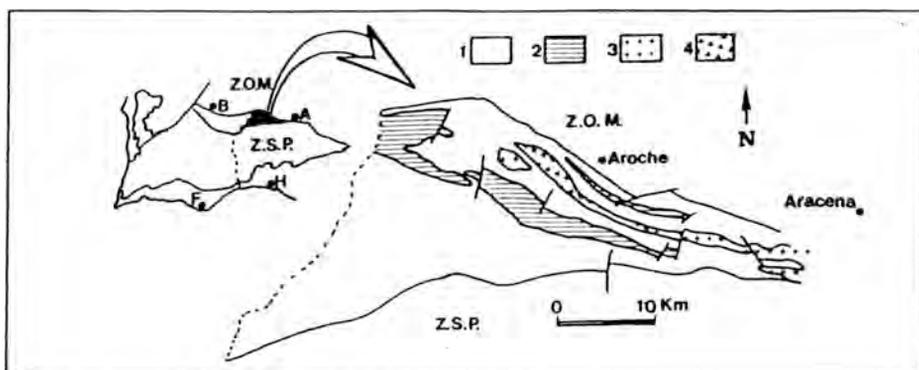


Figura 1.- Esquema geológico del extremo septentrional de la ZSP. Litologías: 1) Fm. Cuarzoesquistosa; 2) Fm. Flyschoide; 3) Granitoides; 4) Rocas verdes. Localidades: A: Aroche; B: Beja; F: Faro; H: Huelva

Formación	I.K.	d002	I002/I001	b0	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe+Mg	Na/Na+K	Volumen
Flyschoide	0.19	9.997	0.68	8.995	5.9	2.1	3.95	0.05	0.07	934
Cuarzo-esquistosa	0.19	9.996	0.76	8.997	6.0	2.0	3.91	0.09	0.07	934

I.K.= Índice de Kubler (° de 2θ)

Tabla I.- Valores medios de los parámetros cristaloquímicos y composición química deducida de las micas.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Crespo-Blanc, A. (1990): Geología del extremo septentrional de la Zona Surportuguesa en la región de Aracena (Macizo Ibérico Meridional). Discusión y cuestiones abiertas. *Bol. Geol. Min.* **101**, 669-677.
- Fernández Caliani, J.C. y Galán, E. (1991): Las pizarras de la Faja Pirítica Ibérica (Zona Sur-Portuguesa): Geología, mineralogía y aplicaciones industriales. *Est. Geol.* **47**, 295-303.
- Guidotti, Ch. V., Sassi, F. P. & Blencoe, J. G. (1989): Compositional controls on the a and b cell dimensions of 2M₁ muscovite. *Eur. J. Mineral.* **1**, 71-84.
- Guidotti, Ch.V., Mazzoli, C., Sassi, F.P. & Blencoe, J.G. (1992): Compositional controls on the cell dimensions of 2M₁ muscovite and paragonite. *Eur. J. Mineral.* **4**, 283-297.

CARACTERÍSTICAS TEXTURALES Y COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA ILLITA AMÓNICA FORMADORA DE ROCAS DE MUY BAJO GRADO METAMÓRFICO EN LA ZONA CENTRO-IBÉRICA.

NIETO GARCIA, F.

Dpto. Mineralogía y Petrología. Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. Univ. Granada.

La mica constituyente de las pizarras diagenéticas y metamórficas de grado muy bajo es mayoritariamente potásica. Asimismo son frecuentes, aunque minoritarias, la paragonita y los interestratificados illita/paragonita. No obstante, es muy poco conocida la posibilidad de que micas con NH_4 , como catión mayoritario en la capa interlaminar, acompañen a la illita K, como minerales formadores de rocas. La mica de amonio, tanto en su variedad dioctaédrica como trioctaédrica era conocida de antiguo como producto sintético (Eugster y Muñoz, 1966; Shigorova et al. 1981, entre otros). Posteriormente es descrita en rocas de facies de subesquistos verdes en un rango de temperaturas desde $T < 150^\circ\text{C}$ hasta $T > 250^\circ\text{C}$. Higashi (1982) propone el nombre de tobelita. Juster, et al (1987) la identifican como constituyente de la paragenesis habitual de pizarras de grado muy bajo de metamorfismo ($T = 200\text{-}275^\circ\text{C}$) de Pennsylvania y dan las características principales para su identificación: d_{001} anormalmente alto ($\approx 10.15\text{Å}$), relaciones de intensidades basales, espectros de infrarrojos y presencia de NH_4 en los vapores de descomposición.

Previsiblemente la dificultad de su identificación en estudios de rutina ha ocultado con cierta frecuencia su presencia en este tipo de rocas, y su tamaño de grano ha impedido la determinación de su composición y relaciones texturales con la illita K, normalmente paragenética con ella. Los datos que se presentan obtenidos mediante una combinación de difracción de RX, vía húmeda, microsonda electrónica y, especialmente, microanálisis en TEM, son, por tanto, los primeros publicados de esta naturaleza.

Las muestras estudiadas son pizarras de edad Estefaniense C correspondientes al Surco Carbonífero de Douro-Beira y han sido tomadas junto a las minas de carbón de Germunde, en la orilla S del río Duero (N. de Portugal).

La mica amónica aparece en paquetes rectos de 100 a 200Å de tamaño, separados entre sí y de los de mica potásica por límites a bajo ángulo. Su desorientación relativa provoca en los puntos de la difracción de electrones la dispersión perpendicular al eje C, característica de los filosilicatos de metamorfismo de grado muy bajo. Las características texturales son muy semejantes a las de las micas potásicas, lo que impide el establecimiento de criterios de diferenciación independientes del microanálisis, aunque, cuando ambas micas aparecen juntas, las amónicas son distinguibles por su contraste más claro.

Aunque se ha detectado cualitativamente N, tanto en EPMA como en AEM, la baja sensibilidad de estos métodos para elementos con $Z < 8$ ha impedido su cuantificación mediante microanálisis puntual. Los únicos datos de NH_4 disponibles corresponden a la media de los diversos cristales presentes en la fracción $< 2\text{nm}$ y son de tipo

indirecto, obtenidos mediante la aplicación de la fig. 7 de Juster et al. (1987) al espaciado basal determinado mediante XRD. El valor obtenido varía para las diversas muestras, entre 0.3 y 0.4 (NH₄/f para 0=10) y es coherente con los calculos realizados a partir de la determinación llevada a cabo sobre la fracción silicatada <2m mediante el reactivo de Nesler.

Para el resto de cationes mayoritarios, la composición es extraordinariamente variable a nivel de muestra, de unos paquetes a otros, como consecuencia de la falta de equilibrio químico, motivada por el carácter metaestable de las asociaciones minerales en rocas de grado muy bajo. La evolución de la mineralogía heterogénea, característica del ambiente sedimentario, a la homogénea propia del metamorfismo se produce a través de sucesivas aproximaciones al equilibrio que responden a la regla de Ostwald (Morse y Casey, 1988). La variación más significativa está motivada por una sustitución de tipo ilítico que produce una dispersión en el valor de Si p.f.u. desde 3.2 a 3.6. La tabla I recoge el rango de variación del resto de cationes octaédricos e interlaminares.

TABLA I

CAPA OCTAEDRICA

Al:1.64-1.91

Mg:0.07-0.35

Fe:0.01-0.08

CAPA INTERLAMINAR

K:0.10-0.33

Na:0-0.27

Ca:0-0.02

El paralelismo absoluto existente entre nuestras muestras y las de Juster, et al. (1987) en lo referente a contexto geológico, grado metamórfico y presencia de lechos de carbón sugiere que estos últimos, como propone dicho autor, son la fuente del nitrógeno.

REFERENCIAS

Eugster, H.P. & Muñoz, J. (1966): Ammonium micas: Possible source of atmospheric ammonia and nitrogen. *Science*. 151, 683-686.

Higashi, S. (1982): Tobelite. A new ammonium dioctahedral mica. *Mineral. J.* 11, 138-146.

Justier, T.C.; Brown, P.E.; Bailey, S.W. (1987): NH₄ bearing illite in very low grade metamorphic rocks associated with coal, northeastern Pennsylvania. *Amer. Mineral.*, 72, 555-565.

Morse, J.W. y Casey, W.H. (1988): Ostwald processes and mineral paragenesis in sediments. *Amer. J. Sci.*, 288, 537-560.

Shigorova, T.A. (1982): The possibility of determining the ammonium content of mica by IR spectroscopy. *Geoche. Int.*, 19, 110-114.

AGRADECIMIENTOS

A B. Valle Aguado por las muestras, a M. Sanchez Viñas del Dpto. de Química Analítica de la Univ. de Granada por la determinación del NH₄. Al Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía 4065 y Proyecto de la D.G.I.C.Y.T. PB002801 por la financiación.

ESTUDIO MINERALOGICO DE ARCILLAS DEL KEUPER DE TORAS (CASTELLON) .

QUERALT, I. (1); JORDAN, M.M. (2); SANFELIU, T. (2); DE LA FUENTE, C. (3); BOIX, A. (2).

(1) Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera" C.S.I.C. Barcelona.

(2) Departament de Ciències Experimentals. Universitat Jaume I. Castelló.

(3) Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits minerals. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona.

*Becaria FPI Consellería de Cultura, Educació i Ciència. Generalitat Valenciana.

El presente trabajo pretende contribuir al conocimiento mineralógico de arcillas del Keuper del afloramiento de Torás (Castellón).

Los materiales estudiados corresponden a depósitos de arcillas. Se ha realizado un muestreo, siguiendo un criterio estadístico para conseguir la mayor representatividad del conjunto.

Realizamos un estudio mineralógico por difracción de rayos X. Utilizamos el método habitual de polvo para la obtención de información general de la distribución mineralógica de la roca total.

A fin de poder determinar la composición mineral de la totalidad de cada muestra y de la fracción fina (arcilla), se realizó el estudio mediante difracción de rayos X, utilizando agregados orientados (A.O.) y el tratamiento de los mismos con etilenglicol (E.G.) de la manera descrita por Thorez, J. (1976), utilizando para ello el difractor Siemens D-500, provisto de monocromador de grafito y detector de centelleo y radiación de $\text{Cu K}\alpha=1.54051$.

Se realizó, también, un análisis químico por espectrofotometría de fluorescencia de rayos X con un espectrofotómetro Phillips PW 1730 y PW 1400. Las mediciones de las intensidades características se realizaron sobre pastillas de la muestra obtenidas por fusión con tetraborato de litio comercial. Los resultados se obtienen mediante calibrado por el método de los standards externos y compensación matricial (Tertian, R. et al 1980).

Los difractogramas correspondientes a la roca total muestran la presencia de illita y cuarzo como minerales predominantes acompañados de feldespatos, yeso, hematites y calcita. Los óxidos de hierro varían de unas muestras a otras.

Respecto a los minerales de la arcilla se aprecia en los agregados orientados la presencia de illita y cloritas.

El análisis químico pone de manifiesto el bajo contenido en carbonatos (CaO y MgO).

El contenido en sílice es elevado, superan el 50%, siendo variable el porcentaje de alúmina. Los óxidos de Fe se sitúan entre el 5 y el 7%.

BIBLIOGRAFIA

- Jordán, M.M. (1993). Estudio mineralógico, Físico-Químico y Ceramicidad de las arcillas Wealdenses del área de Zucaina. Tesis de Licenciatura. Universitat Jaume I. Castellón.
- Sanfeliu, T.; Queralt, I.; De La Fuente, C., (1988). Mineralogía de las arcillas cerámicas de la Loma (Castellón). Características Tecnológicas. Técnica Cerámica, nº163.

EVOLUCIÓN DE LOS MINERALES DE LA ARCILLA EN LOS MATERIALES DEL PÉRMICO SUPERIOR Y TRIÁSICO DE CUENCA Y TERUEL (CORDILLERA IBÉRICA) Y SU SIGNIFICADO PALEOGEOGRÁFICO.

ALONSO, J. (1); LUQUE DEL VILLAR, F.J. (1); FERNANDEZ, J.M. (1); LÓPEZ, J. (2); RODAS, M. (1); ARCHE, A. (2).

(1) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Universidad Complutense de Madrid.

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

Los materiales de edad Pérmico Superior y Triásico afloran en extensas áreas de las provincias de Cuenca y Teruel. Como en el resto de la Cordillera Ibérica presentan la clásica triología de facies Germánica: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, la primera de origen continental fluvial y las otras dos depositadas en un ambiente marino somero carbonatado y evaporítico.

Se han muestreado las nueve formaciones en que están subdivididas dichas facies, cuyas edades oscilan entre Thuringiense (Pérmico superior) y Karniense (Triásico superior), es decir, un intervalo temporal de unos 60 millones de años.

Se ha determinado la mineralogía de arcillas de la fracción fina de dichas formaciones mediante técnicas de difracción de rayos X (DRX), habiéndose estudiado un total de 70 muestras.

De base a techo se han encontrado las siguientes asociaciones de minerales de la arcilla, correspondientes a las nueve formaciones anteriormente citadas:

- 1.- Brechas basales: Illita (60 %), pirofilita (25 %), caolinita (hasta un 15 %).
- 2.- Conglomerados de Boniches: Caolinita (hasta el 70 % en la fracción < 20 μm y hasta el 25 % en la < 2 μm), illita (20 % y 70 % respectivamente) y pirofilita (hasta un 25 %).
- 3.- Limos y Areniscas de Alcotas: Illita (100 %).
- 4.- Areniscas del Cañizar: Illita (100 %).
- 5.- Arcillas y Limos de Marines: Illita (80-100 %), clorita férrica (0-20 %) y vermiculita (indicios).
- 6.- Dolomías de Landete: Illita (100 %), con indicios de clorita e interestratificados clorita/esmectita.

- 7.- Arcillas, margas y yesos de El Mas: Illita (85 %), esmectita, clorita e interestratificados clorita/esmectita (15 %).
- 8.- Dolomías de Cañete: Illita (80-100 %) y clorita (0-20 %).
- 9.- Facies Keuper: Illita (80 %), cloritas magnésicas (20 %).

Se puede establecer una clara relación entre los medios sedimentarios en que se depositaron cada una de las formaciones y las asociaciones de minerales de arcilla. Las formaciones 1 y 2, depositadas en abanicos aluviales con un transporte corto desde el área fuente conservan la pirofilita. Este mineral, heredado directamente del basamento paleozoico, desaparece hacia el techo, donde se encuentran las facies más distales.

Las formaciones 3 y 4 se depositaron en medios fluviales proximales y distales con un transporte mucho más largo, por lo que sólo permanece la illita, el mineral más estable.

La formación 5, depositada en un amplio estuario, presenta la primera señal de influencia de aguas marinas, con la aparición de clorita férrica. Este mineral ha sufrido un proceso de vermiculitización.

Las formaciones 6 a 9 se depositaron en cuencas marinas someras con escaso o nulo aporte continental. La presencia en estos materiales de minerales de la arcilla tipo clorita e interestratificados, hace suponer una influencia marina predominante.

Se ha determinado además la "cristalinidad" de la illita (Índice de Kubler) en todas las muestras. Los valores obtenidos indican que el conjunto de muestras alcanzó únicamente condiciones de diagénesis, a excepción de las muestras correspondientes a la formación "Arcillas y limos de Marines", donde se obtienen valores característicos de anquizona. Este aumento en los valores de "cristalinidad" está relacionado con la influencia de esfuerzos tectónicos, ya que estos materiales aparecen en una zona de cabalgamiento.

La evolución mineralógica encontrada en estas formaciones puede correlacionarse con las interpretaciones basadas en criterios sedimentológicos y tectónicos, por lo que se confirma la gran utilidad de los minerales de la arcilla en las reconstrucciones paleogeográficas.

EVOLUCIÓN DE LOS MINERALES DE LA ARCILLA ASOCIADOS A LA DIAGÉNESIS Y EL METAMORFISMO HIDROTHERMAL DEL CRETÁCICO INFERIOR DE LA CUENCA DE LOS CAMEROS.

FERNANDEZ, J.M. (1); RODAS, M. (1); MAS, J.R. (2).

(1) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Fac. de Ciencias Geológicas. U.C.M. Madrid.

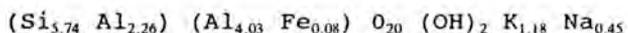
(2) Departamento de Estratigrafía. Fac. de Geología. U.C.M. Madrid.

La cuenca de Los Cameros constituye el registro sedimentario más importante del Jurásico terminal-Cretácico inferior de todas las Cadenas Ibéricas, dada su elevada subsidencia y tasa de sedimentación. Es además el único sector de la cordillera en el que los materiales mesozoicos están afectados por metamorfismo, que llega a alcanzar la facies de esquistos verdes en las partes más profundas de la cuenca.

Se ha realizado un estudio sobre la distribución y evolución de los minerales de la arcilla en una de las unidades más significativas, el Grupo Urbión, a partir de tres series estratigráficas levantadas en distintos puntos de la cuenca. El Grupo Urbión se puede dividir en cuatro secuencias deposicionales (A, B, C y D) que abarcan edades comprendidas entre el Berriasiense terminal y el Aptiense inferior. Hacia el borde occidental de la cuenca las tres primeras unidades se acuñan, y sólo está representada la secuencia D.

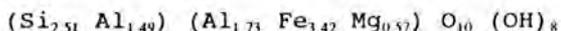
En base a la mineralogía global que presentan, las tres primeras secuencias pueden ser consideradas conjuntamente, ya que están constituidas por filosilicatos, cuarzo, plagioclasa y proporciones variables de cloritoide, piritita, materia orgánica, hematites y calcita. Por otro lado, las muestras de la secuencia deposicional D están compuestas por filosilicatos, cuarzo, y pequeñas cantidades de plagioclasa y hematites.

Las diferencias son más notables si consideramos las asociaciones de minerales de la arcilla. En las unidades A, B y C encontramos illita, clorita, paragonita e interestratificado illita/paragonita. Las illitas presentan un valor medio para $d_{(001)}=9.92 \pm 0.02 \text{ \AA}$ y $d_{(060)}=1.498 \pm 0.01 \text{ \AA}$, lo que indica su naturaleza dioctaédrica. Corresponden al politipo 2M1 y a partir del análisis mediante energías dispersivas de rayos X (EDAX) se ha podido calcular su composición media:



La clorita aparece como micronódulos policristalinos (de hasta 2 mm de tamaño) relacionados con lutitas arenosas próximas a cuerpos de areniscas. Los parámetros cristalocquímicos de estas cloritas indican que son trioctaédricas, corresponden al politipo IIb y presentan un valor medio para $d_{(001)}=14.12 \pm 0.01 \text{ \AA}$. Los valores medios para $d_{(060)}$ y b_0 son 1.55 \AA y $9.31 \pm 0.01 \text{ \AA}$ respectivamente, lo cual unido a las

intensidades relativas de las reflexiones basales indica una composición férrica. La composición media de estas cloritas, calculada a partir de los análisis mediante EDAX se puede expresar como:



Por otro lado, los valores de "cristalinidad" de la illita (índice de Kubler) son anormalmente bajos, ya que indican condiciones de anquimetamorfismo. Estos valores anómalos están relacionados con la presencia de cantidades variables de paragonita interestratificada con la illita en la mayoría de las muestras. Es importante señalar que no se observa una variación uniforme en la vertical a lo largo de las series estudiadas.

En las partes más profundas de la cuenca, las muestras correspondientes a la secuencia deposicional D representan un cambio brusco en la asociación de minerales de la arcilla, ya que están constituidas por illita, clorita (de composición menos férrica), pirofilita y un interestratificado regular illita/esmectita. Los valores de "cristalinidad" de la illita son también característicos de la anquizona. En esta misma unidad, hacia el borde de la cuenca encontramos illita, un interestratificado illita/esmectita (I/S), pirofilita, caolinita, bertierina (clorita a 7 Å), y vermiculita tipo clorita. Los valores de "cristalinidad" de la illita son típicos de diagénesis, aunque presentan una gran dispersión, debido a la presencia de niveles de I/S asociados a la illita.

Las variaciones detectadas en las asociaciones de minerales de la arcilla indican que los materiales correspondientes a las unidades A, B y C fueron afectados por condiciones típicas de epimetamorfismo, aunque los valores de "cristalinidad" de la illita son característicos de la anquizona. El cambio brusco que tiene lugar en la composición mineralógica al pasar a la unidad D, la falta de una tendencia uniforme en los valores de "cristalinidad" a lo largo de las tres series estudiadas y las edades obtenidas por distintos autores para el metamorfismo (posteriores al relleno de la cuenca), sugieren que la profundidad de enterramiento no es el único factor que condicionó la evolución de estos materiales. Es necesario considerar la influencia de la litología, ya que la aparición de determinadas fases como cloritoide, piritita y micronódulos de clorita está asociada a los tramos de lutitas arenosas, donde es más fácil la circulación de fluidos (el posible carácter hidrotermal de este metamorfismo ha sido apuntado ya por algunos autores). Además, el comienzo de la secuencia deposicional D coincide con un potente tramo de lutitas que podrían actuar como un sello para la circulación de estos fluidos.

MINERALOGÍA DE ARCILLAS DE LA FORMACIÓN DE GORDEXOLA (ALBIENSE INFERIOR A MEDIO, FLANCO SUR DEL ANTICLINORIO DE BILBAO).

ZULUAGA, M.C.; AROSTEGUI, J.; GARCÍA-GARMILLA, F.; VELASCO, F.

Departamento Mineralogía-Petrología. Universidad del País Vasco. Bilbao.

La Formación de Gordexola (Albiense inf.-medio) aflora en una franja de dirección NW-SE a lo largo del flanco sur del Anticlinorio de Bilbao. Adquiere su máximo desarrollo (2400 m. de potencia) en la transversal de Gordexola y reduce su espesor hacia el NW con potencias de 2100 m en la sección de Arcentales y hacia el SE con 1700 m en el sector de Orozko. El límite inferior de la unidad está marcado por las primeras apariciones de brechas carbonatadas urgonianas en las series de Orozko y Gordexola y estructuras en slumps y olistolitos en la sección de Arcentales, que delatan el desarrollo de una importante ruptura sedimentaria en el Albiense inf. No obstante, como veremos, se encuentran otros síntomas intermedios de discontinuidad sedimentaria, sobre todo, en la sección tipo. El techo de la formación coincide con las primeras apariciones de secuencias de lobulos areniscosos deltaicos progradantes, que corresponden a la base de la Formación de Valmaseda (Complejo Supraurgoniano, Albiense sup.-Cenomaniense inf.).

La Fm. de Gordexola se compone fundamentalmente de lutitas grises y negras con un alto contenido en materia orgánica aunque en la zona de Arcentales el contenido en carbonato de las muestras es superior al de las otras dos secciones. Así mismo son constantes en la unidad las intercalaciones de lechos areniscosos y brechas. Son frecuentes los episodios con estructuras tipo "slump" y ruditas intraformacionales, sugiriendo fenómenos de inestabilidad tectónica durante la sedimentación así como deslizamientos sedimentarios de depósitos no consolidados. Globalmente la unidad fue depositada en un ambiente marino restringido, en condiciones fuertemente reductoras siendo la zona de Arcentales la que presenta mayores indicios de condiciones de mar abierto.

Se han analizado mediante difracción de RX, las fracciones total, 2-20 μ m y <2 μ m, correspondientes a 280 muestras pelíticas recogidas a intervalos aproximadamente constantes en las tres secciones anteriormente citadas. La mineralogía total es muy homogénea, siendo los minerales de la arcilla y el cuarzo mayoritarios (75% como media, en conjunto). También se detectan, feldespatos, pirita y carbonatos, estos últimos más abundantes en la sección de Arcentales donde los contenidos pueden llegar a ser mayores del 25% en algunas muestras.

Las fracciones 2-20 μ m y <2 μ m son cualitativamente muy similares en las tres series y están compuestas por illita, clorita e interestratificados I/S. Se han identificado interestratificados del tipo R=1 y R>3 en Arcentales y Gordexola, con mayores proporciones de R=1 en la fracción fina. En Orozko el único interestratificado presente es R>3, con proporciones similares en las fracciones <2 μ m y 2-20 μ m.

