

RELACIÓN ENTRE LA RESPUESTA ESPECTRAL (VISIBLE - INFRARROJO CERCANO) Y LA COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE MATERIALES SEDIMENTARIOS DEL BORDE OCCIDENTAL DE LA CUENCA DEL DUERO.

E. García-Meléndez¹, M. Ferrer-Juliá², A. Bermejo³ y M. Suárez³

¹ *Departamento de Ingeniería Minera, Facultad de Ciencias Ambientales, Universidad de León, Campus de Vegazana, 24071 León, (dimegm@unileon.es).*

² *Departamento de Geografía, Universidad de Salamanca, C/ Cervantes 3, 37008 Salamanca.*

³ *Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Plaza de la Merced 37008 Salamanca.*

Resumen: Se ha estudiado la composición mineralógica y la respuesta espectral de 40 muestras de la zona suroccidental de la Cuenca del Duero mediante difracción de rayos X y espectroscopía de reflectancia de laboratorio en el intervalo de longitudes de onda entre 400 y 2.500 nm. La composición mineralógica de las muestras estudiadas es muy similar, están formadas principalmente por silicatos y ocasionalmente calcita. Los silicatos que componen las muestras son cuarzo y filosilicatos con cantidades variables de feldespatos. En los filosilicatos, siempre de carácter dioctaédrico, se han identificado tres asociaciones: vermiculita-illita-(+caolinita), illita-caolinita e illita-esmectita-caolinita-(+paligorskita), siendo esta última la más frecuente. El análisis espectral detallado ha permitido la clasificación de las muestras en siete grupos en función de las curvas espectrales obtenidas teniendo en cuenta la posición, forma e intensidad de los rasgos de absorción presentes en el intervalo de longitudes de onda correspondientes al infrarrojo cercano. A partir de los resultados obtenidos se ha comprobado que muestras pertenecientes a un mismo “grupo espectral” tienen características mineralógicas similares. En el intervalo de longitudes de onda del espectro electromagnético estudiado en términos generales, se puede deducir la composición mineralógica de una muestra a partir de su curva espectral una vez que dicha curva se asigne a uno de los “grupos espectrales” definidos.

Palabras clave: Mineralogía, Difracción de RX, Espectroscopía, Cuenca del Duero

Abstract: The mineralogical composition and the spectral response of 40 samples from the western Duero Basin were studied through laboratory reflectance spectroscopy (covering the 400 to 2,500 nm wavelength interval) and X-ray diffraction analysis, in order to determine the relationships between spectral curves and mineralogy. The mineralogical composition is mainly characterised by the presence of silicates and calcite. Silicates are quartz and phyllosilicates with variable amounts of feldspars. All the phyllosilicates are dioctaedric and the main associations identified are: vermiculite-illite-(+kaolinite), illite-kaolinite and illite-smectite-kaolinite (+palygorskite), being more frequent the last one. According to the position, shape and intensity of the absorption bands located in the spectral curves obtained from laboratory reflectance spectroscopy in the visible and near-infrared (V-NIR) portion of the electromagnetic spectrum, seven groups of samples can be differentiated. From the obtained results, it can be possible to determine, in general terms, the mineralogical composition of samples from their spectral curves, due to the relationship between the mineralogical composition and spectral response.

Key words: Mineralogy, X-ray diffraction, Spectroscopy, Duero basin.

García-Meléndez, E.; Ferrer-Julià, M.; Bermejo, A.; Suárez, M. (2004): Relación entre la respuesta espectral (visible - infrarrojo cercano) y la composición mineralógica de materiales sedimentarios del borde occidental de la Cuenca del Duero. *Rev. Soc. Geol. España* 17 (1-2): 39-47.