La medida del índice de Kübler, según las normas del IGCP 294 IC Working Group, da valores sustancialmente más elevados en la fracción <2 μ m. En todos los casos, estos valores corresponden al ámbito de la diagénesis. Así mismo en las tres series el I.K. disminuye con posterioridad al tratamiento con etilenglycol y esta disminución es menor a medida que aumenta la profundidad.

Teniendo en cuenta la distribución de los interestratificados y los valores y variación de índice de Klübler, la Formación de Gordexola no presenta una madurez diagénética homogénea. Así mientras las series más occidentales corresponderían a un grado de evolución medio, la serie oriental (Orozko) queda encuadrada en la diagénesis profunda.

CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y GEOQUÍMICA DE LOS DEPÓSITOS MIOCENOS CON ANALCIMA DE LA SIERRA DE ALCUBIERRE: SECTOR CENTRAL DE LA DEPRESIÓN DEL EBRO.

BAULUZ, B.; ARENAS, C.; PARDO, G.; GONZALEZ, J.M.

Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Zaragoza.

La serie está localizada en el cerro Cantera del Tejar situado en la vertiente Norte de la Sierra de Alcubierre (Zaragoza). Estos materiales, que presentan unos 80m. de potencia, pertenecen a la Formación Sariñena (Quirantes, 1978), quedando incluidos en la unidad tectosedimentaria N1 de la Cuenca del Ebro (Ageniense superior- Aragoniense medio), constituida por alternancias de lutitas margosas y areniscas grises y marrones con intercalaciones de calizas grises; lateral y verticalmente pasa a depósitos lacustres carbonatados y/o evaporíticos.

La secuencia corresponde a depósitos de llanura aluvial, surcada por canales de procedencia septentrional, que bordea a un área lacustre somera esencialmente carbonatada, localizada hacia el Sur. Los momentos expansivos de esta área se manifiestan por la instalación de condiciones palustres en la llanura aluvial.

En base a la composición mineralógica, determinada, por DRX, se han diferenciado cuatro litologías: arenas, lutitas, margas y carbonatos. El estudio de las fracciones limo y arcilla de cada muestra ha puesto de manifiesto la uniformidad de su mineralogía de arcillas, con illita como fase dominante, 72% en la fracción limo y 80% en la de arcilla, seguida de clorita, 20 y 15% respectivamente en cada fracción, y con pirofilita y caolinita como componentes minoritarios. Los parámetros cristalquímicos de las illitas revelan escaso grado de celadonización (b_0 entorno a 8.997 Å) y de paragonitización (espaciado basal de 9.99Å), con valores medios del índice de cristalinidad de 0.33 y 0.40 $\times 2\theta$ en ambas fracciones. Los filosilicatos, junto al cuarzo y feldespato constituyen al cortejo de minerales heredados del área fuente septentrional, la calcita será la única fase de precipitación en estos depósitos.

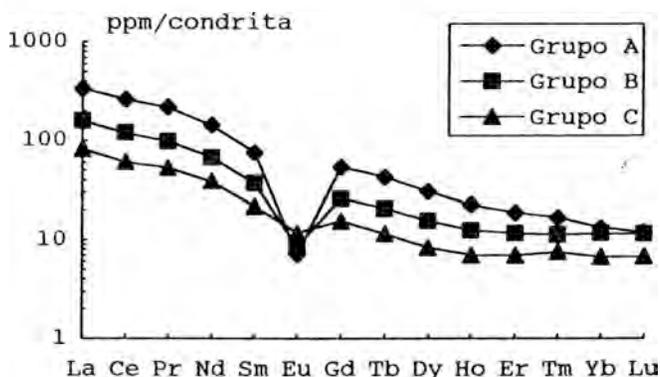
A unos 60 m. de la base del perfil se encuentran unos niveles que contienen analcima, ésta se concentra preferentemente en dos niveles arenosos y tres margosos cuya mineralogía es la siguiente:

	Calcita	Analcima	Cuarzo	Feldespato	M.Arcilla
Arenas (Grupo A)	5	68	5	6	16
Margas (Grupo B)	27	21	10	2	40
Margas (Grupo C)	31	3	13	4	49

La mineralogía de las fracciones limo y arcilla es idéntica a la del resto de la serie en las margas, mientras que en las arenas con analcima, aparecen illita y esmectita en proporciones

similares, constituyendo el 85% de los filosilicatos, y con clorita y pirofilita como minoritarios. Los parámetros cristaloquímicos de la ilita no presentan diferencias significativas con los ya citados, mientras que las esmectitas son dioctaédricas y de composición beidellítica. Tanto las esmectitas como analcimas son fases neoformadas precipitadas durante la diagénesis de estos elementos a partir de disoluciones alcalinas, en las que las variaciones en el PH y en la actividad de las especies disueltas favorecen la precipitación de una u otra fase.

Los análisis químicos de muestras con diferentes contenidos en analcima presentan diferencias acusadas respecto a los elementos minoritarios que suelen reflejar la composición del área fuente. En la figura se representa la distribución de REE de los tres grupos de muestras: A, B y C. El grupo A, además de contener valores mayores de Σ REE, La_N/Yb_N , LREE/HREE, y una anomalía negativa de Eu mucho más acusada, presenta concentraciones de Zr, Hf, Th, U e Y, muy superiores a los valores medios admitidos para la corteza continental superior (Taylor & McLennan, 1985), lo que sugiere la posibilidad de atribuir la distribución de lantánidos a procesos de fraccionamiento mineral. El grupo C presenta una distribución similar a la del promedio de la corteza superior (PAAS), aunque con valores de Σ REE ligeramente inferior, probablemente debido al efecto diluyente del cuarzo y la calcita. El grupo B muestra características intermedias entre los dos anteriores.



REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Quirantes, J. (1978): Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros. Inst. Fernando El C.S.I.C., Zaragoza.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. (1985): The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications.

MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DEL TRÁNSITO MIOCENO-PLIOCENO DE LA CUENCA DE SORBAS (ALMERIA).

SANCHEZ, A. (1); SEBASTIÁN, E. (2); MOSSER, Ch. (3); ROQUÍN, C. (3).

(1) Departamento de Estructura y propiedades de los Materiales de la Universidad de Cádiz.

(2) Departamento de Mineralogía y Petrología. Universidad de Granada.

(3) Centre de Géochimie de la Surface, CNRS Strasbourg (Francia).

INTRODUCCION

La cuenca de Sorbas se sitúa en el sureste peninsular, en la provincia de Almería, y es una de las cuencas neógenas intramontañosas del sector oriental de las Cordilleras Béticas. Se instala sobre materiales pertenecientes a las Zonas Internas Béticas, que, además, constituyen los relieves circundantes. Al Norte se hallan materiales del complejo Nevado-Filábride, y al Sur, esencialmente, del complejo Alpujárride. Esta cuenca ha sido objeto de estudio por parte de diversos autores que han establecido la bioestratigrafía, sedimentología y evolución dinámica de la misma. Sin embargo son pocos los trabajos referentes a la mineralogía y geoquímica de sus sedimentos.

Con esta comunicación se pretende colaborar en el estudio de los diferentes medios de depósito y conocer la influencia de las rocas madre sobre los sedimentos. Para ello se ha realizado el análisis de la mineralogía, fundamentalmente de arcillas, de las diferentes facies mediante difracción de rayos X y microscopía electrónica de transmisión y de barrido. Igualmente se ha estudiado la geoquímica de la fracción arcillosa y de las rocas metamórficas del entorno. El análisis de componentes principales (ACP) nos ha permitido establecer relaciones entre los elementos químicos, los minerales y las rocas, y de esta manera seleccionar los elementos más significativos para establecer esta relación. Posteriormente estos elementos han sido utilizados para hacer una clasificación jerárquica ascendente (CAH), que reagrupa las muestras en clases. La comparación gráfica de los contenidos medios de cada clase nos ha permitido encontrar el parentesco entre los sedimentos y las rocas madre, y así, clasificar los sedimentos que presentan características diferentes. Finalmente, para describir condiciones paleoambientales, se han estudiado los contenidos de B y MgO, utilizando logs mineralógicos y químicos.

RESULTADOS Y DISCUSION

Se han muestreado cinco secuencias, tres de ellas preevaporíticas (Los Yesos, Los Molinos del Río Aguas y Cariatiz) y dos postevaporíticas (Sorbas y Zorreras).

A partir del tratamiento estadístico de los datos

geoquímicos se ha establecido una clara relación entre los sedimentos y las rocas metapelíticas, siendo la influencia de metabasitas, rocas carbonatadas y gneises bastante limitada. Los parámetros cristalográficos de los minerales de la arcilla heredados (ilita, paragonita y clorita) relacionan a éstos con rocas del complejo Nevado-Filábride, en concreto con rocas del manto del Mulhacen. No obstante, en la serie de Los Yesos, también se ha reconocido la presencia de filosilicatos procedentes del complejo Alpujárride.

Se podría decir, para la cuenca de Sorbas, que durante el tránsito Mioceno-Plioceno los aportes procedían de rocas del complejo Nevado-Filábride. Hay que precisar que durante este tránsito la cuenca de Sorbas estaba limitada en el margen norte por el complejo Nevado-Filábride y en el borde sur se situaban depósitos tortonienses (turbiditas, conglomerados y megabrechas) constituidos fundamentalmente por rocas del complejo Nevado-Filábride. La aparición en la serie de Los Yesos de materiales alpujárrides se debería, bien a una mayor abundancia de cantos de este complejo en los depósitos tortonienses del sector occidental de la cuenca; bien a que la emersión de los sedimentos tortonienses en la zona oeste se produjo más tarde, lo que permitió que en el Messiniense inferior llegaran a la zona de Los Yesos aportes procedentes de los relieves alpujárrides.

En la cuenca de Sorbas podemos diferenciar varios tipos de medios de depósito. Durante el Messiniense preevaporítico, en el centro de la cuenca, series de Los Yesos y Los Molinos del Río Aguas, se produce un aumento del confinamiento con un incremento de salinidad, especialmente notable en Los Molinos (contenido de B de 240 ppm). Por contra, en zonas de borde, como por ejemplo Cariatiz, el confinamiento va unido a un ligero descenso de la salinidad. La evolución de la salinidad en ambas ocasiones es preludio de la sedimentación que va a tener lugar posteriormente. En el primer caso se pasa a una sedimentación evaporítica que origina potentes depósitos de yesos; en el segundo a un medio arrecifal. Ambos tipos de sedimentación se enmarcan en un contexto de descenso del nivel del mar.

Las series postevaporíticas comienzan con un medio fuertemente influenciado por agua dulce, que cambia bruscamente a marino. Esta variación se debe a la subida del mar postevaporítico. A continuación, en el techo de la secuencia de Sorbas, se produce un aumento del confinamiento y de la salinidad, aquí esta última desciende hasta valores semejantes a los del muro de la serie de Zorreras, la cual presenta contenidos de boro muy bajos que reflejan claramente una sedimentación en un medio de agua dulce.

Los sedimentos constituyentes del tránsito Mioceno-Plioceno en la cuenca de Sorbas, si bien no han sido sometidos a una diagénesis profunda, si muestran claros indicios de haber sufrido procesos diagenéticos incipientes, englobados en la etapa de compactación temprana. Las condiciones alcanzadas se deducen de la presencia conjunta de ópalo A y ópalo CT y nos sitúan en torno a 45°C y 250 Kg/cm².

MINERALOGÍA DE ARCILLAS EN LAS UNIDADES TECTOSSEDIMENTARIAS DE LA CUENCA DE LORCA (MURCIA).

GUILLÉN, F.(1); MANCHEÑO, M.A.(1); FERNANDEZ, M.T.(1); LOPEZ-AGUAYO, F.(2); ARANA, R.(1).

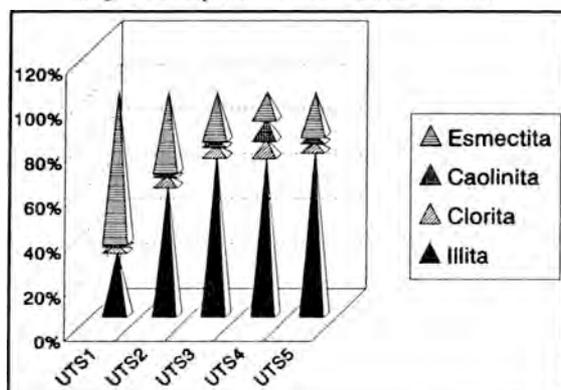
(1) Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología. Fac. de Ciencias. Murcia.

(2) Departamento de Estructura y Propiedades de los Materiales. Fac. de Ciencias del Mar. Cadiz.

La cuenca de Lorca se sitúa sobre el contacto del dominio Bético s.s. y Subbético de las Cordilleras Béticas. Ha sido definida como un modelo híbrido entre surco sobre desgarré y grabén (Rodríguez Estrella et al., 1992) y está formada por materiales continentales y marinos de edad Burdigaliense superior-Plioceno, constituidos por ruditas, areniscas, lutitas, margas, calizas y yesos. Pérez Lorente et al. (1992) distinguen en la cuenca hasta 12 formaciones diferentes con importantes cambios laterales de facies y sedimentación disimétrica, las cuales se han agrupado en cinco unidades tectosedimentarias de acuerdo con criterios cartográficos, estratigráficos, y paleontológicos, siguiendo las ideas de Pardo et al. (1989).

En el presente trabajo se plantea como objetivo el estudio mineralógico de las arcillas de la cuenca, intentando determinar si existen relaciones entre ellas y las distintas UTS diferenciadas.

Fig. 1: Composición media de las arcillas.



Se han estudiado 54 muestras de margas y areniscas distribuidas por toda la cuenca. Los componentes mayoritarios de la muestra total son calcita, cuarzo, yeso, filosilicatos, dolomita y ankerita, y en menor cantidad feldespatos, halita, celestina, siderita y magnesita (Mancheño Jiménez et al. 1992). La asociación mineralógica de las arcillas esta formada por illita, clorita, esmectitas (sobre todo montmorillonita) y caolinita. En la fig.1 se aprecian los valores medios de estos minerales en cada UTS, constatándose el predominio de esmectitas en la UTS1 y contenidos similares en illita en las UTS1,4, y 5 (>70%); sin embargo, la UTS4 presenta el mayor porcentaje en clorita (8%) y caolinita (9%). No obstante, en la UTS5 aparecen muestras que alcanzan hasta un 23% de caolinita.

El resultado del análisis factorial (modo-R) aplicado a las arcillas se refleja en la tabla 1. Se aprecia que todas las unidades tienen una asociación negativa entre esmectita e illita, sin embargo, sí existen diferencias considerando la clorita y la caolinita. Así, mientras que la asociación clorita-caolinita es positiva en las UTS2

y 4, en la UTS1 es negativa. En la UTS3, la caolinita está asociada a la illita positivamente y la clorita caracteriza un segundo factor por su presencia o ausencia. Por el contrario, es la caolinita la que origina dicho factor en la UTS5.

El análisis factorial en modo-Q, aplicado al conjunto de las muestras, separa cinco grupos: uno formado por las muestras de la UTS1 y la formación Calares que acepta la asociación clorita-illita de forma negativa, un segundo grupo formado por los tramos superiores de la formación Ros que acepta positivamente la asociación esmectita-caolinita, un tercer grupo formado por la UTS4 que acepta positivamente la asociación esmectita-caolinita, un cuarto grupo que engloba las muestras de la UTS5 que posee la asociación positiva clorita-illita, y un quinto grupo que engloba las muestras de la UTS3 que no están influidas por estos factores. Este mismo análisis se ha realizado a las distintas UTS, por separado, dando una buena relación entre los grupos diferenciados y las distintas formaciones contenidas en cada una.

Con respecto a los parámetros cristalinos, también existen diferencias entre unidades. Así, la cristalinidad de la illita y esmectita es muy baja en la UTS5, mientras que este segundo mineral presenta índices de Biscaye altos en la UTS1. Además, la illita de las unidades 1,3 y 4 es rica en Al y en las restantes es más biotítica.

Referencias:

- Mancheño Jiménez, M.A, Fernández Tapia, M.T., Guillén Mondéjar, F., Arana, R. y López-Aguayo, F. (1992): An introduction to the clay mineralogy of the neogene Lorca Basin (Murcia, Spain). *Rev. Mineralogía et Petrographia Acta*. En prensa.
- Pardo, G., Villena, J. y González, A. (1989): Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 199-222.
- Pérez Lorente, F., Rodríguez Estrella, T., Serrano, F., Mancheño, M.A., Guillén Mondéjar, F., López-Aguayo, F., Arana, R. y Fernández Tapia, M.T. (1992): Contribución a la bioestratigrafía neógena de la cuenca de Lorca (Murcia). III Congr. Geol. España, Salamanca. *Actas*, t.1, 185-190.
- Rodríguez Estrella, T., Mancheño, M.A., Guillén Mondéjar, F., López-Aguayo, F., Arana, R., Serrano, F. y Fernández Tapia, M.T. (1992): Tectónica y sedimentación neógena en la cuenca de Lorca (Murcia). III Congr. Geol. España, Salamanca. *Actas*, t.1, 201-206.

TABLA 1: Resultados análisis factorial modo-R.

UTS	FACTOR (VARIANZA)	ASOCIACION-RELACION
I	1º...52.2% 2º...41.1%	Illita-Esmectita ... - Clorita-Caolinita .. -
II	1º...48.7% 2º...33%	Illita-Esmectita ... - Clorita-Caolinita .. +
III	1º...51.7% 2º...48.2%	Illita+Caol.-Esmect - Clorita
IV	1º...50.8% 2º...49.1%	Illita-Esmectita ... - Clorita-Caolinita .. +
V	1º...51.1% 2º...48.2%	Illita+Clor.-Esmect . - Caolinita

**CARACTERIZACIÓN DEL INTERESTRATIFICADO
KAOLINITA/DICKITA. IMPLICACIONES EN LA DETERMINACIÓN DE
LA CRISTALINIDAD DE LA ILLITA.**

RUIZ, M.D.; MORENO, L.

Departamento de Química Inorgánica, Cristalografía y
Mineralogía.
Facultad de Ciencias. Málaga.

El tramo inferior del Permotrías Maláguide (Cordilleras Béticas) está constituido por una secuencia detrítica en la que predominan los conglomerados y las areniscas de grano grueso, cementados por dickita (Ruiz Cruz y Puga, 1991). Los datos de difracción de rayos X (Ruiz Cruz y Moreno Real, en prensa) indican la existencia de dos tipos de fases a 7Å, que se concentran preferentemente en diferentes fracciones de tamaño. En la fracción 2-20 µm se trata de dickita de alta cristalinidad. En la fracción <2 µm los difractogramas indican, en cambio, un mayor grado de desorden. Ruiz Cruz y Moreno Real (en prensa) en base a los datos de DRX, IR y ATD concluyen que debe tratarse de un interestratificado irregular kaolinita/dickita. Usualmente, solo las reflexiones basales comunes a dickita y kaolinita están presentes en los difractogramas; no obstante, de forma ocasional aparecen reflexiones entre 10.4 y 10.8 Å, cuyo comportamiento frente a diferentes tests se analiza en este trabajo. La presencia de estas reflexiones distorsiona en gran medida los valores de la anchura de la reflexión a 10 Å de la illita y, consecuentemente, la cristalinidad de este mineral no puede determinarse por el sistema usual (Kisch, 1991) en este tipo de muestras.

Cristalinidad de la illita

En la fracción <2 µm los valores determinados para la cristalinidad de la illita (IC) oscilan entre 0.38 y 0.80, no observándose ninguna correlación entre % 2M₁ y cristalinidad, ni entre cristalinidad de la illita e índice de Hinckley (HI). En diagramas rodados a baja velocidad de exploración puede observarse que en las muestras que ofrecen los valores mayores de IC la reflexión a 10Å de la illita está constituida por dos o más reflexiones que se sitúan entre 10.4 y 10.8 Å. La intensidad y la posición exacta de estas reflexiones condicionan los valores determinados para IC.

Comportamiento de las reflexiones basales frente a diferentes tratamientos

La solvatación con etilenglicol no provoca en ningún caso cambios en la forma o posición de las reflexiones a 7 y 10-11 Å, poniendo de manifiesto la ausencia de láminas de esmectita en estas fases. El calentamiento a 650°C produce un notable estrechamiento de la reflexión a 10 Å, indicando la ausencia de láminas de clorita. El tratamiento con hidrazina provoca el desplazamiento total de la reflexión a 7Å a 10.4 Å, indicando la ausencia de desorden de intercalación (en el sentido de Range et al., 1969). A pesar de que la reflexión a 10.4 Å en gran parte engloba a la reflexión a 10 Å de la illita, el pico es mucho más agudo que en la muestra sin tratar, lo cual implica el desplazamiento hacia menores ángulos de las reflexiones a 10.4-10.8Å.

El tratamiento con DMSO provoca un desplazamiento variable y un grado de expansión (α) también variable en las diferentes muestras analizadas. En aquellos casos en que la reflexión del complejo se sitúa a 11.1-11.2 Å se observa un claro estrechamiento de la reflexión de la illita, lo que indica el desplazamiento simultáneo de las reflexiones a 10.4-10.8 Å. El comportamiento de estas reflexiones ante la hidrazina y el DMSO indica claramente que corresponden a minerales del

grupo de la caolinita. Los valores de IC en estos casos descienden considerablemente, situándose dentro del rango que cabría esperar para estas illitas. En todos los casos es observable un aumento notable de la anchura de la reflexión a 7 Å tras el tratamiento con DMSO, lo que pone de manifiesto la existencia de fracciones expandibles interestratificadas con fracciones no expandibles.

A partir de los trabajos de Weiss et al. (1963 y 1966) se acepta, de forma general que la hidrazina da lugar a un complejo con enlaces de hidrógeno del tipo N-H...O, con los oxígenos de la capa tetraédrica. El DMSO, en cambio, daría lugar, según Thompson y Cuff (1985) a una estructura tridimensional en la cual aparece ligado mediante un triple enlace de hidrógeno y situado exactamente sobre las vacancias de la capa octaédrica. Gomes (1982) indica asimismo que los defectos de rotación o de traslación en las caolinitas (y presumiblemente en las dickitas), no afectarían apreciablemente la capacidad de intercalación de las mismas. Por el contrario, esta capacidad se vería muy influida por la presencia de sustituciones isomorfas, tal como ya habían señalado Range et al. (1969) en el caso de la hidrazina, o bien por la existencia de desorden en la posición de las vacancias de la capa octaédrica. A partir de los datos ofrecidos en este trabajo puede deducirse que las fases a 7 Å en la fracción <2 µm no presentan sustituciones isomorfas significativas, lo cual explicaría su comportamiento ante la hidrazina. Por el contrario, una secuencia mas o menos ordenada de vacancias en las posiciones B o C explicaría el comportamiento de las mismas frente al DMSO. La capacidad de intercalación dependería, por tanto, del grado de orden en el interestratificado. Si se trata de una secuencia irregular, la capacidad de formar complejos de intercalación es baja o nula, pero cuando existe un cierto grado de orden, puesto de manifiesto, además por la aparición de reflexiones entre 10 y 11 Å, el grado de intercalación aumenta considerablemente.

La implicación que la presencia de este tipo de interestratificados tiene en la determinación de IC no había sido tomada en cuenta hasta el momento. Nuestros resultados indican que las medidas de IC pueden no ser correctas cuando la illita venga acompañada por minerales a 7 Å con cierto grado de desorden. En estos casos, el tratamiento con DMSO puede ayudar a realizar la determinación exacta de este índice.

REFERENCIAS

- GOMES, C.S.F. (1982) Relação entre capacidade de intercalação en caolinites e defeitos estruturais. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 23, 55-64.
- KISCH, H.J. (1991) Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction setting, and interlaboratory samples. *J. metamorphic Geol.*, 9, 665-670.
- RANGE, K.J.; RANGE, A. & WEISS, A. (1969) Fire-clay type kaolinite or fire-clay mineral? Experimental classification of kaolinite-halloysite minerals. *4th Int. Clay Conf.* 3-13.
- RUIZ CRUZ, M.D. & PUGA, E. (1992) Análisis mineralógico del Permotriás del Complejo Maláguide en los alrededores de Málaga. *Ref. III Congreso de Geología de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología.*, III, 329-334.
- RUIZ CRUZ, M.D. & MORENO REAL, L. (en prensa) Diagenetic kaolinite/dickite (Betic Cordilleras, Spain). *Clays Clay Miner.*
- THOMPSON, J.G. & CUFF, C. (1985) Crystal structure of kaolinite: dimethylsulfoxide intercalate. *Clays Clay Miner.*, 33, 490-500.
- WEISS, A., THIELEPAPE, W., GORING, G., RITTER, W & SCHAFER, H. (1963) Kaolinite intercalation compounds. *Proc. Int. Clay Conf. Stockholm*, vol. 1, 287-305.
- WEISS, A., THIELEPAPE, W. & ORTH, H. (1966) New kaolinite interlamellar complexes. *Proc. Int. Clay Conf. 1966, Jerusalem*, vol. 1, 277-293.

AS PALIGORSKITES DO BORDO NW DA BACIA PORTUGUESA DO TEJO.

DIAS, I.(1); PRATES, S.(1)

(1) Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa.

A presença de paligorskite na parte portuguesa da bacia terciária do Tejo foi pela primeira vez referida por CARVALHO (1964).

O objectivo do presente trabalho é descrever as características físicas, químicas e tecnológicas das paligorskites existentes no troço do bordo NW da bacia compreendida entre Rio Maior e Assentiz (fig.1).

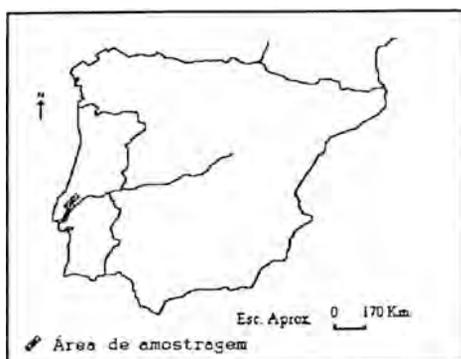


FIG.1

As formações com paligorskite da bacia terciária do Tejo estão ainda mal datadas (ANTUNES, 1979) embora ZBYSZEWSKI & ALMEIDA (1960) e ZBYSZEWSKI, MANUPPELLA & FERREIRA (1971) as atribuam ao Oligocénico.

Os níveis atribuídos ao Oligocénico são constituídos por formações de fácies continental formadas, da base para o topo, por arenitos e conglomerados com níveis argilosos seguindo-se bancadas de calcários de fácies lacustre, por vezes dolomitizados e silicificados, sobre que assentam níveis semelhantes aos descritos na base.

Embora a paligorskite se encontre praticamente presente em todas as formações atribuídas ao Oligocénico, inclusivamente na matriz dos níveis carbonatados, onde este material se encontra em maior abundância é nas bancadas inferiores aos níveis carbonatados. É ao estudo de amostragem colhida nestes níveis que se refere este trabalho.

A composição mineralógica global determinada por DRX (fig.2) evidencia que as formações paligorskíticas são bastante ricas em calcite embora ela esteja ausente nalguns níveis. Os filossilicatos são abundantes, situando-se entre 25% e 85%. O teor em quartzo é muito variável. Além destes

minerais, estão também presentes em percentagem diminuta dolomite, feldspatos e goetite.

No que se refere à mineralogia da fracção argilosa a paligorskite é o mineral mais abundante com valores superiores a 50%, chegando mesmo a atingir os 100% (fig.3).

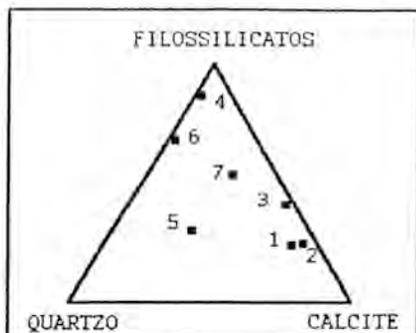


FIG.2

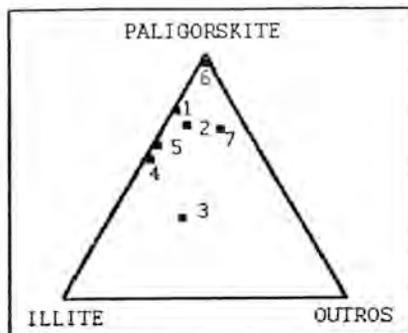


FIG.3

No que se refere à capacidade de troca catiónica, determinada para a amostra total, os valores obtidos foram da ordem de 5 meq/100 g e os valores de BET variam entre 70 e 180 m²/g.

Realizaram-se análises químicas das fracções argilosas e o estudo da morfologia e textura das partículas de paligorskite por microscopia electrónica.

A determinação do poder absorvente dos materiais estudados, recorrendo à amostra total, segundo o método Ford, permitiu encontrar valores da ordem de 45% para a absorção do óleo e variando entre 50% a 90% para a absorção da água.

Comparam-se os valores obtidos com os referenciados para formações espanholas com a mesma mineralogia (GALÁN, 1979).

BIBLIOGRAFIA

- ANTUNES, M.T. (1979)-Ensaio de síntese crítica acerca do Cretácico terminal e do Paleogénico de Portugal. *Ciências da Terra*, Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, n°5, pp.145-174.
- CARVALHO, A.M. (1964)-*Étude géologique et sédimentologique de la région de Ponte de Sor (bordure Est du bassin tertiaire du bas-Tage)*. Thèse de doctorat de 3^e cycle, Paris.
- GALÁN, E. (1979)-"The fibrous clay minerals in Spain", *Eighth Conference on Clay Mineralogy and Petrology*, Teplice, pp.239-249.
- ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F.M. (1960)-Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50000. Notícia explicativa da folha 26-D, Caldas da Rainha, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa
- ZBYSZEWSKI, G., MANUPPELLA, G., FERREIRA, O.V. (1971) - Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50000. Notícia explicativa da folha 27-C, Torres Novas, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.

NUEVOS DATOS PARA LA IDENTIFICACIÓN DE LA MONTMORILLONITA Y LA BEIDELLITA.

CUADROS, J. (1); DELGADO, A. (1); CARDENETE, A. (2); REYES, E. (1); LINARES, J. (1).

(1) Estación Experimental del Zaidín. C.S.I.C. Granada.

(2) Dept. de Química Física. Universidad de Granada.

RESUMEN

Con el fin de desarrollar métodos que permitan la diferenciación precisa y rápida entre beidellita y montmorillonita, se han estudiado 55 muestras esmectíticas que cubren el rango entre beidellitas que conservan aún un 30% de carga en su capa octaédrica y montmorillonitas con toda su carga en la capa octaédrica. Dichas esmectitas se originaron por alteración hidrotermal de tobas volcánicas ácidas en el Yacimiento de Los Trancos (Almería). Los métodos de estudio fueron análisis químico, difracción de rayos X (test de Greene-Kelly), ATD, TG y FTIR. Los datos químicos se relacionaron con los aportados por las otras técnicas.

El test de Greene-Kelly no fue capaz de discriminar las beidellitas de las montmorillonitas: todas las muestras presentaron espaciados basales a 9.6Å. El ATD permite diferenciar beidellitas de montmorillonitas al presentar las primeras el pico de deshidroxilación alrededor de 510°C y las segundas alrededor de 630°C. Muestras de carácter intermedio presentan ambos picos, y las áreas de cada uno de ellos son proporcionales al carácter beidellítico o montmorillonítico de la esmectita. Ello hace posible una caracterización cuantitativa.

El TG manifiesta que las beidellitas presentan un cierto exceso de hidroxilos con respecto al ideal de su fórmula estructural, mientras que las montmorillonitas presentan un defecto de ellos. La expresión de la cantidad de grupos OH presentes expresada como porcentaje de masa perdida durante la deshidroxilación es correlacionable con el carácter de la esmectita y permite también establecer dicho carácter cuantitativamente.

El estudio de FTIR se realizó exclusivamente en 9 de las muestras. Manifiesta la aparición de una banda alrededor de 3700cm⁻¹, por desdoblamiento de la tensión de hidroxilo, cuya área es proporcional a la cantidad de Al tetraédrico en la esmectita. También es posible, en este caso, caracterizar de forma cuantitativa la esmectita.

ESTUDIO Y CARACTERIZACIÓN PRELIMINAR DE CROMO-CLORITAS DE ERZERUM (TURQUÍA).

PRIETO, A.C. (1); MEDINA, J. (1); CALVO, B. (1); ALONSO, M. (1); BOIRON, M.C. (2); CATHELINÉAU, M. (2).

(1) Departamento de Física de la Materia Condensada, Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Valladolid.

(2) CREGU, y GS CNRS-CREGU. Francia.

La presente comunicación se dedica al estudio y caracterización de una clorita trioctaédrica cromífera. Inicialmente estos minerales fueron estudiados por el interés de sus llamativos colores rosas, rojos y violetas. En la década pasada varios autores investigan diversas cromo-cloritas (Kammererita y Kotschubeita) para determinar con precisión sus estructuras cristalinas, especialmente mediante difracción de rayos-X (DRX), y para localizar el tipo de coordinación del Cr así como sus posiciones cristalográficas dentro de la estructura, gracias a la utilización de proyección de densidades de electrones (Phillips, et. al. 1980). En este trabajo se concluye poniendo de manifiesto la ausencia de Cr en posiciones tetraédricas, estando localizado fundamentalmente en la "site" M(4) interlaminar con coordinación octaédrica.

No obstante, son escasos los estudios detallados sobre las sustituciones Cr-Al en posiciones octaédricas 2:1 e interlaminares, lo mismo que los rangos de variación química en la composición de cromo-cloritas trioctaédricas y la influencia de esas sustituciones catiónicas en las distancia O...OH, y en los espesores de la lámina 2:1, interlámina y espaciado basal. Por ello, con este trabajo se pretende ahondar en un mejor conocimiento de estos materiales a través de técnicas de caracterización tanto macroscópicas como microscópicas que permitan correlacionar, composición química con parámetros cristaloquímicos y propiedades estructurales.

La cromo-clorita estudiada procede de Erzerum (Turquía), y se presenta en forma de cristales automórficos, de colores rosados a violetas, con exfoliación basal perfecta y sección (001) hexagonal.

La caracterización óptica se ha efectuado mediante microscopía de luz transmitida, resaltando unas fuertes irisaciones superficiales en la sección basal. El estudio morfológico de la muestra se realizó observando diversos cristales de cromo-clorita mediante microscopía electrónica de barrido (MEB), con aumentos comprendidos entre 200-2500X. Su composición química tanto cualitativa como cuantitativa se ha determinado mediante un equipo de microanálisis LINK QX-2000 acoplado al MEB JEOL JSM-820, sobre muestras metalizadas al carbono utilizando el programa ZAF-4. Los análisis han sido tomados tanto en superficie como de modo puntual, destacándose en estos últimos la presencia de una contaminación de sulfuros de cobre.

Las observaciones obtenidas con microscopio de barrido usando electrones retrodifusos demuestran la existencia de zonaciones químicas muy importantes, esencialmente en lo que concierne a la sustitución de Al por Cr. Para profundizar en esta particularidad del material estudiado, se han efectuado análisis puntuales con microsonda electrónica tipo CAMECA SX, siguiendo líneas rectas desde el borde al centro del cristal a lo largo de la muestra y tomando datos cada D3mm. Dichos análisis ponen de manifiesto que la concentración de Cr varía desde 0.3 a 0.7 átomos (1/2 Fórmula) en posición octaédrica, manteniéndose relativamente constante los datos cuantitativos referentes a la capa tetraédrica e interlaminar, referida a Magnesio.

Mediante Fluorescencia de rayos-X se ha determinado la composición cualitativa del mineral, siendo ésta perfectamente concordante con los análisis puntual y de superficie obtenidos por microsonda electrónica (MEB).

La caracterización estructural y parámetros cristaloquímicos se han efectuado a partir de difractogramas de DRX de polvo policristalino. Para ello, se ha utilizado un difractómetro automático PHILIPS PW-1710, con ánodo de Cu, monocromador de Grafito y rendija de divergencia automática. Las experiencias se han realizado sobre polvo desorientado y láminas en agregados orientados según el plano basal (001). A partir de los parámetros b_0 y d_{001} podremos correlacionar su contenido catiónico y distribución mediante el formulismo clásico, y a partir del resto de reflexiones se evalúa el politipo estructural de esta cromo-clorita.

La correlación entre contenido, coordinación y posición estructural fundamentalmente del Cr se puede seguir a través del proceso de deshidroxilación de la interlámina y de la capa octaédrica comparándose dicho proceso con el sufrido por otro tipo de Cloritas ya estudiadas por nosotros (Prieto et al. 1991), con anterioridad. Para ello, se han obtenido los correspondientes registros de termogravimetría dinámica (TG, DTG y DSC), utilizando un TGA7 de Perkin Elmer y un horno DSC-30 de METTLER con procesador Tc11 TA processor. A su vez, se ha efectuado un seguimiento del proceso al obtener los correspondientes difractogramas de polvo de los productos iniciales y finales.

Por último, una aproximación complementaria a esta caracterización preliminar se observa a partir del espectro UV-V de láminas (001) de Cromo-Clorita, obtenidos con el modelo PU 8620 de Philips en el intervalo 325-1100nm, automatizado para la toma de espectros normalizados.

Así, esta caracterización preliminar, a la vez que profundiza en el estudio general de estos filosilicatos, nos posibilita para poder abordar un estudio de caracterización más avanzado sobre la dinámica estructural de esta clorita trioctaédrica.

Phillips, T.L., Loveles, J.K. and Bailey, S.W. (1980): Cr³⁺ coordination in chlorites: a structural study of ten chromian chlorites. *American Mineralogist* **65**, 112-122.

Prieto, A.C., Lobon, J.M., Alia, J.M., Rull, F. and Martin, F. (1991) Thermal and Spectroscopic analysis of Natural Trioctahedral Chlorites. *Journal of Thermal Analysis* **37**, 969-981

ALGUNAS CUESTIONES MENOS CONOCIDAS DE LOS CUASICRISTALES.

GONZALEZ, J.; OSACAR, M.C.; BESTEIRO, J.

Área de Cristalografía y Mineralogía. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.

En 1984, un grupo de científicos encabezados por Shechtman, publicó los datos de una aleación de Al y Mn, descubierta dos años antes, con un diagrama de difracción de electrones que mostraba una simetría icosaédrica, considerada tradicionalmente como no cristalográfica.

De un modo complementemente independiente, Levine y Steinhardt (1984) estudiaban una nueva clase de estructuras atómicas ideales, que llamaron cuasicristales, y que definieron como "una fase de materia sólida bien ordenada, con orden translacional periódico a larga distancia, caracterizada por un diagrama de difracción compuesto por un conjunto denso de picos de Bragg, en una disposición que refleja su simetría orientacional". La no periodicidad de la estructura está inducida por la presencia de simetrías prohibidas por la translación. Como uno de los modelos teóricos posibles era el de simetría icosaédrica, propusieron la nueva aleación descrita por Shechtman et al. (1984), como ejemplo de cuasicristal icosaédrico.

Desde entonces han visto la luz más de mil quinientos trabajos de investigación (Ronchetti, 1990) que abordan, en su mayoría, aspectos parciales del tema, sin que se haya logrado todavía una generalización de los datos concretos hacia un modelo unificado y aceptado por todos.

Otros modelos propuestos, como el del maclado múltiple, el de los vidrios icosaédricos y el del teselado aleatorio, han ido perdiendo interés a medida que se han conseguido ejemplares de mayor tamaño y perfección, lo que ha redundado en diagramas de difracción con anchuras de picos que están limitadas solamente por la resolución del instrumento.

Aunque la primera publicación de Shechtman et al. fue en 1984, anteriormente, y desde la década de los años veinte, diferentes autores habían ido desarrollando algunos conceptos teóricos importantes para el análisis de la nueva aleación. (Teoría de las funciones cuasiperiódicas, teselados pentagonales aperiódicos y ordenados del plano, generalización a teselados aperiódicos e icosaédricos del espacio, demostración teórica de que tales teselados presentan un diagrama de difracción con numerosos picos agudos, utilización de espacios de N dimensiones para la descripción de los cristales incommensurables, etc.). Así se justifica que, en muy poco tiempo, se desarrollaran varios modelos para explicar las cuasirredes. Los de mayor aceptación han sido los de enrejado, inflado-desinflado y corte y proyección de una estructura supradimensional. Hoy podemos decir que la Cuasicristalografía geométrica está bastante bien establecida.

Con la perspectiva que da el paso del tiempo desde el descubrimiento de los cuasicristales, quizá se pueda afirmar que algunas dificultades encontradas en la determinación de las estructuras radicaban en la mala calidad de las muestras. La obtención de cuasicristales en los sistemas Al-Li-Cu (1986), Al-Fe-Cu (1988) y Al-Pd-Mn (1990), de tamaños milimétricos y bien desarrollados, permite afirmar que las estructuras son razonablemente conocidas, aunque no haya un método único, y permanezcan controversias en aspectos poco relevantes.

Los avances logrados en los temas de síntesis, estabilidad y crecimiento han sido espectaculares, si se considera el poco tiempo transcurrido desde el descubrimiento de Shechtman (1984). Si los primeros cuasicristales de Al-Mn no constituían fases en equilibrio, se obtenían por enfriamiento ultrarrápido de un fundido, y tenían tamaños de unas micras dentro de una matriz amorfa, hoy se obtienen por las técnicas habituales de enfriamiento lento de fundidos, se consiguen ejemplares de tamaños milimétricos y constituyen fases estables, conociéndose en muchos casos los diagramas de fases. Además se han descrito alrededor de cien fases cuasicristalinas distintas.

En cuanto a los defectos más frecuentes, son los fonones, fasones y dislocaciones, y se presentan incluso en las fases cuasicristalinas últimamente descubiertas.

En el estudio de las propiedades físicas se distingue una primera etapa, con muestras pequeñas y de mala calidad; los datos obtenidos eran incluso contradictorios, y se llegó a pensar que sus propiedades físicas serían las intermedias entre las correspondientes a fases aproximadas cristalina y amorfa. Los estudios posteriores, realizados sobre mejores ejemplares, no son todavía suficientes para poder hacer una teoría generalizada. Algunos autores, como Janot (1992), sugieren que aceptar la fácil opción de que los cuasicristales tienen un orden intermedio entre los cristales periódicos y los materiales aleatorios, y aplicarles, por tanto los métodos que previamente han sido usados en la materia condensada, puede conducir a serios errores. Hay que emplear un tratamiento nuevo y específico para los cuasicristales. Quizá en el hecho de que hasta ahora no ha sido así, cree encontrar la causa de que los datos que se tienen no permitan formar un cuerpo de doctrina.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- JANOT, C. (1992): *Quasicrystals*, Clarendon Press, Oxford, 320 p.
- LEVINE, D. and STEINHARDT, P. J. (1984): *Quasicrystals: A new Class of Ordered Structures*, *Phys. Rev. Lett.*, 53 (26), 2477-2480.
- RONCHETTI, M. (1990): *A Bibliography of Quasicrystal*, *Per. Mineral.*, 59, 219-257.
- SHECHTMAN, D., BLECH, I., GRATIAS, D. and CAHN, J. W. (1984): *Metallic Phase with Long-Range Orientational Order and No Translational Symmetry*, *Phys. Rev. Lett.* 53 (20), 1951-1953.

MÉTODOS DE ANÁLISIS CUANTITATIVO EN MUESTRAS GEOLÓGICAS POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X.

MATESANZ, E.(1); ALONSO, J.(2); RODAS, M.(2); FERNANDEZ, J.M.(2).

(1) Philips Ibérica, S.A.E. Madrid.

(2) Departamento Cristalografía y Mineralogía. Fac. de Geología. U.C.M. Madrid.

El análisis cuantitativo por difracción de rayos X presenta aspectos particulares que dificultan su utilización en la práctica. Para evitar estos obstáculos los investigadores han ido desarrollando métodos que permiten obtener datos semicuantitativos con cierta rapidez y fiabilidad a partir de un difractograma. Hoy en día, con el desarrollo producido en el campo de la informática y su incorporación a los equipos de difracción, el análisis cuantitativo ha experimentado importantes mejoras, ofreciendo al investigador la posibilidad de seleccionar entre diferentes modelos de cuantificación el que mejor se ajusta a su problema.

El programa PC-APD, desarrollado por Philips para el control de sus difractómetros y posterior tratamiento de los datos de difracción, ofrece cinco modelos cuantitativos distintos que cubren la mayoría de las posibilidades de cuantificación por difracción de rayos X. Este programa se ocupa de la recogida de las medidas cuantitativas según los parámetros definidos por el usuario, de la obtención de las rectas de calibración, y del cálculo de concentraciones de las fases analizadas. Al utilizar criterios fijos en la recogida de datos, y al calibrar el sistema sobre el propio difractómetro y con muestras similares a las que se pretenden analizar, se consiguen valores de concentración más precisos.

En esta ocasión se han ensayado varios modelos cuantitativos incluidos en el programa PC-APD, utilizando muestras geológicas, con el objeto de analizar los resultados obtenidos y compararlos con los métodos tradicionales de cuantificación.

Con este fin se han seleccionado una serie de muestras pelíticas que presentan en su composición diferentes proporciones de cloritoide. El cloritoide es un mineral que habitualmente ocasiona problemas para su cuantificación mediante los métodos tradicionales en difracción de rayos X, ya que no se ha determinado su poder reflectante. Mediante los métodos utilizados en este trabajo, se puede conocer su concentración en una muestra determinada de una forma rápida y sencilla, con un error inferior al 1 %.

ESTUDIO Y CARACTERIZACIÓN VIBRACIONAL DE CROMO-CLORITA DE ERZERUM (TURQUÍA) MEDIANTE ESPECTROSCOPIA RAMAN, FT-RAMAN Y FTIR.

PRIETO, A.C. (1); MEDINA, J. (1); CASADO, J.M. (1); RULL, F. (1); BOIRON, M.C. (2); CATHELINÉAU, M.C. (2).

(1) Departamento de Física de la Materia Condensada, Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Valladolid.

(2) CREGU y GS CNRS-CREGU. Francia.

La cromo-clorita de Erzerum (Turquía) se presenta bien cristalizada con cristales automorfos de color rosáceo a violeta, exfoliación perfecta según su plano basal y secciones hexagonales. Su caracterización estructural mediante técnicas de difracción y fluorescencia de rayos-X, microscopía electrónica de barrido y transmisión con equipos de análisis puntual y superficial, termogravimetría dinámica y absorción UV-Visible, se recogen en un trabajo preliminar.

Esta caracterización previa es fundamental para correlacionar su contenido catiónico, coordinación, posición estructural en la red cristalina así como el politipo estructural con los datos de dinámica vibracional obtenidos a partir de los espectros Raman y micro Raman y de absorción FTIR.

Los registros Raman se han obtenido a temperatura ambiente mediante un espectrómetro XY de DILOR con detector multicanal mediante una barra de diodos con 700 intensificadores. Las radiaciones excitatrices han sido de λ : 488.0 y 514.5nm procedentes de un láser de Ar⁺ de Spectraphysics (modelo 2020-05). Los diversos rangos espectrales se han obtenido con una resolución de 4 cm^{-1} , en geometría de retrodifusión Raman, con el láser incidiendo perpendicular y paralelo al plano basal hexagonal (001), tanto en modo macroscópico como microscópico, en esta última configuración se utiliza un objetivo x100 equipado con óptica Nomarski sobre un microscopio Olympus BH2.

Los espectros de absorción infrarrojos se han obtenido sobre pastillas de KBr al 1% mediante un equipo BOMEM (serie MB 155), el cual consiste en un compartimento FT-Raman unido a un espectrómetro FT-IR Michelson MB155 que, así permite realizar ambos tipos de experiencias.

Las diversas sustituciones catiónicas tanto en capas tetraédricas como octaédricas e interlaminares produce importantes variaciones en el espesor de la lámina y en las distancias O...OH, fundamentalmente debido al exceso de carga negativa de los oxígenos superficiales de la capa laminar 2:1 y de los cationes octaédricos de la interlámina.