Cuando la luz interactúa con una roca o mineral, ciertas longitudes de onda son absorbidas preferentemente, otras son transmitidas a la sustancia y una parte es reflejada. La reflectancia, definida como la relación entre la intensidad de luz reflejada por una muestra y la intensidad de luz incidente sobre ella, se mide mediante espectrofotómetros de reflexión, compuestos por una fuente de luz y un prisma que separa la fuente de luz en distintas longitudes de onda, obteniéndose un espectro

continuo de reflectancia de la muestra. La energía absorbida se invierte en distintos procesos, algunos de los cuales pueden ser relacionados con la estructura atómica (saltos de electrones entre distintos niveles energéticos de la corteza atómica) o con la estructura cristalina (vibración de los enlaces) de modo que se puede obtener información sobre su composición química y mineralógica. Los procesos físicos primarios que controlan la dispersión, absorción, y/o re-emisión de radiación

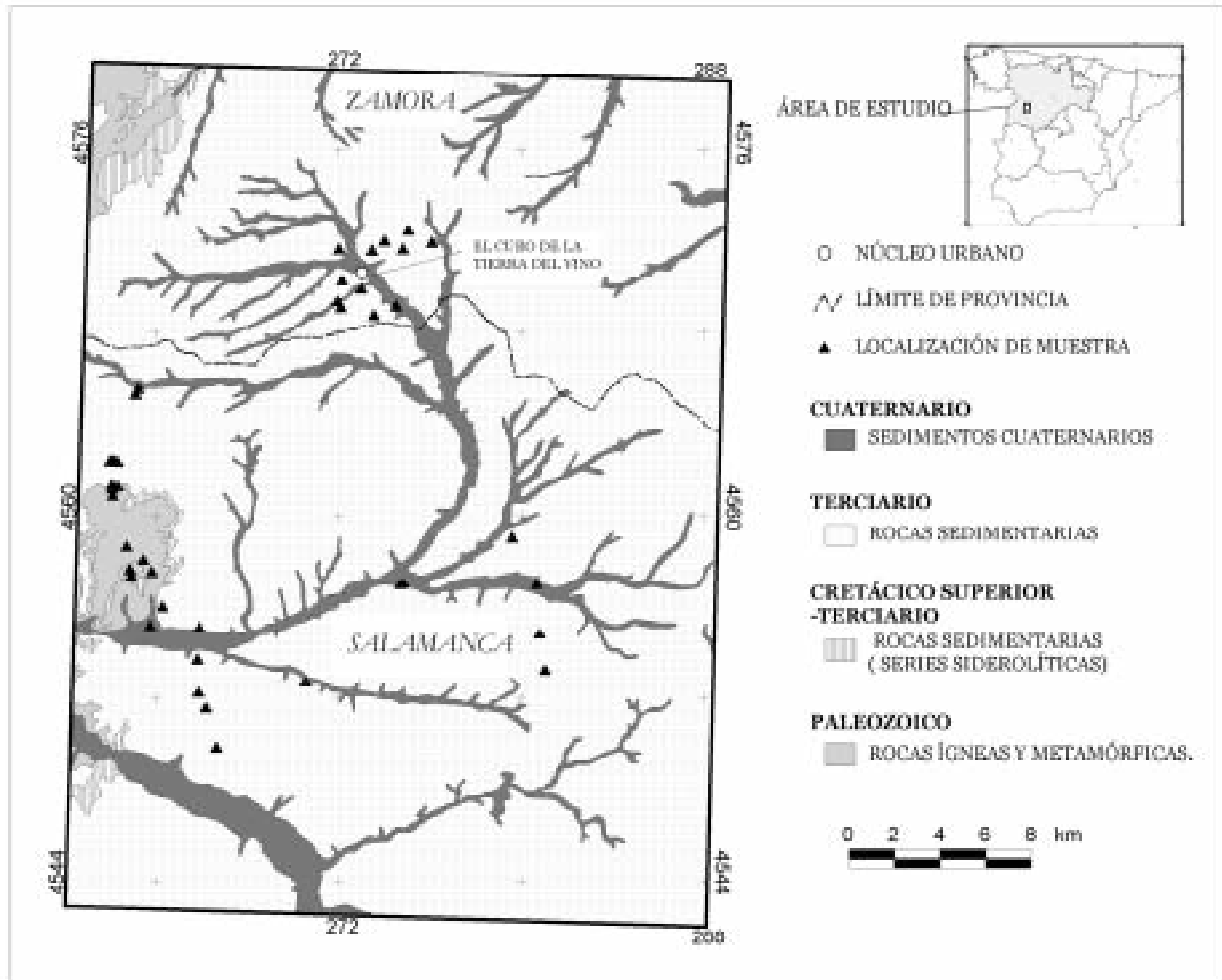


Figura 1.- Mapa de situación de la zona de estudio (base cartográfica: Mapa Geológico y Minero de Castilla y León, Junta de Castilla y León).

electromagnética en las longitudes de onda correspondientes al visible e infrarrojo cercano (400-2.500 nm) son la transferencia de carga electrónica, los efectos del campo cristalino y los efectos vibracionales. Los procesos electrónicos implicados en iones metálicos de transición como Fe^{+3} y Fe^{+2} , y los procesos vibracionales como los relacionados con H_2O , OH^- , CO_3^{-2} , SiO_2 y SO_4^{-2} , dan como resultado características específicas denominadas rasgos o bandas de absorción en los espectros de reflectancia (Hunt, 1980). Las transiciones electrónicas producen amplios rasgos de absorción que requieren niveles de energía más altos que los procesos vibracionales, y por eso tienen lugar en longitudes de onda más cortas (Hunt, 1977). La posición, forma, profundidad, anchura y asimetría de estas características de absorción están controladas por la particular estructura cristalina en la cual las especies absorbentes están contenidas, y por la estructura química del mineral, de forma que los parámetros que caracterizan los rasgos de absorción pueden ser directamente relacionados con la mineralogía de la muestra. Además de la estructura y la composición química influyen otras variables como el tamaño de partícula, la temperatura etc. de modo que si además, como sucede en la mayor parte de los materiales geológicos, hay mezcla de distintas fases la inter-

pretación es muy complicada y se basa en una buena correlación entre las curvas espectrales de laboratorio y muestras bien caracterizadas desde el punto de vista mineralógico y químico. Así, la caracterización espectral de materiales geológicos y el desarrollo de métodos interpretativos, limitaciones y calibraciones para extraer la máxima información de espectros obtenidos por sensores remotos se pueden agrupar en tres tareas principales (Gaffey *et al.*, 1997): a) caracterización de fases individuales (minerales), b) caracterización de rocas y de mezclas minerales y c) determinación de los efectos del medio físico en las propiedades espectrales de los materiales geológicos.

Los estudios de reflectancia espectral de minerales y rocas se han centrado fundamentalmente en los análisis correspondientes a rocas ígneas y metamórficas, ocasionalmente en suelos y más raramente en materiales sedimentarios (e.g. Hunt y Salisbury, 1976; Shipman y Adams, 1987; Lang *et al.*, 1990; Riaza *et al.*, 2000; García-Meléndez, 2000; García-Meléndez *et al.*, 2000, 2001 y 2002). El objetivo principal de este trabajo es analizar la información espectral obtenida a partir de los análisis de laboratorio de muestras de materiales sedimentarios del borde occidental de la Cuenca del Duero (provincias de Salamanca y Zamora) constitui-

das por mezclas minerales con el fin de establecer un conjunto de grupos espectrales con diferentes características y comparar los resultados obtenidos con la composición mineralógica.

Contexto geológico de la zona de estudio

La zona estudiada se encuentra situada en el borde occidental de la cuenca del Duero, en la zona limítrofe entre las provincias de Salamanca y Zamora comprendiendo parte de las comarcas de Ledesma, Guareña y Tierra del Vino (Fig. 1), hojas topográficas nº 425 (Villamor de los Escuderos), y 452 (La Vellés). Geológicamente, los materiales aflorantes pueden agruparse en dos grandes conjuntos: el primero, constituido por rocas ígneas y metamórficas, pertenecientes al zócalo Hercínico y el segundo, por sedimentos continentales terciarios y cuaternarios de la cobertera. Los materiales Hercínicos corresponden a la Zona Centroibérica y están constituidos por granitos, gneises, cuarcitas y pizarras paleozoicos. Los materiales cenozoicos son los más abundantes en el área de estudio, se enmarcan en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero y han sido objeto de estudio por parte de diversos autores desde finales del siglo XIX. En general se trata de sedimentos terciarios siliciclásticos de carácter continental correspondientes a ambientes aluviales y en menor proporción de sedimentos cuaternarios asociados a la red fluvial y con menos entidad, coluviones y glaciares.