Por ello, es de suma importancia conocer el papel que la sustitución Cr-Al, Fe-Mg y Si-Al provocan en la dinámica vibracional de esta cromo-clorita mediante espectroscopía infrarroja y Raman. Y todo ello interrelacionado con los parámetros cristalocquímicos obtenidos en la caracterización previa del material, así como con los correspondientes análisis Raman e IR efectuados con anterioridad sobre diversas cloritas trioctaédricas naturales, con diferentes grados de sustitución Mg-Fe, Si-Al. (Prieto et al. 1990, 1991).

Para la atribución de bandas y picos espectrales experimentales a sus correspondientes modos de vibración se utilizan los modelos propuestos en los trabajos precedentes ya citados y suficientemente contrastados con resultados recogidos en la bibliografía existente sobre absorción IR de estos materiales.

Además, mediante la utilización de métodos de resolución espectral se analiza el perfil de banda por Transformadas de Fourier y mediante la cuantificación de la función de correlación adecuada, se pone de manifiesto la cristalinidad, sustitución y grado de diadoquía, así como el desorden estructural.

Finalmente, cabe resaltar que este tipo de filosilicatos, por su grado de desorden en la disposición periódica de sus átomos e iones dando lugar a variados politipos, son materiales muy adecuados para la normalización de este tipo de metodología y su aplicación en estudios de caracterización.

Prieto,A.C, Dubessy,J., Cathelineau,M. y Rull,F. (1990): Estudio y caracterización de Cloritas Trioctaédricas por espectroscopía Raman e Infrarroja". Bol.Soc.Esp. de Mineralogía, **13**, 25-34.

Prieto,A.C., Dubessy,J. and Cathelineau,M. (1991): Structure composition relationships in trioctahedral Chlorites: A vibrational Spectroscopy study. Clays and Clay Minerals, **39**(5), 531-539.

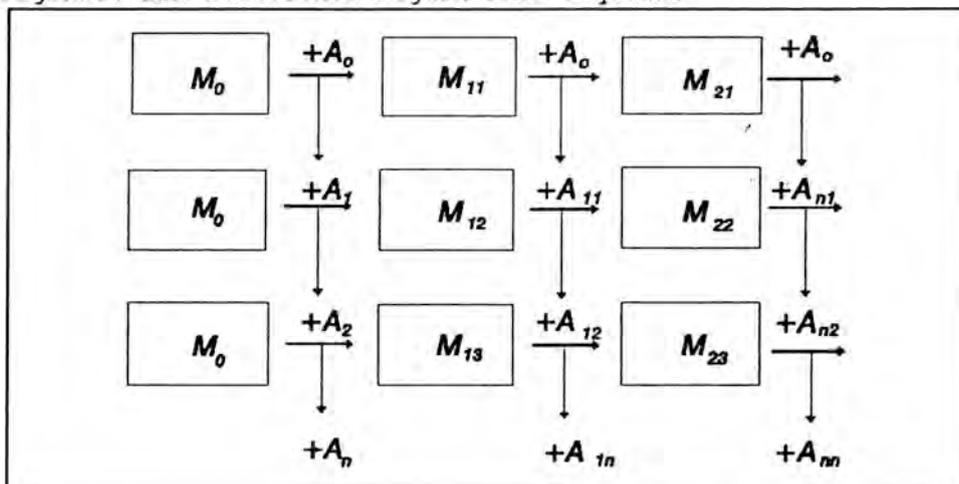
SIMULACIÓN EXPERIMENTAL DEL PROCESO DE LIXIVIACIÓN DE BENTONITAS MAGNÉSICAS POR AGUAS DE ORIGEN GRANÍTICO EN CONDICIONES HIDROTERMALES.

GARRALÓN, A.; CUEVAS, J.; LEGUEY, S..

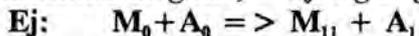
Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Fac. de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid.

Las bentonitas magnésicas de composición saponítica de la Cuenca de Madrid, han sido propuestas como candidato, para su empleo como material de relleno y sellado en el concepto español de almacenamiento profundo de residuos de alta actividad. Dentro de los ensayos de longevidad de las bentonitas se ha iniciado el estudio de su estabilidad hidrotermal en condiciones semejantes a las que se prevén en el emplazamiento.

Se realiza un tratamiento de la bentonita con un agua sintética similar a la obtenida de sondeos realizados en el área granítica del Berrocal. La composición corresponde a un agua bicarbonatada sódico-cálcica diluida (3 mmol/l) de pH=7.5. Los ensayos se han realizado a 45, 60 y 90°C empleando una relación agua:arcilla de 3:1, durante un mes, en digestores estancos de teflón. El agua y una cantidad de sólido se separan para su análisis, utilizando el resto de la arcilla para un nuevo tratamiento. La composición del agua extraída se sintetiza en el laboratorio, empleándola en una nueva reacción con la bentonita original. Las reacciones siguen éste esquema:



* M_0 : Bentonita original; * A_0 : Agua granítica sintética



Las distintas muestras obtenidas se han analizado para conocer la evolución de algunas propiedades mecánicas (volumen de hinchamiento y distribución de tamaño de partícula), de la composición mineralógica y química, tanto de la muestra total como de la fracción menor a $0.5 \mu\text{m}$, y de sus propiedades de intercambio catiónico y área superficial.

Los primeros resultados indican un cambio en la composición química del agua, tendiendo a ser de carácter bicarbonatado sódico aumentando la concentración salina (10 mmol/l) y estabilizándose el pH en torno a 8.0 en todo el rango de temperatura. La concentración de sílice disuelta presenta valores similares en los distintos lixiviados aumentando con la temperatura ($0.5\text{-}1 \text{ mmol/l}$). El predominio de los cationes monovalentes en la disolución aumenta en función de la temperatura en contraste con el predominio de cationes divalentes en la fase arcillosa que muestra una mayor selectividad por estos últimos. Los cambios en la constitución mineralógica y química de la arcilla son imperceptibles. Únicamente se observa un incremento en el volumen de hinchamiento indicando la posible disolución de cementos que favorecerían procesos de desagregación.

ESTUDIO DE LA DESHIDRATACIÓN DE LA EPSOMITA POR DRX, IR Y RAMAN.

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

(1) Departamento Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Valladolid.

(2) Departamento de Química Física. Universidad de Castilla la Mancha. Ciudad Real.

Las soluciones acuosas de Sulfato de Mg presentan un alto grado de asociación iónica tal y como se deduce de las medidas macroscópicas, conductividad, viscosidad, densidad, etc. Esta asociación iónica ha sido interpretada por varios autores a través del establecimiento de pares iónicos directos $MgSO_4$ (A.R. Davis y B.G. Oliver (1973)), mientras que otros la han interpretado en términos de pares iónicos separados por el solvente MgH_2OSO_4 (F.P. Davis et al. (1972)). Por otra parte, parece bien establecido que la esfera de hidratación $Mg(H_2O)_6$ es una unidad estructural bastante estable en soluciones acuosas de varias sales de Mg con diferentes aniones.

Dentro del contexto de un trabajo más general sobre los mecanismos de nucleación y crecimiento de sulfatos de Mg, Li, Na y diferentes sales dobles en solución acuosa resulta de interés estudiar la estabilidad de la esfera de hidratación y la variación de la interacción $Mg-SO_4$ durante el proceso de deshidratación de las sales más hidratadas.

Para ello se ha partido de la Epsomita (muestras naturales, productos comerciales y cristalizados en el laboratorio) y sobre la base de los diagramas obtenidos por DSC y TG se han caracterizado las diferentes fases de deshidratación por DRX.

Mediante espectroscopía Raman e IR se ha realizado un seguimiento de los modos de vibración del ión $SO_4^{=}$ y de los modos de vibración $Mg-H_2O$ en el paso por las diferentes etapas de deshidratación. Los resultados son a su vez comparados con los obtenidos sobre soluciones acuosas concentradas a las mismas temperaturas.

Se encuentra que la esfera $Mg(H_2O)_6$ es sumamente estable en el margen de temperaturas 5-85°C y que hay una estrecha correlación entre el comportamiento vibracional del ión $SO_4^{=}$ en la fase cristalizada y en solución acuosa en dicho intervalo. Estos resultados son a su vez utilizados en la descripción de los mecanismos de crecimiento de los diferentes hidratos de las sales de sulfato magnésico.

1- A.R. Davis, B.G. Oliver. (1973), *J. Phys. Chem.* **77**, 1315-1316.

2- F.P. Davis, C. Brown, D.R. Kester. (1972), *J. Phys. Chem.* **76** 3664-3668.

ESTUDIO POR ESPECTROSCOPIA IR Y RAMAN Y POR DRX DEL ESTADO DE ORGANIZACIÓN DEL CARBONO EN MUESTRAS METAMORFIZADAS DE GRAFITO DE LAS MONTAÑAS KITAKAMI (JAPÓN).

RULL, F.(1); DUBESSY, J.(2); MEDINA, J.(1); ALIA, J.M.(3); LANDAIS, P.(2); MOISSETTE, A.(2); OKUYAMA (4), Y.; ITAYA, T.(4).

- (1) Departamento Cristalografía-Mineralogía. Universidad de Valladolid.
- (2) CREGU (CNRS-77). Francia.
- (3) Departamento de Química Física. Universidad de Castilla la Mancha. Ciudad Real.
- (4) Fuel Geology Department. Geological Survey of Japan.

El estadio último de la evolución de la materia orgánica en la corteza continental es el grafito. No obstante, el estado de organización del carbono en las rocas metasedimentarias se encuentra mas o menos alejado del grafito, pudiendo relacionarse en muchos casos este estado con el desorden estructural perpendicular al eje c.

En este trabajo se ha realizado un estudio por DRX, IR y Raman del grado de organización del carbono en muestras provenientes de la aureola de metamorfismo de contacto del granito de Tono (Montañas Kitakami en el Noreste de Japón).

Debido al pequeño tamaño de grano de las muestras es importante poder caracterizar el estado de organización a escala del micrometro por lo que se ha utilizado fundamentalmente la micro-espectroscopía Raman.

Sobre los datos obtenidos se ha realizado un análisis por transformada de Fourier del perfil de banda con objeto de detectar las características espectrales del estado de organización del carbono. Estos resultados son comparados con los obtenidos por IR y ambos se han puesto en correlación con los de difracción.

Se correlacionan finalmente las componentes obtenidas y sus parámetros de banda (posición, anchura e intensidad integrada) con el grado creciente de metamorfismo.

COMPORTAMIENTO TÉRMICO DE EPIDOTAS Y ALLANITAS NATURALES.

ALVAREZ, M.A. (1); FELIU, M.J. (2); DOMINGUEZ, S. (3).

(1) Departamento Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola, Universidad de Sevilla.

(2) Departamento de Química-Física. Universidad de Cádiz.

(3) Departamento de Estructura y Propiedades de los Materiales. Universidad de Cádiz.

RESUMEN:

Se presenta un estudio comparativo mediante el empleo de I.R. y D.R.X. (Cámara de Alta Temperatura) del comportamiento térmico de diferentes ejemplares naturales de minerales del grupo de la Epidota: $A_2M_2Si_3O_{13}H$, previamente caracterizados por microscopía electrónica (MEB y Energía dispersiva de R.X).

Las muestras de epidotas utilizadas proceden de las siguientes localidades: Alicante, Archidona (Málaga), Burguillos del Cerro (Babajoz) (2), CEI y muestra de museo; siendo comparadas sistemáticamente con allanitas procedentes de Burguillos del Cerro, Wilverforce (Ontario, Canadá) y Trimouns (Francia), así como con una zoisita de Tanzania; en un intento de correlacionar los cambios estructurales que provoca, la entrada de tierras raras en su estructura (huecos A (2)).

La asignación de las principales bandas de absorción de los espectros I.R., así como los análisis ATD-TG de las muestras en estudio, permiten comprobar cambios estructurales que dependen de la diferente proporción de Ce + La en los miembros monoclinicos de este grupo de la epidota.

BIBLIOGRAFIA

ACQUAFREDDA, P.; CAGGIANELLI, A. and CITO, P. (1992): Allanite from granitoids of the Serre (Southern Italy): micro-analyses and SEM investigations. Electron Microscopy, vol. 2 EUREM 92. Granada. Spain. 551-552.

ARRIBAS, A. (1962): Mineralogía y Metalogía de los yacimientos españoles de uranio: Burguillos del Cerro (Badajoz). Estudios Geológicos, vol. XVIII, 173-192.

DOLLASE, W.A. (1968): Refinement of the crystal structures of epidote, allanite and hancockite. Amer. Mineral. 56, 447-464.

GREW, E.S.; ESSENE, E.J.; PEACOR, D.R.; SU, S.C. and ASAMI, M. (1991) Dissakisite-(Ce), a new member of the epidote group and the Mg analogue of allanite-(Ce), from Antarctica. Amer. Mineral. 76, 1990-1997.

LANGER, K. and RAITH, M. (1974): Infrared spectra of Al-Fe (III) - epidotes and zoisites, $Ca_2(Al_{1-p}Fe_p^{3+})Al_2O(OH)(Si_2O_7)(SiO_4)$. Amer. Mineral., 59, 1249-1258.

PEACOR, D.R. and DUNN, P.J. (1988): Dollaseite-Ce (magnesium orthite redefined): Structure refinement and implications for F^+ M^{2+} substitutions in epidote-group minerals. Amer. Mineral., 73, 838-842.

ESTUDIO DE LAS RELACIONES ENTRE FLUORUROS Y SILICATOS LAMINARES 1:1 Y 2:1 MEDIANTE TRATAMIENTO TERMICO.

JIMENEZ DE HARO, M.C.; SANCHEZ, P.J.; REREZ RODRIGUEZ, J.L.

Instituto de Ciencia de Materiales de Sevilla. C.S.I.C.

La introducción o inserción de flúor en la estructura de los aluminosilicatos con objeto de modificar sus propiedades físico-químicas ha merecido la atención de numerosos investigadores, conociéndose en la bibliografía varios fluoro-derivados de silicatos y silicatos laminares. Empleando diferentes condiciones experimentales, diversos compuestos conteniendo flúor pueden actuar sobre silicatos laminares y dar lugar a productos distintos, según la naturaleza de los reaccionantes, bien sea por síntesis hidrotermal, precipitación o reacciones químicas.

Sin embargo, existen aún diversos aspectos en este tipo de reacciones que no han sido suficientemente investigados, así como cierta controversia en la acción que ejercen los compuestos fluorados.

En el presente trabajo se ha realizado un estudio de los procesos que tienen lugar entre compuestos fluorados (HF , AlF_3 , NH_4HF_2 y NH_4F) y silicatos laminares de tipo 1:1 (caolinita) y 2:1 (pirofilita, talco y montmorillonita), con objeto de determinar los parámetros de reacción y realizar un análisis de la influencia de estos compuestos conteniendo flúor en la evolución de las fases de alta temperatura producidas por reacción. Se han llevado a cabo diversos tratamientos térmicos de mezclas de los silicatos laminares 1:1 y 2:1 con compuestos fluorados en diversas proporciones y distintos tiempos de reacción. Asimismo, se han realizado diversas experiencias empleando autoclave.

La identificación de las fases formadas se ha realizado mediante difracción de rayos X y microscopía electrónica de barrido, estudiando la composición mediante un analizador de energías dispersivas de rayos X.

Los resultados obtenidos han mostrado que, en el caso de silicatos laminares 1:1 (caolinita), la reacción con NH_4F o con HF está más favorecida que en los silicatos 2:1 (pirofilita), debido a que los grupos OH^- son más accesibles al ataque en el primer tipo de silicatos. De esta forma, si se parte de una mezcla de caolinita con pirofilita y se somete a un ataque con HF en condiciones adecuadas, la caolinita se ataca originando AlF_3 que posteriormente origina mullita, mientras que la pirofilita permanece en el medio sin reaccionar.

La acción del fluoruro en silicatos laminares es compleja. En realidad, la reacción se da en estado sólido y en la interfase gas-sólido, y por tanto, es difícil de estudiar. En estas reacciones influyen diversos factores, entre otros, la naturaleza de los compuestos empleados, la relación fluoruro/silicato, la temperatura, y el tiempo de duración del tratamiento. No obstante, si se considera la acción del NH_4F , los resultados obtenidos han mostrado que la reacción tiene lugar con la formación de hexafluoruro de aluminio y amonio y de criptohalita, de composición $(\text{NH}_4)_2\text{SiF}_6$. Por tratamiento térmico, esta criptohalita se disocia en SiF_4 , NH_3 y HF , y el hexafluoruro de aluminio y amonio se descompone en tetrafluoruro de aluminio y amonio, originando a su vez AlF_3 . La formación de mullita se produce por reacción del AlF_3 con el silicato, y posiblemente sea de composición $2\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$.

Sin embargo, si se considera la acción del HF (añadido o *in situ*), se puede producir una apertura parcial de la estructura de la caolinita y de la estructura defectuosa de la metacaolinita. Además, puede darse una sustitución de grupos OH^- por F^- , al ser ambos de similar radio iónico, formándose una fase transitoria de silicato de aluminio conteniendo flúor, reacción con Si de la red y eliminación como SiF_4 , descomponiéndose las fases resultantes con el aumento de temperatura en compuestos más estables como corindón y mullita.

Los resultados obtenidos son de interés, puesto que la presencia de fluoruros en el medio induce que la formación de fases cristalinas como mullita y cristobalita, las cuales se forman a alta temperatura en la descomposición de los silicatos 1:1 y 2:1, se produzca a temperaturas mucho más bajas.

DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑOS DE PORO EN GOETHITA TRATADA MECÁNICA Y TÉRMICAMENTE.

CORNEJO, J.; RENDON, J.L.

Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología de Sevilla. CSIC.

La mayoría de los minerales tras un tratamiento térmico, químico ó mecánico suelen mostrar unas propiedades superficiales e incluso estructurales distintas de las originales. En el caso de la goetita Rendón y col.(1983 a,b) estudiaron los cambios texturales sufridos tras tratamientos térmicos y mecánicos. Un estudio similar han realizado mas recientemente Cornejo y Hermosin (1988) sobre otro oxohidróxido de hierro, la lepidocrocita.

En el presente trabajo se estudia la distribución diferencial de tamaños de poro de la goetita tras su tratamiento a distintas temperaturas de calentamiento y diversos tiempos de molienda. Se han aplicado los métodos de Dollimore y Heal (1964), que supone una geometría de poros de forma cilíndrica y el de Lippens y col.(1964) basado en poros en forma de platos paralelos, para analizar la mesoporosidad de las muestras estudiadas.

Por aplicación de los métodos anteriormente citados se ha observado que existe una alta proporción de mesoporos de radio pequeño en las muestras calentadas entre 200 y 300°C. Por otro lado, en la muestra tratada a 150 °C se aprecia un pequeño máximo a valores de radio de poro de 60 Å que se desplaza a valores mas bajos cuando los tratamientos se realizan a temperaturas superiores, llegando a desaparecer a 300°C. En las muestras tratadas mecánicamente se encontró una distribución similar, pudiendo establecerse un paralelismo entre temperatura 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, lo que en este caso a su vez tiene una estrecha relación con la transformación de goetita en hematites que tiene lugar durante ambos procesos.

BIBLIOGRAFIA

- Cornejo, J. y Hermosin, M.C. 1988. Evolution of porosity and changes in heat treated lepidocrocite. *J.Soil Science*, 39,265-274.
- Dollimore,D. y Heal,G.R.1964.An improved method for the calculation of pore size distribution from adsorption data. *J.Appl.Chem*,14,109-116.
- Lippens,B.C., Linsen,B.G. y de Boer,J.H. 1964.Studies on pore systems in catalysts.I.The adsorption of nitrogen;apparatus and calculation. *J.Catalysis*,3,32-46.

- Rendón J.L., Cornejo, J., Arambarri, A. y Serna, C.J. 1983a. Pore structure of thermally treated goethite. *J. Colloid Interface Science*, 92, 508-516.
- Rendón, J.L., Cornejo, J. y Arambarri, P. 1983b. Grinding-induced effects on goethite. *J. Colloid Interface Science*, 94, 546-551.

VARIACIÓN DE LA POROSIDAD DE ARCILLAS EN PRESENCIA DE ÓXIDOS DE HIERRO.

CELIS, R.; HERMOSÍN, M^o C.; CORNEJO, J.

Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología de Sevilla.
C.S.I.C.

Como es bien conocido, la importancia de los óxidos de hierro en los suelos radica no solo en la existencia en los mismos como partículas aisladas sino fundamentalmente por su capacidad de asociación a otros componentes, principalmente minerales de la arcilla. Conocer los mecanismos que controlan la formación de este tipo de complejos, así como el cambio en sus propiedades, consecuencia de los procesos de asociación, nos ayudarán a comprender las características físico-químicas de los suelos.

En el presente trabajo se ha llevado a cabo un procedimiento original de síntesis de complejos caolinita-óxido de hierro y montmorillonita-óxido de hierro, con distintas relaciones arcilla/óxido, basado en el método de Russell (1979) para la síntesis de ferrihidrita. Con el fin de estudiar comparativamente las propiedades texturales, superficie específica y porosidad, de los complejos de caolinita y montmorillonita, el procedimiento de elaboración ha sido el mismo para el caso de ambas arcillas y se ha variado sólo la cantidad de Fe³⁺ presente al inicio de la síntesis.

Las isotermas de adsorción de nitrógeno a 770K fueron todas del tipo IV según la clasificación BDDT (Brunauer, Deming, Deming & Teller, 1940) con bucles de histéresis del tipo B (Gregg & Sing, 1982). La aplicación del método BET (Brunauer, Emmett & Teller, 1938) llevó a valores de superficie específica de los complejos que aumentaban con la cantidad de Fe³⁺ inicial tanto en el caso de la caolinita como en el de la montmorillonita, pero el aumento fue más acusado en el segundo caso para el que 120mg Fe/g arcilla llevaron a multiplicar por 6 la superficie específica de la arcilla original. Por otra parte, las curvas de distribución de tamaños de poros obtenidas con los complejos montmorillonita-óxido de hierro con mayores proporciones de óxido mostraron la aparición de un máximo a un radio coincidente con el del tamaño de poro más abundante en la ferrihidrita. La aparición de este pico no fue tan evidente en el caso de la caolinita, lo que hace indicar, junto con los valores de superficie específica, un menor grado de asociación del óxido con dicha arcilla.

Finalmente, las gráficas de distribución de tamaños de poros basadas en el modelo de poro cilíndrico obtenidas a partir de las curvas de intrusión de mercurio mostraron que la presencia del óxido de hierro provoca una homogeneización de las curvas de distribución equilibrando los porcentajes de poros de todos los tamaños. Este hecho también fue mucho más acusado para montmorillonita que para caolinita.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Brunauer S., Deming L.S., Deming W.S. and Teller E. 1940. On a theory of the Van der Waals adsorption of gases. J. of Amer. Chem. Soc., 62.1723-1732.
- Brunauer S., Emmett P.H. and Teller E. 1938. Adsorption of gases in multimolecular layers. J. of Amer. Chem. Soc., 60.309-319.
- Gregg S.J. and Sing K.S.W. 1982. Adsorption. Surface Area and Porosity. 2nd Ed. Academic Press. London. 303 p.
- Russell J.D. 1979. Infrared spectroscopy of ferrihydrite: evidence for the presence of structural hydroxyl groups. Clay Minerals. 14.109-114.

CINÉTICA DE LA TRANSFORMACIÓN HAUSMANITA--->CRIPTOMELANA EN MUESTRAS DE ORIGEN SINTÉTICO.

DIAZ DE MERA, Y. (1); ALIA, J.M. (1); GARCÍA, F.J. (2).

(1) Departamento de Química Física. Univ. Castilla-La Mancha. Ciudad Real.

(2) Departamento de Edafología y Mineralogía. Univ. Castilla-La Mancha. Ciudad Real.

Si bien es un hecho conocido que, en muestras de origen natural, la hausmanita -una espinela distorsionada- puede obtenerse por calentamiento en aire de criptomelana a 800 °C, el proceso no está, según nuestro conocimiento, suficientemente aclarado. Resulta, por otra parte, curioso que una reacción llevada a cabo en condiciones oxidantes pueda conducir a una fase aparentemente más reducida que el producto de partida, ya que el número de oxidación medio para el manganeso no llega a 3 en la hausmanita, acercándose a 4 en la criptomelana.