Si bien se diferencian en campo varias unidades gracias a la presencia de discontinuidades o a sus diferentes rasgos texturales (e.g. Villar *et al.*, 2000; Díez *et al.*, 2000), desde el punto de vista de su composición mineralógica las diferencias son mínimas y esto imposibilitará, a priori, la diferenciación espectral. Sin embargo, la presencia de rasgos diagenéticos de distinta índole: silicificaciones, calcretas y rubefacciones (e.g. Blanco y Cantano, 1983; Molina Ballesteros *et al.*, 1997) puede dar lugar a variaciones importantes que sí puedan ser apreciadas. En este sentido cabe destacar la *Alteración Roja*, de edad Mioceno inferior, que produce materiales fuertemente rubefactados y argilitizados cartografiada por Rianza *et al.* (2000) mediante análisis espectroscópico y Teledetección.

Método

Se recogieron un total de 40 muestras en la zona de estudio abarcando tanto las superficies de los materiales terciarios y cuaternarios, como algunas correspondientes a los afloramientos Paleozoicos de la zona más occidental del área estudiada, en las proximidades de la localidad salmantina de Zamayón. Las muestras recogidas corresponden a los materiales más superficiales (primeros 5-10 cm), debido a que son éstos los que proporcionan la energía electromagnética reflejada que es captada por los sensores embarcados en satélites o aviones. La mayor parte de las muestras contienen cantos de diversa granulometría realizándose en primer lugar

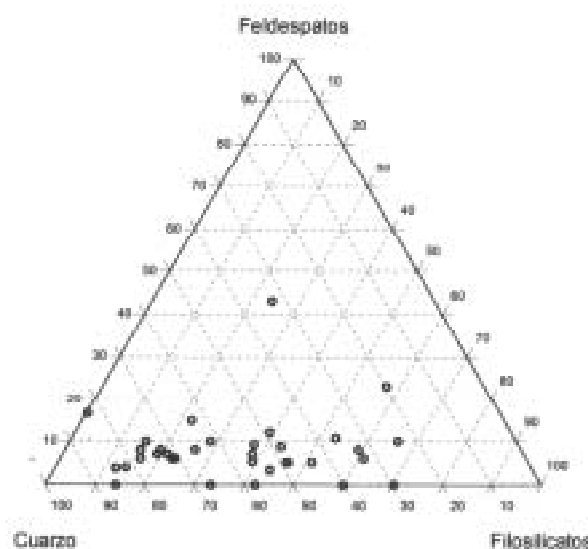


Figura 2.- Representación del contenido de los minerales mayoritarios de las muestras estudiadas.

la separación de la fracción inferior a 4 mm para su posterior molienda.

El estudio de la composición mineralógica se llevó a cabo por Difracción de Rayos X (con un difractor Siemens D500 con monocromador de grafito y radiación α de Cu) sobre las muestras pulverizadas y sobre el agregado orientado de la fracción $<2 \mu\text{m}$ (en ambiente normal, solvatado con etilén-glicol y calentado a 550°C durante 2 horas). La semicuantificación de los difractogramas se realizó siguiendo el «Método de los poderes reflectantes» (Martín Pozas, 1975).

La espectroscopía de reflectancia de laboratorio se determinó con un espectrofotómetro Perkin-Elmer Lambda-9, provisto de una esfera integradora, registrando la reflectancia con respecto a un estándar de sulfato de Bario (SO_4Ba). Las medidas espectrales se han tomado con un intervalo de lectura (resolución espectral) de 1 nm en todo el intervalo de longitudes de onda examinado. Para ello se utilizó la fracción menor de 4 mm utilizada para el análisis mineralógico, que a su vez fue pasada por un tamiz de 2,5 mm de luz, debido a las especiales características del portamuestras del espectrofotómetro utilizado.

Los espectros de reflectancia obtenidos han sido posteriormente, por una parte, comparados con curvas espectrales características de distintos minerales (Hunt y Salisbury, 1970 y 1976; Clark *et al.*, 1990) con el fin de identificar los rasgos de absorción y, por otra, relacionados con la composición mineralógica obtenida mediante Difracción de Rayos X, con el objetivo de determinar cómo la composición mineralógica influye en los rasgos de absorción y reflectancia global de las curvas espectrales obtenidas en el laboratorio.

El tratamiento estadístico de los datos ha sido realizado con el programa SPSS 10.0 manejando variables numéricas (contenidos de los distintos minerales a partir de la semicuantificación de DRX, reflectancia global e intensidad de los rasgos de absorción de los espectros) y alfanuméricas (grupo espectral asignado).

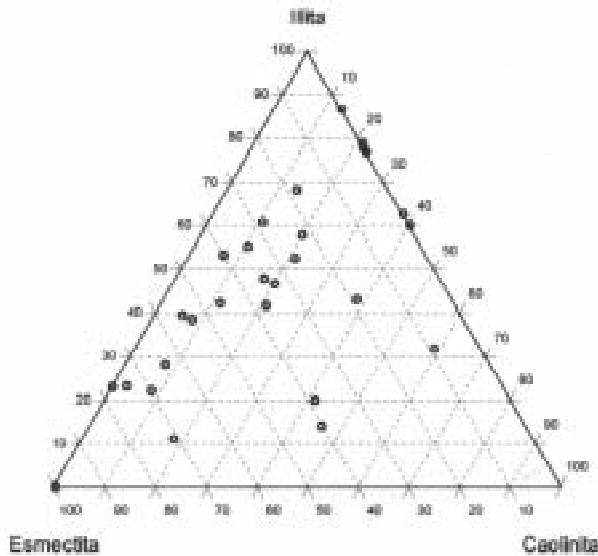


Figura 3.- Representación del contenido de los minerales arcillosos más abundantes de las muestras estudiadas.

Resultados y discusión

Composición mineralógica

La mineralogía de las muestras es muy similar, estando compuestas fundamentalmente por cuarzo, feldspatos (tanto feldespato potásico como plagioclasa) y filosilicatos. Ocasionalmente aparece calcita en relación con costras carbonatadas y muy raramente se ha identificado dolomita. También, en relación con los materiales paleozoicos estudiados o con la unidad basal del Paleógeno, ambos fuertemente silicificados, se ha identificado la presencia de abundante ópalo CT y en una muestra se ha encontrado alunita. En cuanto a los filosilicatos, constituyen del 12 al 82% del total, según la semicuantificación de los difractogramas de polvo y se han encontrado distintas asociaciones. La illita está presente en la práctica totalidad de las muestras y aparece junto con esmeclitas, caolinita, vermiculita y/o paligorskita.

Como puede observarse en la figura 2 la presencia de filosilicatos es muy variable y, como se dijo anteriormente, su composición también lo es (Fig.3). En la asociación illita ± esmeclita ± caolinita, la illita está presente en la totalidad de las muestras estudiadas, y generalmente aparece acompañada de cantidades variables de caolinita. El siguiente filosilicato más abundante es la esmeclita, fundamentalmente se trata de esmeclitas dioctaédricas teniendo en cuenta el valor a 1,49 Å de la reflexión (060) en los difractogramas de polvo. Estas esmeclitas se presentan con cristalinidad muy variable dando lugar tanto a reflexiones de DRX - correspondientes a los espaciados basales (001)- estrechas y bien definidas, con *Índice de Biscaye* próximo a la unidad, como a bandas en un amplio rango de valores de 2θ que se modifican tras el tratamiento con etilén-glicol (lo cual permite identificar su carácter esmeclítico).

En un reducido número de muestras se ha encontrado también vermiculita identificable por la presencia del pico a 14 Å en el agregado orientado y su desaparición por colapso al calentar la muestra a 500°. Queda descartada la posibilidad de la existencia de clorita degradada que pudiera colapsar con el calentamiento ya que se trata de picos bastante estrechos que no presentan ningún indicio de hinchamiento con etilén-glicol además de presentar una relación de intensidades (001)/(002) adecuada. Otro de los minerales arcillosos que se identifica en algunas de las muestras estudiadas es la paligorskita. Su característica morfología fibrosa se observa en la siguiente microfotografía correspondiente a la muestra SO1 (Fig. 4). Se puede apreciar cómo la paligorskita recubre un sustrato previo indicando que se trata de un mineral neoforado sobre el sedimento anterior. Aparece asociada a calcita y en relación con la formación de calcretas.

Espectros de laboratorio

El estudio de la respuesta espectral de las muestras recogidas se realizó para las longitudes de onda en el intervalo visible - infrarrojo cercano (V-IRC). Los espectros obtenidos se estudiaron en función de la intensidad, forma y posición de los rasgos de absorción identificados (en la región del espectro electromagnético correspondiente al IRC) así como por la reflectancia global y por la morfología de las curvas espectrales en la zona correspondiente a radiación electromagnética de longitudes de onda visible para, posteriormente, relacionarlos con la composición mineralógica determinada mediante difracción de rayos X. La reflectancia global, medida en 1.700 nm (zona del espectro en la cual apenas hay influencia de los rasgos de absorción más próximos, a 1.400 y 1.900 nm), oscila entre el 38,16 % y el 75,1 %.