En el presente trabajo, se aborda el estudio de la reacción de oxidación hausmanita \rightarrow criptomelana. Se comienza por presentar los resultados de la calorimetría diferencial de barrido (DSC) en hausmanitas sintéticas con diversos contenidos en potasio, señalándose la presencia de dos picos endotérmicos situados, aproximadamente, a 140 y 180 °C. Dichos picos parecen estar fuertemente condicionados por la cantidad de potasio en la hausmanita de partida.

A dichas temperaturas, se sigue la transformación a través de difracción de rayos X y espectroscopía infra-roja. La conclusión más importante es la confirmación de la influencia del potasio sobre los parámetros propios de la cinética y sobre el resultado final de la transformación. La aparente contradicción con el hecho experimental, ya comentado al principio, de la transformación inversa en especies de origen natural, podría aclararse teniendo la cuenta la presencia en las mismas -constatable analíticamente- de pequeñas cantidades de especies reductoras (materia orgánica, por ejemplo).

SINTESIS DE HAUSMANITA Y CRIPTOMELANA. INFLUENCIA DE CATIONES MONOVALENTES SOBRE EL PROCESO.

ALIA, J.M.(1); DIAZ DE MERA, Y.(1); GARCIA, F.J.(2).

(1) Departamento de Química Física. Universidad de Castilla-La Mancha. Ciudad Real.

(2) Laboratorio de edafología y Mineralogía. Universidad de Castilla-La Mancha. Ciudad Real.

Se presenta un nuevo método de síntesis de hausmanita a baja temperatura, consistente en la oxidación de Mn(II) por agua oxigenada en medio fuertemente alcalino. La hausmanita así obtenida, es transformada fácilmente en criptomelana a temperaturas moderadas (170 - 190 °C), consiguiéndose fases de cierta cristalinidad mediante *annealing* a 400 °C durante 72 horas.

Se han estudiado algunos factores influyentes sobre la síntesis, cuales son la temperatura, el exceso de oxidante, la concentración del medio alcalino y el catión monovalente en presencia.

La conclusión más significativa es la que respecta al último factor mencionado: parece claro que sólo en presencia de potasio puede llevarse a cabo la síntesis de hausmanita y, posteriormente, de criptomelana. Si el catión monovalente en presencia es el litio, se obtienen fases amorfas que no se transforman por tratamiento térmico en ningún óxido de manganeso descrito. La presencia de sodio, conduce a la síntesis de una fase que muestra cierta coincidencia -a nivel de patrón de difracción de rayos X- con la hausmanita sódica, aunque dicha fase no se transforma en criptomelana al calentar. En medio de hidróxido amónico, se produce simplemente la precipitación de un hidróxido mixto de Mn (II y III), aunque la oxidación es sólo muy parcial, dada la poca alcalinidad en presencia.

ESTUDIO DE LA ADSORCIÓN DE Ni Y Co POR CRIPTOMELANA SINTÉTICA.

GARCÍA, F.J. (1); ALIA, J.M. (2); DIAZ DE MERA, Y. (2).

(1) Laboratorio de Edafología y Mineralogía. Universidad de Castilla la Mancha. Ciudad Real.

(2) Departamento de Química Física. Universidad de Castilla la Mancha. Ciudad Real.

La presencia de óxidos de manganeso(IV) con contenidos importantes de Ni y Co en el Campo de Calatrava (Ciudad Real), se encuentra actualmente bien documentada⁽¹⁾. La posibilidad de obtener muestras sintéticas de criptomelana -el óxido mayoritario en los yacimientos mencionados- nos ha llevado a realizar un estudio a propósito de las condiciones de adsorción de ambos cationes en dicho material.

El trabajo pretende evidenciar la influencia sobre la adsorción de factores como la temperatura, el contenido en potasio de la criptomelana y su cristalinidad -relacionada con el grado de *annealing* al que se ha sometido a la muestra durante la síntesis-, así como la posible competencia entre ambos cationes por la fijación en los túneles.

Referencia

(1) A. CRESPO ZAMORANO. *Geología, mineralogía y génesis de los yacimientos de Mn cobaltífero del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid. 1992

CARACTERIZACIÓN DE UNA SAPONITA CON VISTAS A SU ACTIVACIÓN ACIDA.

VICENTE, M.A. (1 y 2); SUAREZ, M. (3); LOPEZ, J. de D. (1) y BAÑARES, M.A. (2).

(1) Departamento de Química Inorgánica. Fac. Ciencias de Valladolid.

(2) Departamento de Química Inorgánica. Universidad de Salamanca.

(3) Área de Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Salamanca.

INTRODUCCION.

La saponita es un filosilicato tipo 2:1 trioctaédrico, en el que iones Mg(II) ocupan las posiciones octaédricas. Su fórmula mineralógica es $[\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x][\text{Mg}_{3-y}(\text{Al,Fe})_y]\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{M}^{\text{I}}_{x-y}\cdot n\text{H}_2\text{O})$, que deriva de la fórmula teórica del talco $\text{Si}_4\text{Mg}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. En la variedad ferrosa de la saponita una determinada cantidad de Fe(II, III) sustituye al Mg(II) octaédrico, siendo esta sustitución importante a partir de una relación $\text{Mg}/\text{Fe}_{\text{total}}$ de 5:1.

La estructura de la saponita es muy similar a la de la beidellita y la vermiculita. Suquet (1975) encontró que presenta celdillas unidad monoclinicas, de dimensiones aproximadas de $5 \times 9 \text{ \AA}$, $\beta = 97-100^\circ$ y un espaciado interlamilar de unos 15 \AA . Las propiedades adsorbentes de este silicato están siendo bastante estudiadas en los últimos años (Suquet, 1975; Watanabe & Sato, 1988).

EXPERIMENTAL.

La saponita utilizada en el presente trabajo es una muestra ferrosa procedente del yacimiento de Griffith Park (California, USA), variedad denominada griffithita, suministrada por la empresa Minerals Unlimited (Ridgecrest, California). Nos fue suministrada en forma de roca basáltica que contiene el silicato en pequeñas esférulas de 1 mm de diámetro. El silicato fue obtenido tras molido del basalto, dispersión en agua y extracción de la fracción menor de 2 micras. El sólido así obtenido resultó ser de una gran pureza, como se comprueba al comparar su DRX con el único patrón JCPDS existente para saponita ferrosa. Destaca en el DRX de la muestra el espaciado basal del silicato, que es de 14.9 \AA , aumentando hasta

16.7 Å al solvatar con etilenglicol y disminuyendo hasta 9.8 Å al calcinar a 550°C. La reflexión (060) se sitúa en 1.53 Å, valor correspondiente a esmectitas trioctaédricas. El valor del índice de Biscaye, I_B , (Biscaye, 1965) en el agregado orientado de esta muestra resultó ser de 0.98. Estos valores son muy similares a los encontrados por Post (1984) para la saponita de Ballarat (California).

El análisis cuantitativo de la muestra realizado sobre los DRX por el "Método de los Poderes Reflectantes" (Martín Pozas, 1975) dio una composición de filosilicatos:52%, cuarzo:4% y anortita:44% para el basalto original y esmectita:98% y caolinita:2% para la fracción menor de 2 micras.

Tras realizar el análisis químico de la muestra se obtuvo la siguiente fórmula mineralógica: $[\text{Si}_{3.46} \text{Al}_{0.54}] [\text{Mg}_{1.46} \text{Fe}_{0.79} \text{Al}_{0.14} \text{Mn}_{0.03} \text{Ti}_{0.02}] \text{O}_{10} (\text{OH})_2 [\text{Ca}_{0.31} \text{Na}_{0.10}]$.

Para concluir la caracterización se estudió el comportamiento térmico del silicato, mediante sus correspondientes diagramas ATD y ATG. La curva ATG muestra como principales efectos una primera pérdida de peso, a 140°C, atribuible al agua adsorbida y otra posterior, entre 850-900°C, debida a la pérdida de los hidroxilos de constitución. Esto se refleja en la curva ATD como un intenso pico endotérmico centrado a 140°C para el primer efecto y otro, también endotérmico y mucho más débil, situado a 830°C. Tras este último proceso de deshidroxilación se forma MgSiO_3 (enstatita), así como óxido y/o silicato de hierro. Post (1984) encontró estos efectos a 140 y 810°C, por lo que parece que la naturaleza ferrosa de nuestra muestra retrasa el proceso de deshidroxilación.

BIBLIOGRAFIA.

- Biscaye, P.E. (1965) Amer. Bull. **76**, 803-832.
- Martín Pozas, J.M. (1975) Análisis cuantitativo de fases cristalinas por DRX. En *Difracción de muestras policristalinas. Método de Debye-Scherrer*. Ed. ICE- Univ. de Valladolid.
- Post, J.L. (1984) Saponite from near Ballarat, California. *Clays and Clay Minerals*, **32**(3), 147-153.
- Suquet, H.; de la Calle, C. and Pezerat, H. (1975) Swelling and structural organization of saponite. *Clays and Clay Minerals*, **23**, 1-9.
- Watanabe, T. and Sato, T. (1988) Expansion characteristics of montmorillonite and saponite under various relative humidity conditions. *Clay Sci.*, **7**, 129-138.

INTERESTRATIFICACIÓN ARTIFICIAL POR INTERCALACIÓN DE ACETAMIDA EN LA VERMICULITA DE SANTA OLALLA.

RUIZ CONDE, A.; JUSTO, A.; RUIZ AMIL, A.

Instituto de Ciencias de los Materiales de Sevilla. C.S.I.C.

La intercalación de acetamida entre las láminas de vermiculita, procedente de Santa Olalla (Huelva), da lugar a una interestratificación artificial.

Láminas de esta vermiculita, y agregados orientados de la misma, tratadas con acetamida a 100°C durante varios días fueron estudiadas por las siguientes técnicas:

-Difracción de Rayos X. Los difractogramas de difracción de rayos X se han realizado en un difractómetro Siemens D-501 equipado con monocromador y utilizando la radiación $\text{CuK}\alpha$, que proporcionan los datos necesarios para el análisis de la interestratificación producida.

-Microscopía Electrónica. Esta técnica se ha empleado para observar los posibles cambios de morfología del material después del tratamiento con la acetamida, haciendo uso de un equipo ISI-SS-40 con analizador de energías dispersivas de rayos X KeveX 8000.

-Espectroscopía de Infrarrojos y Análisis Térmico Diferencial. Se emplearon estas técnicas con el fin de completar el estudio estructural del material después del tratamiento con la acetamida. El equipo de espectroscopía de Infrarrojos es un Nicolet 510 FTIR, y el equipo de análisis térmico diferencial es un Setaram 92-16.18.

Los cálculos que conlleva este estudio se llevaron a cabo por medio del programa Inter (Vila y Ruiz Amil, 1988; Ruiz Amil et al., 1992) que permite el análisis de estructuras interestratificadas de dos componentes por medio del método de las transformadas de Fourier (MacEwan, 1958).

Se puede llegar a la conclusión de que el proceso de intercalación de acetamida en la vermiculita da lugar a una interestratificación entre capas con proporciones diferentes de acetamida.

Bibliografía

MacEwan, D.M.C. (1958), *Kolloidzeitschrift* **156**, 61-67.

Ruiz Amil, A., Aragón de la Cruz, F., Vila, E. and Ruiz Conde, A. (1992). Study of a material from Libby, Montana, containing vermiculite and hydrobiotite: intercalation with aliphatic amines. *Clay Minerals*, **27**, 257-263.

Vila, E. & Ruiz Amil, A. (1988), *Powder Diff.*, **3**, 3-11.

CARACTERIZACIÓN DE SÍLICE FIBROSA OBTENIDA POR TRATAMIENTO ACIDO DE PALIGORSKITA.

SUAREZ, M.(1); FLORES, L.V.(2); VICENTE, M.A.(2); NAVARRETE, J.(1); MARTÍN POZAS, J.M.(1).

(1) Area de Cristalografía y Mineralogía. Departamento de Geología. Universidad de Salamanca.

(2) Departamento de Química Inorgánica. Universidad de Salamanca.

En el presente trabajo se estudia, por diversas técnicas, la sílice obtenida por ataque de la paligorskita mediante tratamiento ácido. La paligorskita utilizada procede del yacimiento de Bercimuel (Segovia), en el que este mineral se asocia a illita, cuarzo y en menor proporción a feldespatos, esmectitas, caolinita y a un interestratificado irregular illita-esmectita (Suárez, et al., 1989). El tratamiento se ha realizado con HCl 7N sobre la muestra natural y sobre la fracción menor de dos micras. Las muestras obtenidas tras lavado y filtración han perdido más de 30% del peso inicial; por DRX se observa que no presentan ningún pico correspondiente a la paligorskita, estando caracterizadas por una ancha banda de difracción correspondiente a sílice amorfa, sobre la que aparecen los picos del cuarzo, feldespatos y micas que no han sido atacados en ese medio ácido.

En el análisis químico de las muestras obtenidas se comprueba que éstas están compuestas por SiO₂ (>90%) con pequeñas cantidades de Ti, Fe, Mg, y un 5-6% de Al₂O₃, todos ellos correspondientes a las impurezas que persisten en la muestra. Por el contrario, analizando el contenido de los distintos cationes en las disoluciones obtenidas por lavado y filtración de las muestras hasta eliminación de cloruros se encuentran importantes contenidos de Mg y Al principalmente, así como de Fe y Ti, pudiendo deducir que se ha producido una disolución de la capa octaédrica de la paligorskita.

El estudio térmico (por ATD y ATG) de las muestras obtenidas y de las de partida, revela también la destrucción de la estructura de la paligorskita, ya que los cuatro efectos endotérmicos característicos del mineral fibroso y correspondientes a la progresiva pérdida de los distintos tipos de agua de la paligorskita (adsorbida, zeolítica, coordinada y de estructura) no son observables en las muestras tratadas, donde sólo se identifican dos pérdidas de peso en las regiones

de baja y alta temperatura, correspondientes al agua adsorbida en superficie y a la ruptura de los grupos silanoles, respectivamente.

Los resultados obtenidos por espectroscopía IR son concordantes con los de Mendelovici (1973), observándose una simplificación de la primera y segunda regiones del espectro, y la existencia de importantes modificaciones en la región de bajas frecuencias, pudiendo destacarse como significativas la aparición de una banda a 950cm^{-1} debida a la vibración de los grupos silanoles, y la definición de una nueva banda a 1090cm^{-1} relacionada con la formación de la sílice.

La superficie específica de las muestras de paritda, calculada aplicando el método BET ($185\text{m}^2/\text{g}$), aumenta con el tratamiento llegando a $250\text{m}^2/\text{g}$, si bien la forma y tipo de las isoterma de adsorción-desorción de nitrógeno obtenidas (Tipo II) y de los ciclos de histéresis (tipo H4) no varían, indicando una cierta "continuidad textural" que se pone de manifiesto a través del estudio por Microscopía Electrónica de Transmisión, observándose la morfología fibrosa, tanto de la paligorskita como de la sílice obtenida por tratamiento ácido del mineral arcilloso, de manera similar a los resultados obtenidos por González et al., (1984), quienes obtienen sílice fibrosa por tratamiento ácido de sepiolita.

La obtención de sílice por este método puede ser tenida en cuenta como proceso competitivo frente a la obtención de la misma por precipitación para su uso con fines industriales.

BIBLIOGRAFIA

González, L., Ibarra, L. M., Rodríguez, A., Moya, J. S. y Valle, F. J. (1984): Fibrous silica gel obtained from sepiolite by HCl attack. *Clay Miner.*, **19**, 93-98.

Mendelovici, E. (1973): Infrared study of attapulgite and HCl treated attapulgite. *Clays and Clay Miner.*, **21**, 115-119.

Suárez, M., Armenteros, I., Navarrete, J. y Martín Pozas, J.M. (1989). El yacimiento de paligorskita de Bercimuel. Génesis y propiedades tecnológicas. *Stv.Geol.Salmant.* **XXVI**, 27-46.

COMPARACIÓN DE LA ADSORCIÓN SIMULTÁNEA Y SUCESIVA DE LOS METALES PESADOS CADMIO Y ZINC RESPECTO A UN PLAGUICIDA CATIONICO SOBRE MONTMORILLONITA.

UNDABEYTIYA, T.; MAQUEDA, C.; MORILLO, E.

Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología. Sevilla.

La persistencia de agroquímicos y metales pesados en suelos depende principalmente de las reacciones de adsorción-desorción que tienen lugar con sus componentes. Los minerales de la arcilla son los componentes inorgánicos más importantes de la fracción arcilla de los suelos desde el punto de vista de la adsorción. Su importancia proviene además de su abundancia, de los altos valores de superficie específica y capacidad de cambio, y en el caso de la montmorillonita de su apreciable superficie interna, accesible a moléculas orgánicas de gran tamaño.

Los metales pesados son contaminantes significativos en aguas subterráneas y sistemas suelos, cuya movilidad y consiguiente toxicidad, puede ser retardada o aumentada debido a la presencia de solutos orgánicos que afecten las reacciones interfaciales que tengan lugar con los metales pesados, al modificar la adsorptividad superficial mineral. De aquí que el objeto de este trabajo sea determinar en qué medida puede verse afectada por la presencia de un soluto orgánico, un plaguicida cationico como el clordimeform, la adsorción de los metales pesados cadmio y zinc sobre un mineral de la arcilla.

La arcilla usada es una montmorillonita estándar (SAZ-1) cuya capacidad de intercambio cationico (CEC) es 120 meq/100g de los que 108 meq corresponden a calcio y magnesio (90% CEC). El plaguicida usado es clordimeform (N'-(4-cloro-2-metilfenil)-N,N-dimetil-metanoimidamida). Este plaguicida se ioniza completamente en agua dando el catión clordimeform y el anión cloruro. Los experimentos de adsorción fueron hechos por triplicado en tubos de centrifuga de polipropileno de 50 ml, agitando durante 24 h 0.1 g de arcilla con 20 ml de soluciones que contenían varias concentraciones de clordimeform y/o metal pesado (Cd o Zn). El rango de concentración usado fue 0.1, 0.3, 0.5 y 1.0 mM para el clordimeform, y 5, 10, 20 y 30 ppm para los metales pesados. Todos los experimentos fueron realizados en medio 0.01 N de NaCl para mantener la fuerza iónica constante. El clordimeform y los metales adsorbidos fueron calculados como la diferencia entre sus concentraciones antes y después del equilibrio. La concentración de clordimeform fue determinada espectrofotométricamente a 240 nm. Los cationes inorgánicos Ca^{2+} y Mg^{2+} (liberados durante la adsorción de clordimeform y/o los metales pesados), y el zinc y cadmio fueron determinados por espectroscopía de absorción atómica (AAS).

La montmorillonita adsorbe menor cantidad de cadmio que de zinc en experiencias realizadas en las mismas condiciones y en ausencia de plaguicida, lo cual puede ser atribuido a su menor

y mayor carácter fuerte respectivamente, según el principio HSAB con respecto a los cationes calcio que saturan las posiciones interlaminares de la montmorillonita. La adsorción de zinc es siempre mayor en ausencia de clordimeform que cuando se adsorben simultáneamente ambos solutos o en el caso en que se haya tratado previamente con el plaguicida (adsorción sucesiva). La menor adsorción de zinc en presencia de clordimeform puede ser debido a la competencia entre ellos por las posiciones de carga permanente y en el caso del zinc adsorbido en los bordes (posiciones de carga variable), la adsorción del metal es más difícil debido a la adsorción física de las moléculas del plaguicida en la superficie externa de la montmorillonita. La adsorción de cadmio aumenta al tratar previamente la arcilla con clordimeform respecto a la adsorción libre de éste, disminuyendo en presencia del plaguicida, y en mayor medida cuanto mayor sea su concentración, lo que sugiere una fuerte competencia del plaguicida por las posiciones interlaminares.

La diferencia de comportamiento de la montmorillonita frente al cadmio y zinc puede explicarse como consecuencia del mayor carácter débil de ácido de Lewis del cadmio, que presenta una menor tendencia que el zinc por las posiciones interlaminares ocupadas por el calcio (ácido de Lewis muy fuerte), por lo que al abrir las láminas previa adsorción del plaguicida, se facilita su penetración. Además el clordimeform que se desorbe es muy poco originando muy poca competencia por estas posiciones superficiales. La competencia por estas posiciones será muy acusada en la adsorción simultánea de Cd y plaguicida frente a la realizada en ausencia de éste.

La adsorción de clordimeform también se ve modificada por la presencia de un metal pesado u otro. Para todas las concentraciones de zinc, la adsorción de clordimeform disminuye cuando el plaguicida se adsorbe simultáneamente con el metal, pero aumenta cuando se adsorbe éste previamente al plaguicida, indicando un intercambio catiónico más favorecido entre el plaguicida y el Zn que con el calcio de las posiciones laminares. En el caso del cadmio, la adsorción de clordimeform aumenta con respecto a la isoterma de adsorción en ausencia de cadmio, tanto para la adsorción simultánea de ambos solutos como en la adsorción de plaguicida sobre montmorillonita tratada previamente con cadmio. Esta diferencia en cuanto a la adsorción de plaguicida en presencia de un metal u otro puede atribuirse a que el reemplazamiento clordimeform-Zn se encuentra no tan favorecido como en el caso del cadmio que es un ácido de Lewis muy débil, y por tanto en la adsorción simultánea de plaguicida y zinc, el metal pesado ejercerá un mayor efecto competitivo por las posiciones interlaminares.

Los resultados presentados son de gran interés medioambiental al estudiar conjuntamente la movilidad de solutos orgánicos y metales pesados, ya que las propiedades superficiales de los minerales respecto de los contaminantes inorgánicos se ven modificadas por la presencia de moléculas orgánicas y viceversa.

MINERALOGIA DE ALGUNOS SUELOS FERSIALITICOS DEL SURESTE DE ESPAÑA.

FERNANDEZ, M.T.; DELGADO, M.J.; FAZ, A.; ORTIZ, R.

Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología. Facultad de Química. Universidad de Murcia.

En el Sureste español suelen aparecer de forma esporádica y muy aislada, suelos fersialíticos en condiciones climáticas áridas y semiáridas, formados a partir de rocas muy diversas. Se han seleccionado para este estudio cinco perfiles representativos de estos suelos situados en las provincias de Murcia y Almería. Dos de ellos desarrollados a partir de esquistos y filitas, uno formado sobre calizas y los dos restantes han evolucionado a partir de rocas andesíticas.

Este trabajo tiene como objeto el estudio mineralógico de las arcillas y de la fracción pesada de la arena fina de estos suelos, con el fin de establecer la génesis y evolución de los minerales presentes.

Están caracterizados por una secuencia de horizontes de tipo A- Bt-Ck o A-Bt-R, no o muy poco calizos en superficie, cuyo rasgo de mayor relevancia es presentar un horizonte B de acumulación de arcilla, que tiene el carácter de argílico (Soil Survey Staff, 1990), con un marcado color rojizo (2.5YR-5YR en las claves Munsell de colores). Estos suelos han sido afectados por diferentes procesos edafogénicos, entre los que destacan los de descarbonatación, rubefacción e ilimerización. Para que se produjeran es necesario considerar que su evolución tuvo lugar bajo un clima distinto al actual, caracterizado por precipitaciones abundantes con fuertes contrastes estacionales y elevadas temperaturas (Guerra, 1972; Alías y Albaladejo, 1978; Bech y Vallejo, 1984; Ortiz et al, 1993).

Los filosilicatos presentes en estos suelos son ilita, caolinita, vermiculita y clorita, apareciendo también cuarzo, hematites y, excepto en el perfil desarrollado a partir de caliza, feldespatos. Hay significativas diferencias cuantitativas de unos perfiles a otros y, a veces, entre los diferentes horizontes de un mismo perfil.

La fracción pesada de la arena fina es muy escasa y disminuye en general con la profundidad. En todos los perfiles son muy abundantes los opacos naturales llegando a constituir en algunos casos alrededor del 90% de la fracción. En los perfiles desarrollados sobre filitas son también muy numerosos los agregados policristalinos (moscovita, cuarzo y clorita) llenos de inclusiones opacas, de tal manera que sólo se han podido contabilizar algunos granos transparentes entre los que clorita y turmalina son los más frecuentes. La mineralogía del perfil sobre caliza, está constituida por la asociación epidota-turmalina-granate, con ligera disminución de la epidota en profundidad y aumento de hornblenda y clinopiroxeno. Los suelos desarrollados sobre rocas volcánicas, revelan la composición mineralógica del material original. En uno predominan granate, hornblenda, cloritoide y biotita, con un decrecimiento progresivo

de granate en profundidad y aumento en el contenido de biotita y hornblenda, mientras que en el otro son mayoritarios hornblenda y piroxenos (orto y clinopiroxenos) en el horizonte de superficie.

Atendiendo a los resultados obtenidos se aprecian una superposición de procesos que justifican la presencia de los minerales presentes en la fracción arcilla. Algunos de los minerales son heredados de sus respectivos materiales originales, como ocurre con la ilita, clorita, cuarzo y feldspatos. Sin embargo, la caolinita hay que considerar que se ha originado en el proceso de fersialitización que caracteriza a estos suelos, que ha consistido en una fuerte alteración química de la roca madre, fundamentalmente de los silicatos ferromagnesianos, que provocó una neoformación de caolinita a partir de los productos de alteración, junto a una liberación de hierro que pasaría a estados de deshidratación, en forma de hematites, impartiendo al suelo un marcado color rojo característico de la rubefacción. También tuvo lugar una transformación de ilita en vermiculita, menos intensa en los suelos desarrollados sobre andesitas, mineral este último más susceptible de sufrir el proceso de ilimerización con la consiguiente acumulación en el horizonte B.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Alías, L. J. y Albaladejo, J. (1978): Mineralogía y génesis de suelos con horizonte B textural sobre rocas volcánicas en el Sureste de España. *An. Edafol. Agrobiol.* 37, 165-185.
- Bech, J y Vallejo, V. R. (1984): Estudio de los suelos fersialíticos de la Depresión Central Catalana. *I Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo*. Madrid, 811-826.
- Guerra, A. (1972): Los suelos rojos en España. Contribución a su estudio y clasificación. Publ. Dep. Suelos, Inst. Edaf. y Biol. Veg., CSIC. Madrid.
- Ortiz, R., Faz, A., Fernández, M. T. & Delgado, M. J. (1993): Typological characterization and genesis of red soils with an argillic horizon in semiarid mediterranean area (Spain). 2nd Internacional Meeting on Red Mediterranean Soils. Adana. Turkia. (En prensa).
- Soil Survey Staff (1990): Keys to soil taxonomy. SMSS Technical Monograph nº 19. Virginia.

MINERAL TRACERS OF OLD MINING ACTIVITIES IN POLLUTED SOILS.

PARDINI, G. (1); QUERALT, I. (2); PLANA, F.

- (1) Istituto per la Chimica del Terreno. CNR. Pisa. Italy.
(2) Institut de Ciències de la Terra " Jaume Almera". C.S.I.C.

The soils in the mining district of Gonnese (South-West Sardinia, Italy) have exceptional high levels of heavy metals originated by widely distributed mining wastes in all the district. Most of these soils were used for agricultural and stockfarming purposes. Land utilization includes mainly grapes on some small plains, and permanent sheep pasture on the hills.

The anomalous heavy metal contents in soils and vegetation and their possible relationships were previously studied by Leita et al. (1989), who have found concentrations up to 71,000 $\mu\text{g g}^{-1}$ for Pb and up to 240,000 $\mu\text{g g}^{-1}$ for Zn in the soils. Up to now no studies have been carried out on heavy metals distribution among the particle-sized fractions of the cropped soils. The objectives of this study are to determine the relative contribution of the different fractions to the total trace elements content and the chemical speciation of heavy metals.

Compared with the values commonly reported in the literature, all samples showed a specially high concentration of Pb, Zn with relatively low levels of Cu (only notable association with Pb in the most Pb-rich soils). Two soils showed high values in their Mn contents. Generally, no trends can be established in the heavy metals distribution through the sized fractions. The calculated enrichment factors (heavy metals usually rises to the finest grain sizes) have very uniform values and irregular distribution among the samples. This fact can be explained because, at these high contents, metals tend to form their own chemical species, identified by XRD methods.

Only Pb shows a clear concentration in the finest fractions, as is commonly cited in literature. The anomalous high values of Pb and Zn in the coarse sizes are easily explained by the particle aggregates formation in the metal-carbonates secondary deposition.

Tracers of mining activities in the soils are barite (BaSO_4), smithsonite (ZnCO_3), hemimorfite ($\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$) and cerussite (PbCO_3). Whereas we can assume the presence of barite as a residual primary mineral, the other minerals can be attributed to secondary processes. Sulphate minerals, widely common in most supergenic alteration processes of mining wastes are not present.

References

- Leita, L., De Nobili, M., Pardini, G., Ferrari, F. and Sequi, P. (1989) "Anomalous contents of heavy metals in soils and vegetation of a mine in S.W. Sardinia, Italy." *Water, Air and Soil Pollution*, 48, 423-433.

CARACTERIZACION MINERALOGICA DE LOS ALMAGRES DE ALAJERO (LA GOMERA) .

BOIX, A. (1); DE LA FUENTE, C. (2); SANFELIU, T. (1).

(1) Departament de Ciències Experimentals. Universitat Jaume I. Castelló.

(2) Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits minerals. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona.

*Becaria FPI Conselleria de Cultura, Educació i Ciència. Generalitat Valenciana.

Los almagres están constituidos por horizontes edáficos que han sufrido procesos naturales de rubefacción como consecuencia de haber sido fosilizados por la superposición de coladas magmáticas posteriores al proceso edafogénico.

El interés que presenta la caracterización mineralógica de los almagres radica en que estas formaciones constituyen un excelente ejemplo de ceramización natural en el que el proceso cerámico tiene lugar bajo los efectos de causas energéticas naturales y sobre los minerales integrantes del almagre. Dicho de otro modo, la colada magmática, en estos casos, genera un proceso cerámico en el almagre infrayacente; proceso cerámico que, además, presenta una interesante gradualidad en cuanto a intensidad que se pone de manifiesto a lo largo del perfil del almagre.

En el presente estudio se establece, a través del estudio y la caracterización mineralógica de diversas muestras tomadas en diferentes niveles del perfil edáfico, la gradualidad en la intensidad del proceso cerámico sufrido por los almagres de Alajeró (Isla de La Gomera) en donde la potencia, realmente excepcional, de estos niveles, (hasta 2,5 metros), permite un muestreo lo suficientemente amplio para poder efectuar un seguimiento adecuado de la intensidad, -decreciente de arriba abajo-, del proceso de ceramización sufrido por estos niveles arcillosos.

La transformación sufrida por los minerales en los niveles más cercanos a la colada magmática suprayacente y la aparición de neomineralizaciones en esos niveles que son características del proceso cerámico natural sufrido, permiten determinar la intensidad (evaluada en términos de temperatura de cocción) del proceso cerámico sufrido.

En este estudio se pone de manifiesto la importancia que la determinación mineralógica tiene en la explicación del fenómeno de ceramización natural de arcillas en estos niveles edáficos.

Cabe reseñar que en la isla de La Gomera existe una fabricación cerámica autóctona y tradicional, -la producción alfarera de Chipude-, en la que se utiliza como materia prima precisamente los niveles no ceramizados de estos almagres que son aquellos que, por su distancia al foco térmico que constituye la colada magmática, no se han visto afectados por la ceramización y no han desarrollado aún sus potencialidades cerámicas.

MINERALOGÍA DE LA FRACCIÓN ARENA DE SUELOS DE LA HUERTA MURCIANA.

LINARES, P.; MARÍN, P ; ALÍAS, L.J.

Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología. Fac. de Químicas. Murcia.

El estudio de la composición mineralógica del suelo siempre ha merecido la atención de los investigadores por sus aplicaciones científicas y prácticas.

En lo que en particular a la fracción arena concierne, su conocimiento nos informa sobre: la procedencia y uniformidad del material original, los cambios que han tenido lugar en la formación del suelo (Haseaman y Marshall, 1945; Barshad, 1964; Brewer, 1964), su posible contaminación (Alías, 1963), el grado de evolución o edad relativa (Ruhe, 1956) y la estabilidad de los minerales bajo determinadas condiciones de edafogénesis (Alías, 1961; Raeside, 1960). Además, los minerales de la arena son portadores de diversos elementos nutrientes esenciales para el desarrollo de las plantas, utilizables a medida que se liberan en la alteración; por ello, la reserva de nutrientes en la arena determina en gran parte la fertilidad potencial del suelo.

En este trabajo se estudia la composición mineralógica de la fracción arena de catorce perfiles de Fluvisoles calcáricos, ubicados en el sector meridional de la Vega Alta del Segura (Murcia), estudiados en su aspecto más general por Marín (1992); son suelos pobres en materia orgánica y nutrientes asimilables, con textura fina y muy calizos, por lo que su contenido en arena no carbonatada es muy bajo.

En primer lugar, se ha llevado a cabo el estudio de la arena fina global al microscopio petrográfico. El cuarzo es el mineral mayoritario (62 %), seguido en orden de abundancia decreciente, de feldespatos (13 %), fundamentalmente alcalinos, dolomita (8 %), en los perfiles que la contienen, y, filosilicatos (2 %), entre los que predomina la moscovita, seguida de biotita y clorita. Muy escasos son los minerales pesados y los opacos.

A fin de identificar las especies mineralógicas de la fracción pesada, tan escasa en la arena fina global, se ha realizado su estudio independiente. Está constituida por una gran diversidad de minerales, generalmente de origen metamórfico, resistentes a la alteración, pero acompañados de otros más sensibles. Los granos de los minerales pesados son de menor tamaño que los de la fracción ligera, es decir, se concentran en la parte menor de la arena fina. Las especies mineralógicas mayoritarias son turmalina (30 %), epidota-zoisita (23 %), granate (12 %) y piroxenos (11 %), que conjuntamente representan más del 75 %; en proporción bastante menor intervienen los minerales zircón, piroxenos (fundamentalmente clinopiroxenos), grupo rutilo-anatasa-broquita y anfíboles. Aunque existe una considerable diversidad de minerales portadores de

nutrientes, su muy escasa cantidad y la elevada estabilidad de algunos hacen pensar que la liberación de nutrientes sea muy insuficiente para cubrir las necesidades de las plantas.

La relación entre el contenido de dos minerales pesados de similar estabilidad, como, por ejemplo, zircón y turmalina, suele presentar valores lo suficientemente distintos en los horizontes de un mismo perfil como para afirmar que, en la mayor parte de los casos, el material edáfico carece de homogeneidad; sólo en algunas ocasiones tales valores resultan muy similares, e indican que el material de los distintos horizontes, aunque haya sido depositado en varias avenidas, parece tener una misma naturaleza.

Cuando se considera la relación entre algunos minerales resistentes y otros alterables, tal como turmalina+zircón/piroxenos+anfíboles, en perfiles en que la relación zircón/turmalina apunta a una homogeneidad del material litológico, se observa una variabilidad considerable de sus valores al pasar de un horizonte a otro, en ocasiones tan acusada como en los perfiles sin homogeneidad del material, lo cual viene a indicar que, aun cuando el sedimento aluvial pueda ser homogéneo, el material de cada horizonte muestra un grado de alteración distinto del de los adyacentes y parece razonable pensar que los materiales han experimentado la alteración esencialmente en su lugar de procedencia, con anterioridad a la sedimentación.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALIAS, L.J. (1961). Weathering process in a humic podzol profile. *Agrochimica* V, nº4, 338-351.
- ALIAS, L.J. (1963). Algunos aspectos de la mineralogía de Terra Rossa. *An. Edaf. y Agrob.*, XXII, nº7-8, 277-291.
- BARSHAD, I. (1964). Soil development. En: F.E. Bear (Ed.). *Chemistry of the soil*. Reinhold. New York.
- BREWER, R. (1964). *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. John Willey. New York.
- HASEMAN, J.F. y MARSHALL, M.L. (1945). The use of heavy minerals in studies of the origin and development of soils. *Missouri. Agric. Exp. Sta. Res. Bull.* 387.
- MARIN SANLEANDRO, P. (1992). Características generales y aspectos mineralógicos de la fertilidad en potasio de los suelos del sector meridional de la Vega Alta del Segura (Murcia). Tesis doctoral. Universidad de Murcia.
- RAESIDE, J.D. (1959). Stability of index minerals in soils with particular reference to quartz, zircon, and garnet. *Jour. Sed. Petrol.*, 25, 493-502.
- RUHE, R.V. (1956). Geomorphic surfaces and the nature of soils. *Soil Sci.* 82, 441-455.

MINERALOGÍA DE ARENAS EN LAS UNIDADES TECTOSEDIMENTARIAS DE LA CUENCA DE LORCA (MURCIA).

FERNANDEZ, M.T.(1); GUILLÉN, F.(1); MANCHEÑO, R.(1); ARANA, R.(1); LOPEZ-AGUAYO, F.(2).

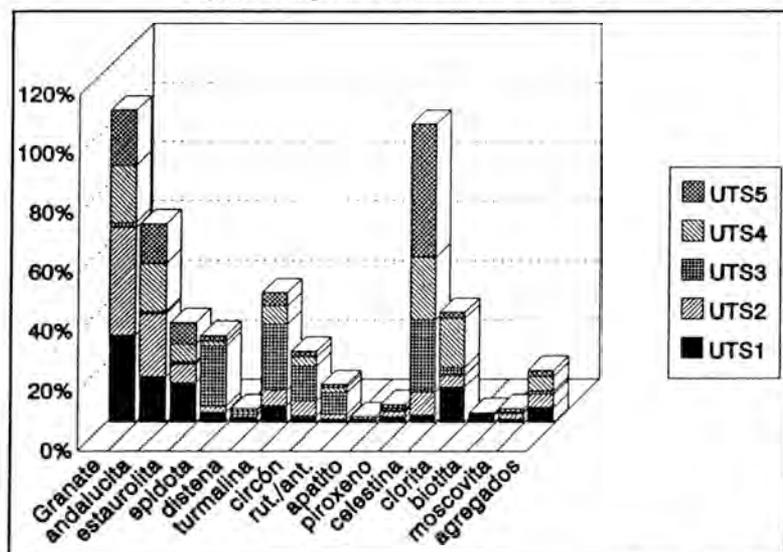
(1) Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología. Facultad de Químicas. Murcia.

(2) Departamento de Estructura y Propiedades de los Materiales. Fac. de Ciencias del Mar. Cadiz.

La cuenca de Lorca, de edad Burdigaliense superior-Plioceno (Pérez Lorente et al., 1992), viene delimitada al noroeste por sedimentos calizos y margocalizos paleógenos del Subbético interno, al suroeste y sureste por materiales metamórficos y carbonatados del Complejo Alpujarride que forman las sierras de Peña Rubia y la Tercia, y por último, al noreste por secuencias metamórficas y carbonatadas del Complejo Maláguide que constituyen sierra Espuña.

El objetivo de este trabajo es el estudio mineralógico de la fracción pesada de las arenas de la cuenca, con el fin de encontrar las relaciones que existen entre ellas y las cinco unidades tectosedimentarias diferenciadas en la misma.

Fig 1: Composición media de las arenas.



Se han estudiado 58 muestras distribuidas por toda la cuenca. En ellas destaca la mineralogía que se muestra en la fig.1. El granate y la andalucita son abundantes en todas las UTS excepto en la UTS3, la cual es más rica en turmalina, circón y rutilo, con sumas que pueden alcanzar hasta un 80%, y sobre todo, en epidota y celestina con valores que llegan a ser importantes en algunas muestras.

La presencia de celestina continua en las UTS superiores, pero es en la unidad más moderna donde presenta mayor relevancia, con muestras que tienen hasta un 70%. La clorita es abundante en las UTS1 y 4 en cantidades mayores al 40% en algunos casos. Se han denominado agregados policristalinos a granos formados por moscovita con clorita, cuarzo y acículas de opacos y otros minerales minoritarios, sobre todo circón. Estos agregados llegan a ser importantes en algunas muestras con valores que superan el 15%.

El análisis factorial en modo-Q aplicado a los minerales se refleja en la tabla 1. En total, aparecen 10 minerales o grupos de minerales cuya presencia y/o asociación depende de la UTS que se trate. Así, en las unidades 1 y 4 las asociaciones son semejantes, si bien en la primera la estauroлита y agregados también juegan un papel importante. En la UTS2 la andalucita y el granate son los minerales más influyentes; este último, está presente en los dos factores, pero es en el segundo donde tiene mayor influencia. Para las unidades 3 y 5 el primer factor es similar, apareciendo una diferencia en el segundo, donde la epidota y granate caracterizan estas UTS, además, de los minerales que componen el tercer factor en la UTS3.

Tabla 1: Resultados análisis factorial modo-Q

UTS	FACTOR (VARIANZA)	ASOCIACIÓN
I	1º...70.3% 2º...23.1%	granate-andal.-estaur. clorita-agregados
II	1º...44.6% 2º...37.1%	andalucita-granate granate-circón
III	1º...52.0% 2º...24.8% 3º...22.1%	celestina epidota turmalí.-circón-rutilo
IV	1º...52.3% 2º...28.0%	granate-andalucita clorita
V	1º...60.9% 2º...32.4%	celestina granate

El estudio mediante análisis factorial modo-R nos explica como influyen los factores anteriores en la evolución espacio-temporal de las muestras. Se deduce que los factores 1 y 2 de la UTS1 afectan al techo y muro respectivamente. En la UTS2 se aprecia que las muestras superiores están más influenciadas por la asociación andalucita-granate en la formación Manilla, mientras que en la base, en concreto en la formación Carraclaca, es el segundo factor el más influyente. En la unidad 3 la evolución es hacia un aumento de la epidota a medida que la muestra es más antigua y más marina, mientras que los dos factores restantes juegan un importante papel en la formación Nonihay, más continental y moderna que la anterior. La UTS4 se caracteriza, en primer lugar por la excepción de las muestras que pertenecen al sur de la formación Peñones, que tienen celestina, quizá debido a la proximidad de la formación La Serrata, muy rica en sulfatos, y en segundo lugar porque el porcentaje en clorita aumenta hacia el techo de dicha unidad y en granate y andalucita hacia el muro. Por último, en la UTS5 el factor 1 va ganando importancia hacia el techo, con un progresivo aumento de la celestina, mientras que el granate es dominante en los tramos inferiores.

Referencias:

Pérez Lorente, F., Rodríguez Estrella, T., Serrano, F., Mancheño, M.A., Guillén Mondéjar, F., López-Aguayo, F., Arana, R. y Fernández Tapia, M.T. (1992): Contribución a la bioestratigrafía neógena de la cuenca de Lorca (Murcia). III Congr. Geol. Española, Salamanca. Actas, t.1, 185-190.

MINERALOGIA DE LOS ARENALES COSTEROS DE SANTIAGO DEL TEIDE (TENERIFE).

JUAN, M.A.; DE LA FUENTE, C.

Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits minerals. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona.

La mineralogía de los sedimentos presenta un particular interés, no solamente por el conocimiento que con su estudio se obtiene sobre su naturaleza y composición mineral, sino porque ayuda indirectamente a la determinación de los procesos dinámicos de meteorización, alteración degradativa, transporte y sedimentación de materiales que han dado lugar a estos sedimentos.

Por otra parte, el estudio mineralógico de los arenales proporciona datos valiosos para la potencial utilización de los mismos en actividades industriales y productivas aprovechando sus características granulométricas y las que derivan de su composición mineralógica. Estos recursos se encuentran clasificados, según la vigente Ley 22/73, de Minas, de 21 de julio, en la sección A (...aprovechamiento para su utilización directa en obras de infraestructura, construcción...etc.) y aunque su explotación en espacios pertenecientes a la ZMT no está permitida, no es menos cierto que, fuera de la ZMT se han practicado extracciones en el fondo de barrancos y cortaduras y, en el caso concreto de arenales como los estudiados en este trabajo, no está excluida, dada su peculiar mineralogía, su potencial empleo como materia prima petrgica o como chamota cerámica.

En este trabajo se estudian los arenales costeros de Santiago del Teide, en la costa occidental de la isla de Tenerife; se determina la mineralogía de estos sedimentos arenosos y la de las rocas de donde proceden, haciéndose un seguimiento de las variaciones mineralógicas producidas por la dinámica de meteorización, transporte y sedimentación de los materiales que, procedentes de descomposición de las rocas de los barrancos de Santiago, Tamaimo y Alcalá han dado origen a estos arenales.

ESTUDIO MINERALÓGICO Y CONTEXTO GEOLÓGICO

Es sabido que en Tenerife existe una gran diversidad de materiales volcánicos, que desde una perspectiva petrológica, se agrupan en tres grandes grupos: complejos basales, series basálticas antiguas y series volcánicas modernas. Los primeros constituyen la unidad estructural inferior, formada por rocas plutónicas, básicas y ultrabásicas (peridotitas, gabros, piroxenitas), rocas alcalinas y rocas de tipo volcánico submarino asociadas a sedimentos marinos, estando todo el conjunto atravesado por una intensa y compleja red filoniana. Las series basálticas antiguas se superponen a la unidad anterior y son por lo tanto posteriores y están constituidas por un gran número de coladas basálticas de poco espesor pertenecientes a las series alcalinas, basanitas, basaltos olivínicos y productos originados a partir de éstos (ankaramitas) junto con traquitas y fonolitas. Las series volcánicas modernas se caracterizan en la isla de Tenerife por la alternancia de traquitas traquibasaltos y fonolitas que alcanzan gran extensión superficial y que en esta parte nord-occidental de la isla pueden apreciarse sus alternancias perfectamente en los barrancos y cortaduras muy abruptas que terminan en la costa en sedimentos como los estudiados en este trabajo.

Para realizarlo se recogieron ocho muestras del material geológico original (basaltos de la serie IV) del que predominantemente provienen estos arenales y dieciocho muestras de arenas en la zona central de la franja arenosa litoral. Se trata de arenas de color negro compuestas casi totalmente por minerales pesados.

Se realizaron los análisis mineralógicos mediante difracción de RX, advirtiéndose una notable homogeneidad mineralógica en las muestras de arenas estudiadas. En el análisis mineralógico revela la presencia Forsterita, Fayalita, Augita, Labradorita, Magnetita, Hematites y serpentinas férricas esencialmente lo que concuerda con las composiciones mineralógicas de las rocas consideradas como núcleo aportador inicial de los materiales. También se verificó el estudio mineralógico por vía óptica tanto de las rocas como de los arenales.

RESUMEN BIBLIOGRÁFICO

- KLOCKMANN, F.; RAMDORHR, P. (1959) Tratado de Mineralogía. Ed. Gustavo Gili. Barcelona.
- HOYOS DE CASTRO, A. (1961) Minerales serpentínicos. «Estudios geológicos» pp. 59-81. Madrid.
- PARSENOFF, A. (1970) Les minéraux en grains. Methodes d'étude et determination. Ed. Masson et Cie. París.
- PÉREZ MATEOS, J. (1965) Análisis mineralógico de arenas. Métodos de estudio. Pub. Patronato Alonso de Herrera. C.S.I.C. Madrid.
- ROBAULT, M. (1963) Determination des minéraux des roches au microscope polarisant. Ed. Lamarre-Pognant. París.
- WAHLSTROM, E. E. (1968) Igneous mineral and rocks. Ed. John Wiley. New York.

CARACTERIZACIÓN Y APLICACIONES CERÁMICAS DE UN NUEVO YACIMIENTO DE ARCILLA BLANCA DEL VALLE DE SANTO TOMÁS, B. CALIFORNIA.

RINCÓN, J.M^o. (1); RIVERA, E. (2).

(1) Instituto de Cerámica y Vidrio, C.S.I.C. Arganda del Rey (Madrid).

(2) Calipo S.A., Ensenada, B. California, México.

En el Valle de Santo Tomás situado a unos 60 km al sur de la ciudad de Ensenada en Baja California se ha localizado recientemente un nuevo yacimiento de un mineral blanco arcilloso de textura laminar que por su blancura y buena plasticidad podría tener interés como materia prima cerámica. Así pues, el objeto del presente trabajo es abordar por primera vez la caracterización mineralógica y físico-química del citado mineral arcilloso, así como realizar unos primeros ensayos de sus aplicaciones cerámicas.

Las muestras estudiadas corresponden al mayor de varios afloramientos situados en la ladera del cerro de mayor elevación del Valle de Santo Tomás, a la derecha de la pista de tierra que partiendo de la carretera general hacia La Paz se dirige hacia el Océano Pacífico. La muestra "MIXY blanca" pertenece al centro de la concesión minera Mixzy donde se sitúa el mineral más blanco. La muestra "MIXY rosa" es similar a la anterior pero situada en los bordes del corte donde aparece la veta del material arcilloso blanco de textura fibrosa o laminar.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN. - Los diagramas de DRX de polvo de las muestras muestran las principales difracciones de los minerales: illita, caolinita, cuarzo y feldespato ortosa. A partir de las intensidades relativas de difracción se deduce que es mayoritaria la presencia de minerales del grupo de las illitas, fundamentalmente moscovita. El espectro de absorción en el IR de dicha arcilla es característico de una moscovita indicando una estructura bien ordenada. La superficie específica presenta un valor relativamente bajo de 1.4713 m²/g (Bugge y col, 1946).

La curva de análisis TG muestra una progresiva pérdida de peso desde los 373 K hasta los 1273 K siendo más pronunciada esta pérdida a partir de los 773 K. La curva de ATD presenta una amplia banda exotérmica desde temperatura ambiente dando lugar a un suave pico exotérmico a unos 863 K y un claro pico exotérmico a 913 K. La ancha banda centrada en unos 623 K se relaciona con el exotérmico habitual en las moscovitas que presentan además dos pequeños endotérmicos entre 1073 y 1173 K (Mc. Kenzie, 1979). El pico endotérmico observado a 863 K se debe a una pequeña proporción de caolinita en esta muestra.

La Fig. 1a y b muestra unas micrografías de la observación realizada por TEM y SEM respectivamente. Se trata de un mineral formado por partículas menores de 5 µm y espesores menores de 1 µm, laminares, de hábito irregular preferentemente poligonales con algunas partículas de hábito pseudo-hexagonal. Los resultados de microanálisis por SEM/EDX (McCarthy y Schamber, 1979) se indican en la Tabla I. En cuanto a su composición se comprueba que la

arcilla blanca es muy próxima a un feldespato-ortosa. De hecho, en los bordes del yacimiento existe otro mineral muy duro de color pardo con clivaje en paralelepípedos cuyo DRX corresponde a este tipo de feldespato.

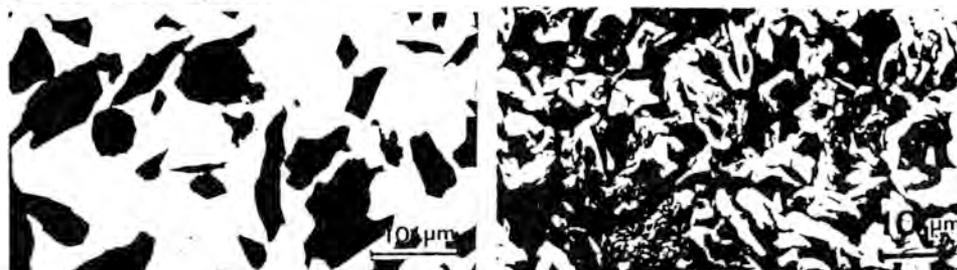


Fig. 1.- Micrografías TEM y SEM de la arcilla "MIXY blanca"

TABLA II

Microanálisis promedio (MEB/EDX) de las muestras de arcilla del yacimiento MIXY del Valle de Santo Tomás y microanálisis puntuales de muestras impuras

OXIDO(%peso) MUESTRA	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃
MIXY blanca I	0.76	-	24.95	66.46	6.34	0.12	0.92	0.46	-
MIXY blanca II	0.94	0.39	25.74	63.99	6.56	0.09	0.58	0.28	-
MIXY rosa-granos intercristalinos	-	-	23.23	69.05	6.14	0.10	0.69	0.79	-
MIXY con impurezas Impurezas I	1.06	3.23	5.71	13.39	0.02	0.58	0.63	73.51	1.88
Impurezas II	0.89	6.27	11.99	36.45	0.27	0.79	0.30	41.98	1.06
TEORICOS									
Feldespato ortosa	-	-	26.7	66.5	6.8	-	-	-	-
Illita	-	-	35.3	58.2	6.5	-	-	-	-

Se han preparado pastas cerámicas mezclando la arcilla "MIXY blanca" con arcilla común y ball-clay del Valle de San Antonio situado al norte de la ciudad de Ensenada donde existen varias industrias artesanales de materiales cerámicos. Las mezclas después de moldeadas han sido sometidas a diferentes cocciones. Se obtienen materiales, altamente sinterizados en los que se forman cristales de mullita ($3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$) y cuarzo. No queda descartada la presencia de espinelas que (González Peña, 1966) pueden formarse en tratamientos térmicos de minerales de la mica. Se observan por SEM cristales de feldespatos con textura peritítica y se han analizado las diferentes fases por SEM/EDX comprobándose que la fase vítrea está enriquecida en SiO₂, Fe₂O₃ y MgO.

REFERENCIAS

- Budge, P.E.; Kerolque, R.H. y Westwick, F. (1946): Nature, 158, 28.
 González Peña, J.Ma. (1966): Bol. Soc. Esp. Ceram. 5, 4, 515-529.
 Mc Carthy J.J. y Schamber, F.H. (1979): NBS Special Publication 604 Workshop on EDX, 273-296.
 Mc Kenzie, R.C. (1979): Differential Thermal Analysis, Academic Press, Londres, 517-521.

MINERALOGÍA DE ARCILLAS CRETÁICAS WEALDIENSES DE INTERÉS CERÁMICO.

JORDÁN, M.M. (1); SANFELIU, T. (1); BALLBÉ, E. (2); QUERALT, I. (3); DE LA FUENTE, C. (4).

(1) Dpt. Ciencias Experimentales. Área de Cristalografía-Mineralogía. Universitat Jaume I. Castellón.

(2) Dpt. Edafología. Fac. de Farmacia. Universitat de Barcelona.

(3) Instituto de Ciencias de la Tierra Jaime Almera. C.S.I.C. Barcelona.

(4) Dpt. Cristalografía, Mineralogía i Dipòsits Minerals. Universitat de Barcelona.

INTRODUCCION.

En el ámbito geológico castellanense existen diversos y variados afloramientos de arcillas correspondientes a diferentes edades geológicas y con distintas características petrológicas y mineralógicas para su uso potencial por la industria cerámica. Las explotaciones existentes se pueden clasificar en tres grandes grupos: las situadas en los niveles triásicos, aquellas localizadas en el cretácico y las correspondientes a los niveles arcillosos terciarios.

Los yacimientos cretácicos wealdienses se hallan muy localizados en las proximidades del pantano del Sitjar (Onda), Morella, Forcall, Traiguera, La Jana, Useras, Cortes de Arenoso y Zucaina-Castillo de Villamalefa.

METODOLOGIA.

Para llevar a cabo el estudio de la composición mineralógica de las muestras tomadas con criterio estadístico se ha recurrido a la aplicación de la técnica difracción de rayos X.

Para aplicar esta técnica se utilizó un difractómetro Siemens de polvo D-500 con monocromador de grafito y detector de centelleo. Los espectros fueron tomados con radicación de Cu, K α (1.54052).

Se realizaron los siguientes difractogramas con el objetivo de determinar la composición mineralógica de las distintas muestras:

- Difractograma de la roca total.
- Difractograma de la fracción arcilla, separada del total de la muestra.
- Difractograma de la fracción arcilla tratada con etilenglicol.

Los dos últimos difractogramas se llevaron a cabo utilizando la técnica de obtención de agregados orientados.

A continuación se expresan los resultados semicuantitativos obtenidos por DRX (Método de Chung).

Muestra	Q	I	Cl	Illg	Fd	Hm	Ca	Do
M1	55	24	4	5	3	4	5	-
M2	54	32	-	5	3	3	3	-
M3	49	16	4	6	19	2	1	3
M4	44	30	4	8	5	4	3	-
M5	45	22	14	-	8	-	9	2
M6	18	26	-	7	31	3	15	-
M7	58	9	1	5	16	-	9	2
F1	47	33	2	7	6	5	-	-
F2	54	29	-	7	-	5	5	-
F3	40	32	3	7	4	4	10	-

DISCUSION DE LOS RESULTADOS.

Los difractogramas correspondientes a la fracción total muestran la presencia de illita y cuarzo como minerales predominantes acompañados de feldespatos, hematites, calcita e indicios de yeso.

Destaca la mayor proporción de feldespatos en algunas muestras (M3, M5, M7) siendo menor su presencia es el resto. Los feldespatos incrementan la permeabilidad, desarrollan compactación y facilitan la defloculación. Sin embargo, un exceso de ellos reduce la resistencia mecánica tanto en el secado como en la cocción.

Los óxidos de hierro (Hm) varían en composición de unas muestras a otras según los niveles.

Respecto a los minerales de la arcilla se aprecia en los agregados orientados la presencia de illita, caolinitas y cloritas. Comparando los diagramas de agregados orientados con los etilenglicolados puede apreciarse la presencia de esmectita en algunas muestras. El alto contenido en illita proporciona a la pasta la plasticidad requerida actuando como agente dispersante y facilitando el moldeado de las piezas aportando la resistencia mecánica necesaria para su manipulación.

BIBLIOGRAFIA.

- 1- BALLBE, E. (1983). " Génesis y Evolución de los Minerales de la Fracción Fina de los Suelos de Origen Granítico del Maresme ". Res. Tesis Doc, pp 43. Ed. Univ. de Barcelona.
- 2- JORDAN, M.M. (1993) . " Estudio Mineralógico, Físico-Químico y Ceramicidad de las Arcillas Wealdienses del area de Zucaína". Tesis de Licenciatura. Univ. Jaume I.Castellón.
- 3- SANFELIU, T. (1991). " Mineralogía de Arcillas Cerámicas de Castellón ". Ed. Diputación Provincial de Castellón.
- 4- SANFELIU, T.; MARTINEZ, S.; QUERALT, I. Y DE LA FUENTE, C.(1987). Materias Primas y Recursos Naturales de Castellón". Vilmy Ricerche Montanari Editre. Italia.

MINERALOGIA Y TRATAMIENTO MINERALURGICO DE LAS ROCAS FELDESPATICAS DE LLANÇA (GIRONA).

RUIZ, R. (1); SANFELIU, T. (2); DE LA FUENTE, C. (1).

(1) Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits minerals. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona.

(2) Departament de Ciències Experimentals. Universitat Jaume I. Castelló.

INTRODUCCION

La mineralurgia trata básicamente del estudio, planteamiento y resolución de los problemas que tiene planteados la industria extractiva para la valorización de los minerales.

En este caso se entiende por valorización el incremento del valor neto que pueden tener esos recursos naturales no renovables. Para conseguir esta valorización o incremento de valor se aplican a los minerales diversas tecnologías que permiten a los minerales constituirse en materias primas. Los minerales, tal cual se encuentran en sus yacimientos, muy raramente constituyen materias primas utilizables y para adquirir tal condición requieren de preparaciones o tratamientos en unas ocasiones muy sencillos y otras veces mas complejos que permiten su utilización.

En este estudio se abordan las relaciones que existen entre la naturaleza mineralógica de las rocas feldespáticas y el tratamiento mineralurgico a que son sometidas para ponerlas en condiciones de ser utilizadas como materias primas en las industrias cerámicas, de vidrio y de refractarios. El estudio se concreta sobre uno de los yacimientos de rocas feldespáticas en explotación mas importantes de España, el de Llança, en la provincia de Girona.

No cabe duda de que el tratamiento mineralúrgico está totalmente condicionado por la mineralogía de los componentes del yacimiento que se explota, y esta relación se pone de manifiesto en este estudio.

ESTUDIO MINERALOGICO Y TIPOLOGIA DEL YACIMIENTO.

El yacimiento de rocas feldespáticas de Llança se encuentra en el litoral gerundense, al norte de la península del Cap de Creus. El depósito principal y planta de tratamiento se encuentra sobre la riera de La Balleta formando parte del macizo de L'Albera a cuatro kilometros de la localidad de Llança por la carretera que une Llança con Figueres.

La roca feldespática que se explota en Llança son pegmatitas.

Las pegmatitas de Llança aparecen en forma de intercalaciones lenticulares en esquistos pelíticos. Se trata de pegmatitas enteramente gneisificadas a las que algunos autores dan el nombre de "metapegmatitas". En ellas, hay que distinguir, (Carreras, J.1973) la composición mineralógica primaria y los minerales tipomorfos de la fase de metamorfismo regresivo. La composición mineralógica primaria es típicamente pegmatítica con cuarzo, ortosa, plagioclasa y moscovita. La plagioclasa es, en ocasiones, perfitica y como minerales accesorios presenta algo de turmalina, granates y apatito. La fase de gneisificación se produjo en condiciones metamórficas propias de la clorita-albita-cuarzo.

RESULTADOS ANALITICOS OBTENIDOS

El análisis mineralógico de las muestras realizado mediante difracción de rayos X permite determinar la presencia de cuarzo (en porcentajes entre el 11 y el 28 %), plagioclasas (en porcentajes entre el 24 y el 72%), ortosa (en porcentajes entre el 3 y el 14%), moscovita (entre el 1 y el 18%), clorita (entre el 1 y el 13%), apatito (entre el 5 y el 13%) y rutilo (ausente en algunas muestras y hasta un 3% en otras).

Esta determinación mineralógica fué corroborada mediante el estudio de las muestras por Microscopía óptica con lámina delgada de estas rocas, obteniéndose microfotografías.

MINERALURGIA

Se ha realizado un seguimiento crítico del diagrama de flujo de las operaciones de tratamiento de estas rocas feldespáticas para su utilización y valorización en las industrias cerámicas y vidrieras. El flujo de operaciones comprende la extracción mediante voladuras con saneado de las cortas, transporte a planta, trituración hasta 150 mm, lavado, filtrado para separación de arenas y arcillas, nueva trituración hasta 12 mm, separación magnética y clasificación por neumoclonado. Se consigue con todo ello la valorización de los materiales tratados en función de la demanda y uso.

Se comprueba que la demanda del material no se cubre con la producción minera nacional, por lo que el déficit se cubre con importaciones que se realizan al amparo de la partida arancelaria 2529.16.

Se realiza el estudio de la estructura de costes en la producción minera española de feldespatos y la evaluación de riesgos económicos así como los tipos de financiación a los que recurre la empresa dedicada a actividades de extracción y preparación de materias primas minerales.

Se esbozan las conclusiones mineralógicas y mineralúrgicas a las que se llega tras el estudio, y se hacen propuestas para un mejor aprovechamiento de las reservas de rocas pegmatíticas así como sobre introducción de modificaciones en los tratamientos aplicados para incrementar la eficiencia productiva.

BIBLIOGRAFIA

- G.B.Richardson. 1970. Economic Theory. Ed.Hutchinson Co.London.
- Stanley J. Lefond. 1984. Industrial Minerals and Rocks. Am.Inst.Mining Eng. New York.
- Bustillo,M.A. 1989. Rocas silíceas como materia prima en la industria actual. Bol. Geológico y Minero. Vol.100, nº6, pp.170-179.
- C. Guillem, M.C.Guillem. 1988. Terminología Cerámica. Bol. Soc. Esp. Cerámica y Vidrio. Vol.27. pp. 89-92.
- J. Medina Garcia. 1987. Obtención de materiales cerámicos a partir de una roca pegmatítica. Tesis Doctoral. Universidad de Valladolid. 229 pp.
- F.J. Turner. 1963. Pegmatitas. Petrología ígnea y metamórfica. pp. 425-454.
- A. Garcia Verduch. 1974. El empleo del cuarzo en las composiciones de cerámica blanca. Bol. Soc. Esp. Cerámica y Vidrio. Vol.13, nº5.

ESTUDIO GEOQUIMICO DE LOS MATERIALES ARCILLOSOS DE LOSA DEL OBISPO (VALENCIA).

BALLBE, E. (1); ROYO, A. (2).

(1) Departament de Edafologia. Facultat de Farmacia. Universitat de Barcelona.

(2) Departament de Ciències Experimentals. Universitat Jaume I. Castelló.

El objeto de este trabajo es estudiar las principales características geoquímicas de un yacimiento de arcillas cerámicas de Losa del Obispo, las cuales se utilizan para revestimientos cerámicos.

INTRODUCCION

Son materiales arcillosos datados como wealdenses que descansan sobre calizas y margas Kimmeridgienses, que corresponden a arcillas versicolores (rojas plásticas con restos carbonosos en algunos niveles y con intercalaciones arenosas). Hacia el techo pasan a arenas blancas a las que suceden una alternancia de calcoarenitas y margas ocreas, marcandose así la transición hacia el Aptiense.

La secuencia en que se presentan estos materiales en todos sus afloramientos es la siguiente: arcillas, arenas y areniscas, calcoarenitas y margas.

Estos materiales se encuentran afectados por una estructura compresiva compleja con presencia de pliegues y fallas inversas y otra estructura posterior de carácter distensivo. Ello implica distintas fases de alteración geoquímica.

MATERIALES Y METODOS

Los yacimientos muestreados presentan pequeños frentes de explotación y las escombreras corresponden a los niveles arenosos y de alternancia de calizas y margas.

Se ha muestreado con criterios de representatividad estadística y eligiendo los frentes de explotación de mayor progresión extractiva.

En el análisis químico total se ha utilizado el método triácido (ác. nítrico, ác. fluorhídrico y ác. perclórico) para la determinación de los elementos mayoritarios y minoritarios.

En las fases de óxidos y amorfos se utilizó el método de Mehra-Jackson (tricitrato sódico, bicarbonato sódico y ditionito sódico). Fundamentalmente se ha estudiado la dinámica del Fe y Al con el fin de obtener una aproximación de las alteraciones geológicas.

La fase amorfa determinada mediante el método de Tamu, modificado por Schwertmann (ác. oxálico y oxalato amónico) ha permitido conocer las concentraciones de Fe, Al, Mg y Na.

En los tres análisis las determinaciones se han realizado mediante la utilización de la técnica de plasma de inducción.

RESULTADOS

A partir de los análisis obtenidos se observa que las muestras escogidas para este estudio podrían agruparse en tres grupos según la dinámica del Fe y Al, mientras que según las concentraciones de Ca y Mg se podrían observar las diferentes alteraciones dentro de cada grupo.

Hay que notar la escasa concentración de elementos tales como Cu, Pb, Zn, V y Co. Por el contrario, hay que destacar la presencia clara de P y S, cuya importancia en el aspecto cerámico es notable.

BIBLIOGRAFIA

- BASTIDA, J. (1978) "Arcillas cerámicas de Ayara y Villar. Geología, Mineralogía y Fisicoquímica". Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona.
- I.G.M.E. (1972) "Mapa Geológico de España, 1 : 200.000". Hoja nº 55 (Liria). Madrid.
- I.G.M.E. (1974) "Mapa Geológico de España, 1 : 50.000". Hoja nº 603 (Chelva). Madrid.
- I.G.M.E. (1977) "Mapa Geológico de España, 1 : 50.000". Hoja nº 607 (Villar del Arzobispo). Madrid.
- OBIOLS, J. y TOMAS, X. (1983) "Criteria for methodology selection in metal trace analysis". Anal. Tech. in Environ. Chemis., Ed. Pergamon Press.
- ROYO, A.; DE LA FUENTE, C.; BALLBE, E. y SANFELIU, T. (1992) "Estudio mineralógico de las arcillas cerámicas de Losa (Valencia)". Sociedad Española de Cerámica y Vidrio. Madrid.
- SANFELIU, T.; DE LA FUENTE, C. y QUERALT, I. (1987) "Mineralogía y propiedades cerámicas de las arcillas de Poyes Ferraes (Castellón)". I Reuniao Luso-Espanhoa de Ciencia Cerámica e do Vidro. Aveiro. Portugal.

MINERALOGIA DE ARCILLAS CERAMICAS DE ALFARO (LA RIOJA) .

ALFARO, M.R. (1); BOIX, A. (2); BALLBE, E. (3); DE LA FUENTE, C. (1)

(1) Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits minerals. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona.

(2) Departament de Ciències Experimentals. Universitat Jaume I. Castelló.

(3) Departament de Edafologia i Productes Naturals. Facultat de Farmacia. Universitat de Barcelona.

*Becaria FPI Conselleria de Cultura, Educació i Ciència. Generalitat Valenciana.

INTRODUCCIÓN

Las industrias cerámicas, especialmente las dedicadas a la fabricación de ladrillos y tejas, están asentadas, desde hace muchos años, en la ciudad de Alfaro (La Rioja).

Como ocurre muy frecuentemente, la ubicación de las industrias está condicionada por la proximidad a los yacimientos minerales que les proporcionan la materia prima para sus fabricados: las arcillas; y éste es también el caso de Alfaro. Las fábricas de ladrillos y tejas de Alfaro se aprovisionan de materias primas constituidas por arcillas miocénicas procedentes de las zonas cercanas de Rincón de Soto y Alfaro. Se comprueba que las fábricas de cerámica están muy cerca —en ocasiones, sólo a algunos metros—, de las «terreras» o yacimientos de donde se extrae la arcilla.

El presente estudio forma parte de uno más amplio que abarca además de la caracterización mineralógica de estos materiales detríticos, el estudio de su ceramicidad, es decir de sus aptitudes cerámicas con el fin de evidenciar la mayor adecuación entre éstas y los fabricados cerámicos que con éstas arcillas se consiguen.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Las industrias cerámicas de Alfaro explotan los yacimientos miocénicos de la denominada «Formación Alfaro». Esta formación es característica en el Mioceno del Valle del Ebro y abarca el Aquitaniense superior, el Burdigaliense y el Vindoboniense. La formación está esencialmente constituida por niveles de limos, arcillas y areniscas rojas. Estos niveles, muy potentes, comprenden limos y arcillas con intercalaciones de areniscas de color rojo en los niveles detríticos finos y más blancuzcos en los niveles arenosos. Proviene de sedimentaciones detríticas en cubetas lacustres (O. Riba, 1964) lo que propició formaciones de mucha potencia. En Rincón de Soto y en Alfaro se han medido potencias de hasta 60 metros de alternancias de limos y arcillas rojas con intercalaciones de areniscas.

Estas areniscas están poco cementadas, se deshacen con facilidad, y algunas llegan a tener hasta un 60% de granos de cuarzo.

CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA

La determinación de la composición mineralógica de las arcillas cerámicas de Alfaro se ha efectuado mediante difracción de RX sobre muestras de agregados orientados.

Se ha verificado un muestreo estadístico sobre los mismos frentes de explotación de estas arcillas.

Tras la operación de muestreo o toma de muestras, se procedió a un secado a temperatura ambiente y a un proceso de tamizado en seco para reparar las fracciones granulométricas de arena gruesa, arena fina, limo grueso y la fracción inferior a 50 micras. Esta última fracción, que comprende la fracción granulométrica de la arcilla y parte del limo es la utilizada realmente en la industria cerámica local. Se advierte que las mineralizaciones representativas de estas arcillas son el complejo illita-clorita en las fracciones finas y el cuarzo en las mas gruesas. Naturalmente esta composición mayoritaria condiciona fuertemente su aplicación como materia prima cerámica por la respuesta que estos minerales tienen frente a los procesos industriales a los que son sometidos, aunque estos aspectos de la línea de investigación seguida se salen del ámbito estricto de este trabajo. Ello no obstante, sí podemos indicar que la ceramidad de estas materias primas es adecuada para el tipo de fabricados a los que se dedican.

RESUMEN BIBLIOGRÁFICO

- AUBOIN, J. et al. (1981). Tratado de Geología. Petrología. Ed. Omega. Barcelona.
- CAILLÈRE, S.; HENIN, S. (1964) Mineralogie des Argiles. Masson et Cie. París.
- RAVAGLIOLI, A.; POLLIFRONE, G.G.(1982). Materie prime ceramiche. I materiali argillosi. Faenza Editrici. Faenza.
- AZCÁRATE, J.E. (1982). Introducción a la metodología de investigación minera. I.G.M.E. Madrid.
- SASTRE, J. L. (1987). Las arcillas en el marco de los minerales industriales. Simposium sobre rocas y minerales industriales. 1987. Madrid

ALGUNAS CARACTERISTICAS TECNOLOGICAS DE LOS MINERALES DE LAS ARCILLAS UTILIZADOS EN LOS SOPORTES EN EL SECTOR PAVIMENTO-REVESTIMIENTO CERAMICO.

GARGALLO, L.; SEGURA, R.; BOIX, A*; JORDAN, M.M.

Departamento de Ciencias Experimentales. Universitat Jaume I. Castellón.

*Becaria FPI Consellería de Cultura, Educació i Ciència. Generalitat Valenciana.

1.- INTRODUCCIÓN

Una baldosa esmaltada está formada por un vidriado y un soporte, el cual le confiere a la pieza unas determinadas propiedades físicas. El soporte está constituido por dos tipos de materiales: plásticos y desgrasantes.

Los minerales de la arcilla proporcionan la plasticidad requerida por el material, actúan como agentes dispersantes y facilitan el conformado de las piezas aportando la resistencia mecánica necesaria para su manipulación en crudo, pero en cambio, la permeabilidad es baja (dificultando el proceso de secado) y aumentando las contracciones de secado y cocción.

Además, se adicionan arenas silíceas y feldespáticas que actúan como desgrasantes, contrarrestando los efectos de las arcillas, aumentando el coeficiente de dilatación de las pastas. Los feldespatos incrementan la permeabilidad, mejoran la compactación y facilitan la defloculación. Sin embargo un exceso de ellas, reduce la resistencia mecánica tanto en el secado como en la cocción.

2.- FORMACIONES ARCILLOSAS EN CASTELLÓN

En cuanto a afloramientos paleozoicos, existen dos áreas localizadas en el macizo de Villafamés y en la Sierra Espadán. Aunque no se trata de arcillas en el sentido estricto (pizarras carbonosas arcillosas) se han trabajado esporádicamente. En estos mismos macizos existen afloramientos del Bundsandstein con tramos de argilitas en la Sierra de Espadán, con compactación de los materiales lutíticos, por lo que no resultan competitivos.

En el cretácico de Castellón hay arcillas en las unidades Neocomiense-Barremiense, en las facies Weald, capas rojas de Morella y en la Formación de Utrillas. En la facies Weald hay existido explotaciones en la Sierra Esparraguera y Sierra Engarcerán, al sur de Alcora y en Zucaina-Castillo de Villamalefa. La formación Utrillas aparece en el área de Traiguera.

Al mioceno corresponden las numerosas explotaciones en la zona de Onda-Alcora-Araya.

3.- MINERALOGIA Y APLICACIONES

Debido a que en la fabricación de revestimiento es necesario disponer de óxidos alcalinotérreos en las arcillas y éstos tienen un efecto negativo en la producción de pavimento gresificado, surge una primera clasificación de las arcillas en función del contenido en carbonatos:

1.-Las arcillas caoliníticas-illíticas, con presencia de hematitas (6% de óxido de hierro), algo arenosas y bajas en carbonatos (menores del 3%), se localizan en tramos de Bundsandstein y en los materiales del cretácico. Se suelen emplear como aditivos en pastas para fabricación de pavimento (gres) y revestimiento. Algunas de las más utilizadas por el sector son:

- Villar-Higueruelas (Valencia)
- San Juan de Moró (Castellón)
- Galve (Teruel)

2.-Las arcillas fundentes con contenido variable en illita y caolinita, moderada presencia de carbonatos (10%) y más o menos ferruginosas, se sitúan en el triásico superior y en diversas formaciones terciarias. Se emplean en la composición de revestimiento poroso y bicocción tradicional. Facilitan el secado y reducen el coeficiente de dilatación de la pasta. Se emplean las siguientes arcillas:

- Chulilla (Valencia)
- Useras (Castellón)

3.-Las arcillas fundentes con alto contenido en carbonatos se localizan en depositos margosos de formaciones terciarias. Pueden ser utilizadas en la formulación de pastas porosas. El alto contenido en carbonatos proporciona baja contracción de cocción, alta porosidad y estabilidad dimensional. Los productos fabricados con estas arcillas son estables frente a la acción de la humedad. Las arcillas más representativas de este grupo son:

- Schar (Castellón)
- Mas Vell (Castellón)
- Araya (Castellón)

Finalmente, en cuanto a materiales desgrasantes, los mayoritarios son el cuarzo y los feldespatos, junto a la calcita de las arcillas calcareas. Otros minerales como dolomita, hematites, etc. actúan como desgrasantes minoritarios.

4.- BIBLIOGRAFIA

- ARTEAGA, R. (1988). "Recursos potenciales de caolines y arcillas de la Comunidad Valenciana". I Encuentro entre la industria de pavimentos y revestimientos cerámicos y la minería de arcillas en la Comunidad Valenciana. Conselleria d'Industria, Comerç i Turisme.
- JORDÁN, M.M. (1993). "Estudio mineralógico, físico-químico y ceramicidad de las arcillas Wealdienses ...". Tesina de licenciatura. Universitat Jaume I. Castellón.
- SACMI IMOLA - A.T.C. (1990). "Tecnología de la fabricación de azulejos". IMPIVA, A.T.C.
- SANFELIU, T. (1991). "Mineralogía de arcillas cerámicas terciarias de la provincia de Castellón". Diputación Provincial de Castellón.

MINERALES ORIGEN DE LOS OXIDOS UTILIZADOS EN LOS ESMALTES EN EL SECTOR PAVIMENTO-REVESTIMIENTO CERAMICO.

SEGURA, R.; GARGALLO, L.; JORDAN, M.M.; BOIX, A.*

Departamento de Ciencias Experimentales. Universitat Jaume I. Castellón.

*Becaria FPI Consellería de Cultura, Educació i Ciència. Generalitat Valenciana.

1.- INTRODUCCION

Los esmaltes cerámicos son capas delgadas y continuas, fundamentalmente vítreas, preparadas a partir de mezclas de materiales aportadores de unos óxidos determinados de diferentes elementos. Para introducir estos óxidos, en el sector de pavimento y revestimiento se utilizan las fritas.

Las fritas son vidrios insolubles preparados con diferentes materias primas y que tras fundirlas a alta temperatura (1500°C) se incorporan como materias primas a los esmaltes. Las materias primas son normalmente minerales más o menos purificados los cuales pueden aportar uno o varios óxidos y cuya finalidad es dar unas determinadas propiedades y características al esmalte del que forman parte.

2.- DESARROLLO

A continuación, se enumeran los principales óxidos utilizados en el sector, detallando las materias primas normalmente utilizadas para introducir tales óxidos así como la influencia de éstos sobre las propiedades de los esmaltes. Sólo se indican los minerales que aportan un óxido, aunque generalmente se utilizan materiales que aportan más de uno, tales como la albita y la nefelina (que aportan óxidos de sodio, de aluminio y sílice) o el caolín (alumina y sílice).

a) SÍLICE (SiO_2)

Se introduce bajo la forma de cuarzos y arenas. Representa el elemento principal del esmalte, ya que tiene la propiedad de vitrificar bajo la acción del fundente en un ancho intervalo de temperaturas. Las funciones de la sílice en el esmalte es regular la temperatura de maduración, aumentar la resistencia al ataque químico, aumentar la resistencia mecánica y aumentar o disminuir el coeficiente de dilatación (según se integre en la fase cristalina o en la fase vítrea). El porcentaje de sílice en los esmaltes supera el 50% en la mayoría de las composiciones.

b) ANHÍDRIDO BÓRICO (B_2O_3)

Se aporta principalmente bajo la forma de ácido bórico, borax sódico y colemanita. Después de la sílice, el boro es el elemento más importante por su propiedad de vitrificar. Entre las principales propiedades que aporta al esmalte se encuentran las de fundencia, aumentar el índice de refracción, disminuir la viscosidad, bajar el coeficiente de dilatación y disolver muchos óxidos colorantes.

c) ÓXIDO DE PLOMO (PbO)

Es introducido generalmente bajo la forma de minio, litargirio y carbonatos básicos de plomo. Utilizar este óxido tiene ventajas e inconvenientes. Entre las ventajas tenemos las de aumentar la densidad, el brillo y el índice de refracción del esmalte, pero en contrapartida tiene los inconvenientes de tener una débil viscosidad y ser un compuesto altamente tóxico. Cabe indicar que el esmalte es muy sensible al ataque de los ácidos si el contenido en óxido supera cierta proporción.

d) **ÓXIDOS DE POTÁSIO (K_2O), DE SÓDIO (Na_2O) Y DE LÍTIO (Li_2O)**

Son adicionados al esmalte como nitratos, cloruros, carbonatos o feldespatos, aunque estos últimos aporten más de un óxido. En general, aumentan el coeficiente de dilatación, confieren brillo a los esmaltes y tienen tendencia a la desvitrificación.

e) **ÓXIDOS DE MAGNESIO (MgO), DE CÁLCIO (CaO) Y DE BARIO (BaO)**

Se introducen como periclasa, magnesita y epsomita para el magnesio, como calcita, creta y anortita para calcio y como witerita y baritina para el bario. El óxido de magnesio reduce el coeficiente de dilatación pero aumenta la tensión superficial. El óxido de calcio aumenta la resistencia mecánica y a alta temperatura produce una disminución de la viscosidad. Por último, el óxido de bario, aumenta la densidad y la refracción, por lo que confiere brillo al esmalte.

f) **ÓXIDO DE ALUMINIO (Al_2O_3)**

Para introducir este óxido en un esmalte se utilizan varios componentes como el corindón, bauxita y gibbsita. Les confiere las siguientes características: aumento de la viscosidad, disminución de la tendencia a desvitrificar, aumento de la resistencia mecánica y química y disminución del coeficiente de dilatación. Este óxido se añade a la composición del esmalte en la máxima proporción compatible con el rango de cocción, ya que, debido a su naturaleza anfótera, tiene capacidad para combinarse tanto con la sílice como con los óxidos básicos, siendo por esto el mejor estabilizador para los esmaltes.

g) **ÓXIDO DE ZINC (ZnO)**

Es añadido, entre otros, bajo la forma de cincita, smithsonita y espartalita. Se caracteriza por disminuir el coeficiente de dilatación y la viscosidad. Si la proporción de este óxido en el esmalte es elevada, reduce la resistencia al ataque químico.

h) **ÓXIDO DE TITANIO (TiO_2)**

Se adiciona bajo la forma de anatasa, brookita y rutilo. Las principales propiedades que aporta al esmalte son la disminución de la fundencia y de la solubilidad del plomo y el aumento del coeficiente de dilatación, la viscosidad y la resistencia química y mecánica.

i) **ÓXIDO DE ESTAÑO (SnO_2)**

Se introduce bajo la forma de casiterita. Es el mejor opacificante, pero es poco utilizado dado su elevado coste. Otras características que da al esmalte es la disminución del coeficiente de dilatación y aumentar la resistencia mecánica y química.

j) **ÓXIDO DE ZIRCONIO (ZrO_2)**

Es aportado bajo la forma de zirconita y baddeleyita. Es un buen opacificante en un amplio rango de temperaturas. También destaca por disminuir al fundencia y el coeficiente de dilatación y aumentar la viscosidad y la resistencia mecánica y química.

3.- BIBLIOGRAFÍA

- SACMI IMOLA - A.T.C. (1990). "Tecnología de la fabricación de azulejos". IMPIVA, A.T.C.
- ENRIQUE, J.E.; NEGRE, F. (1985). "Tecnología cerámica. volumen V. Esmaltes cerámicos". I.T.C, Universidad de Valencia.
- ENRIQUE, J.E.; BLASCO, A.; MONZÓ, M.; AMORÓS, J.L. (1984). "Tablas cerámicas". Instituto de Química Técnica, Universidad de Valencia.
- PASCUAL, J.A.; BORT, J.; BOIX, A. (1992). "Influencia de la composición en la resistencia a la abrasión de fritas cerámicas". II Congreso Mundial de la Calidad del Azulejo y del Pavimento Cerámico.

DISEMINACIONES DE SULFUROS DE Ni-Cu-Fe EN UNA DOLERITA PICRÍTICA DEL TRIAS DE LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

D. MORATA, S. MORALES y F. GERVILLA

Instituto Andaluz de Geología Mediterránea y Departamento de Mineralogía-Petrología. CSIC-Universidad de Granada. Avda. Fuentenueva s/n. 18002. Granada.

Entre los materiales triásicos de facies Keuper de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas es frecuente encontrar manifestaciones ígneas básicas volcánicas y, mayoritariamente subvolcánicas. En las proximidades de Alcalá la Real (Jaén), se observa un pequeño stock intrusivo en materiales arcillosos triásicos de edad Carniense. En ese stock se han observado procesos de acumulación, desarrollándose un nivel basal formado por una dolerita picrítica rica en olivino (hasta un 45% modal). En los niveles superiores de dicho stock no aparece olivino, siendo la asociación mineral dominante plagioclasa-anfibol-clinopiroxeno. El quimismo de los piroxenos ígneos y la geoquímica de roca total apuntan a una afinidad transicional hacia alcalina para esta dolerita picrítica (Morata y Puga, 1993).

Además del olivino (Fe_{76-84}), presente como fase cumúlítica, aparecen espinelas rica en Cr ($X_{Mg} = 0.64-0.57$ y $X_{Cr} = 0.19-0.18$) en forma de pequeñas inclusiones idiomórficas dentro de los olivinos; plagioclasa (An_{35-64}) y clinopiroxeno ($Wo_{46}En_{44}Fs_{10}$) se presentan como fases intercumúlíticas; anfibol rico en Ti (edenita-kaersutita) y flogopita constituyen las fases tardías de cristalización. Anfibol y flogopita suponen menos del 10% del total de la mineralogía. Asociado a estas fases tardías de cristalización es frecuente encontrar pequeñas diseminaciones de sulfuros de Ni-Cu-Fe, de tamaño entre algunas decenas de micras y 1-2 centímetros, junto con óxidos tipo magnetita-ilmenita (Morata y Puga, 1992).

Los agregados de sulfuros están constituidos por pirrotina, pentlandita, calcopirita, cubanita y magnetita. En ellos, la calcopirita, a veces con intercrecimientos lamelares de cubanita, tiende a situarse en los contactos externos entre los sulfuros y los silicatos encajantes. En el interior, la pirrotina (con contenidos de Ni inferiores al 0.5 % en peso) incluye algunos agregados granulares de pentlandita (con relaciones Ni/(Ni+Fe) alrededor de 0.48 y contenidos medios de Co del 1% en peso) pero, sobre todo, muestra abundantes exsoluciones de tipo "flames" de este mineral dispuestas a lo largo de planos de fractura y de los contactos entre pirrotina y calcopirita. La magnetita se encuentra intercrecida con pirrotina a lo largo de zonas de fractura y rellenando fracturas tardías.

Esta roca contiene, así mismo, xenocristales de andalucita, parcial o totalmente transformados a corindón ± espinela aluminica ($X_{Mg} = 0.61-0.48$ y $X_{Al} = 0.98$), lo cual pone de manifiesto la existencia de un proceso de asimilación de materiales corticales (metapelitas) pertenecientes a un zócalo no aflorante (Morata y Puga, 1991, 1992). El proceso de asimilación de metapelitas da lugar a un aumento de SiO_2 y una disminución de FeO, lo que hace disminuir drásticamente la solubilidad del S en el magma (Buchanam, 1988), provocando la formación de un líquido sulfurado inmiscible. Si se tiene en cuenta, además, que en la mayor parte de los casos las metapelitas contienen piritas diseminadas, el proceso de asimilación de las mismas provoca un aporte adicional de S al sistema, favoreciendo la saturación del magma en este elemento.

La morfología actual del stock subvolcánico resultaría de la acumulación gravitatoria de los minerales máficos más pesados (esencialmente olivino), junto con las "gotas" de líquido sulfurado inmiscible y los cristales de andalucita no asimilados. Durante el enfriamiento, el líquido sulfurado cristaliza en forma de una solución sólida monosulfurada (*mss*) con Cu, de la cual se separa, en primer lugar, una solución sólida intermedia (*iss*). La *iss* se situaría hacia los bordes de los agregados de sulfuros, formando en esta zona la calcopirita y los intercrecimientos calcopirita-cubanita. De la *mss* resultante, comienza a exsolverse pentlandita en forma de agregados granulares alrededor de los 610°C, pero el carácter subvolcánico de estas rocas, hace que, debido al relativamente rápido enfriamiento, sólo una pequeña proporción de Ni de la *mss* pueda exsolverse en forma de pentlandita granular, provocando que el mayor volumen de Ni, por tanto, se exsuelva de la *mss* a baja temperatura, en forma de "flames".

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Bouchanam, D.L. (1988). Platinum-group element exploration. Elsevier. 185 pp.
Morata, D. y Puga, E. (1991). Bol. Soc. Esp. Mineralogía, 14-1, 136.
Morata, D. y Puga, E. (1992). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 72, 379-387.
Morata, D. y Puga, E. (1993). Bol. Soc. Esp. Mineralogía, 15, (*en prensa*).

Este trabajo ha sido subvencionado por los Grupos de Investigación de la Junta de Andalucía nº 4072 y 4028, Proyectos de la DGICYT PB-0017 y PB-0107 y por el PICG nº 336.

Instrucciones a los Autores para la presentación de manuscritos

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

Los manuscritos deberán estar escritos en español o en inglés.

De cada manuscrito (texto y figuras) se enviarán **Original y Dos Copias** a la Dirección del Comité de Redacción. Las dos copias serán revisadas por especialistas elegidos por el Comité Editorial, y sólo se publicaran los manuscritos que hayan sido informados favorablemente.

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

I- Trabajos originales y revisión de artículos

- 1./ Planificación
- 2./ Título
- 3./ Título abreviado
- 4./ Nombre(s) de autor(es) y nombre(s) y dirección(es) de la(s) institución(es)
- 5./ Resumen - Abstract
- 6./ Palabras Clave - Key Words
- 7./ Texto
- 8./ Referencias
- 9./ Tablas
- 10./ Figuras
- 11./ Leyenda de Tablas y Leyenda de Figuras

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

1/ Planificación

El plan indica el orden de los diferentes apartados del manuscrito. No será publicado.

2/ Título

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

3/ Título abreviado

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

4/ Nombre(s) de autor(es)

Deberá incluirse el primer nombre completo y la inicial del segundo (si es compuesto) y los apellidos de cada autor, así como la dirección(es) completa(s) del Centro de trabajo de cada uno. Cualquier correspondencia se dirigirá al primer autor si no existen indicaciones en contra.

5/ Resumen - Abstract

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

6/ Palabras clave - Key Words

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

7/ Texto

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

Las referencias en el texto deberán aparecer como sigue:

(Arribas, 1978; Fontboté & Amstutz, 1981)

o

según Arribas (1978) y Fontboté & Amstutz (1981)

o, si son más de dos autores:

(Velasco et al., 1988)

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

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

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

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

(Fig. 3) (Tabla 2)

Para obtener palabras impresas :

. en *itálica*, deberán ir subrayadas así: mineralogía

. en **negrita**, deberán ir subrayadas así: mineralogía.

Para facilitar los trabajos de impresión se aconseja que los autores envíen una copia del texto (una vez aprobado por el Comité de Redacción) registrada en disquete, en lenguaje Wordstar o Wordperfect para compatibles PC.

8/ Referencias

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

Referencias

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

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

Guinier, A. (1956): Théorie et technique de la radiocristallographie. Dunod ed., Paris, 736 p.

McLaren, A.C. (1974): Transmission electron microscopy of the feldspars. in "The Feldspars", W.S. MacKenzie and J. Zussman, ed. Manchester University Press, 379-423

- Spry, P.G. (1978): The geochemistry of garnet-rich lithologies associated with the Broken Hill Orebody, N.S.W., Australia. M.S. thesis, Univ. Adelaide, Adelaide, Australia.
- ____ & Scott, S.D. (1986a): The stability of zincian spinels in sulfide systems and their potencial as exploration guides for metamorphosed massive sulfide deposits. *Econ. Geol.* **81**, 1446-1463.
- ____ & ____ (1986b): Zincian spinel and staurolite as guides to ore in the Appalachians and Scandinavian Caledonides. *Can. Mineral.* **24**, 147-163

9/Tablas

Todas las tablas se reproducirán reduciendo un 50% y por tanto deberán estar escritas con especial cuidado y nitidez.

Se sugiere un espaciado de uno y medio y un número limitado de líneas horizontales o verticales. Si hay demasiados espacios desaprovechados se devolverán a los autores para su reimpresión.

La anchura de las tablas será de 13,5 cm (para reducir a una columna) o de 28 cm (para reducir a dos columnas).

10/ Figuras

El tamaño máximo de los originales será de 21 x 29,7 cm. En ellos deberá figurar, escrito a lapiz en la parte posterior, el nombre del autor y el número de orden.

Dibujos y gráficos: han de ser originales, preferiblemente delincados sobre papel blanco o vegetal, con grosor de líneas y tamaño de letras adecuados para ser legibles una vez reducidos; así, en una figura de 13,5 cm de ancho (para reducir a una columna) las letras deberán ser de 5 mm.

Fotografías: **4 máximo**. Deberán tener un buen contraste y la escala irá incluida en cada una de ellas. Si las fotos están agrupadas en una lámina, se enviarán también un duplicado de las fotos separadas.

11/ Leyendas

Todas las figuras y tablas llevarán una leyenda suficientemente explicativa. Dichas leyendas se escribirán en una hoja aparte.

II - Notas cortas

El Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía podrá publicar también los resultados más importantes de un trabajo en forma condensada; la totalidad de los resultados podrán ser presentados posteriormente en un trabajo más extenso.

Dichas notas deberán presentarse como los artículos pero serán más cortas: con un pequeño abstract, un texto de 1000 a 1500 palabras y no más de dos tablas o figuras.

La decisión para su publicación la dará la dirección del Boletín o un miembro de la Comisión Editorial.

Los manuscritos originales y las ilustraciones se destruirán dos meses después de su publicación.



SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINERALOGÍA

C/ Alenza, 1 (D-201), 28003-MADRID.

☎ (91) 441.71.38 (L, Mi, V de 17.30 a 20.30 h.)

Ficha de Inscripción

Nombre Apellidos

..... Fecha y lugar de nacimiento

Domicilio

Código postal, población y provincia

Teléfono part. Teléfono trabajo Profesión

Dirección del centro de trabajo

..... Código postal, población y provincia

Tipo de socio (marcar con una X): ordinario ; estudiante ; colectivo ; protector ; vitalicio .

Interesado en los siguientes temas: Cristalografía ; Mineralogía ; Petrología ; Geoquímica ; Yacimientos ;

Inclusiones Flúidas ; Coleccionismo ; Otros

Firmas de 2 socios avalistas

Fdo.:

Fdo.:

Cuotas vigentes para el año 1993			
Socio ordinario	5.000 Ptas.	Socio estudiante	2.500 Ptas. (adjuntar documento acreditativo)
Socio Protector	25.000 Ptas.	Socio Colectivo	25.000 Ptas. (Empresas, Departamentos, etc.)
Socio Vitalicio	80.000 Ptas.		

La cuota del año de ingreso debe abonarse en metálico, mediante cheque o transferencia bancaria a nombre de la Sociedad Española de Mineralogía. Las de años sucesivos se efectuarán por domiciliación bancaria, cumplimentando estos datos:

✕

Sr. Tesorero de la Sociedad Española de Mineralogía
Alenza 1, Despacho 201, 28003 MADRID

Muy Sr. mío:

Le ruego tramite el cobro de las cuotas anuales de la Sociedad Española de Mineralogía, con cargo a la cuenta que poseo en la entidad:

BANCO/CAJA DE AHORROS Código

Sucursal/Agencia Código Población

Domicilio entidad

Atentamente,

Firma

Nombre y Domicilio

✕

Sr. Director del Banco/Caja de Ahorros

Sucursal y dirección

Muy Sr. mío:

Le ruego atienda el cobro de las cuotas anuales de la Sociedad Española de Mineralogía, con cargo a la cuenta que poseo en esa entidad.

Atentamente

Firma

Firmado: Sr. D.

Domicilio

Nº cuenta