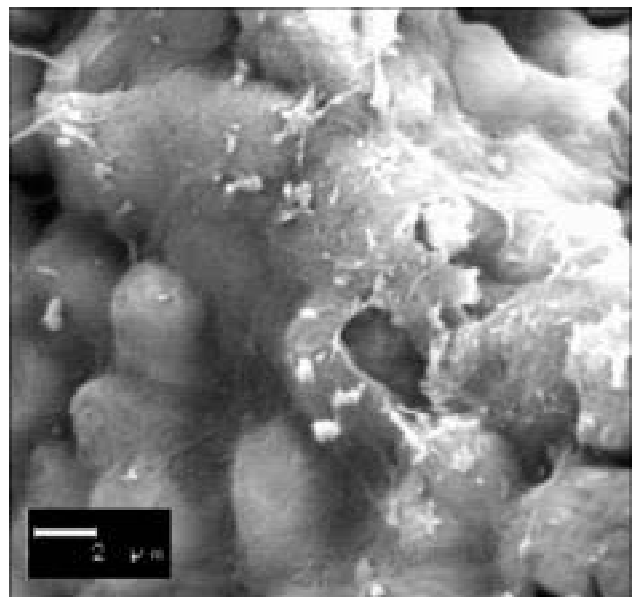


Figura 4.- Microfotografía SEM correspondiente a la muestra SO1 en la que se observa un recubrimiento por fibras de paligorskita.

Puesto que en ningún caso se trata de muestras monominerálicas sino que siempre están formadas por la mezcla de cuatro o más minerales, la asignación de los distintos rasgos de absorción a uno o varios de estos minerales y por tanto la identificación de los mismos en los espectros es casi imposible, excepto para las muestras con un muy elevado contenido de caolinita que se identifica por un agudo pico doble a 2.200 nm. Para poder determinar la influencia de los distintos minerales sobre los espectros (y consecuentemente interpretarlos) se han clasificado los espectros atendiendo fundamentalmente a la forma de las curvas espectrales en el IRC. La comparación y agrupamiento de los espectros ha dado lugar a siete grupos diferentes (Fig. 5). Si bien algunas muestras presentan rasgos perfectamente discriminatorios en este intervalo de longitudes de onda, hay otras que podrían ser incluidas en más de uno de los siete grupos realizados. Las características de cada uno de estos grupos se describen a continuación:

Grupo 1: Reflectancia global entre el 50-65%. Rasgos con poca intensidad en 1.400, 1.900 y 2.200 nm.

Grupo 2: Similar al anterior pero con un poco más de profundidad de los rasgos de absorción. El rasgo de 1.900 nm está abierto hacia mayores longitudes de onda.

Grupo 3: Claramente diferente de los anteriores. Con reflectancia global muy diferente, presenta como característica común la presencia de rasgos de absorción muy marcados a 1.400 y 1.900 nm.

Grupo 4: Con rasgos marcados a 1.400 y 1.900 nm pero con una intensidad intermedia entre los grupos 2 y 3 anteriormente mencionados.

Grupo 5: Se diferencia de los anteriores porque el rasgo de 2.200, como los de 1.400 y 1.900 nm, también está muy marcado. Además, aunque no se ha tenido en cuenta en esta clasificación, en el visible también presenta una fuerte absorción.

Grupo 6: Espectros con rasgos muy marcados, especialmente destaca una amplia banda centrada a unos 1.100 nm.

Grupo 7: Su principal característica es el "doblete" en el intenso pico a 2.200 nm.

Relación entre la composición mineralógica y la respuesta espectral

En la región comprendida entre 500-3.000 nm el espectro está caracterizado por las absorciones debidas a las vibraciones ν_1 (1.454 nm) y ν_3 (1.875 nm) del agua y a ν_1 (2.738 nm) de los hidroxilos (Clark *et al.*, 1990). Tanto el agua como los hidroxilos presentan rasgos de absorción en la proximidad de 1.400 nm. La flexión de la molécula de agua da lugar a absorciones en 1.200 y 1.900 nm. Cuando sólo hay OH⁻ en la estructura, estas bandas o rasgos de absorción no se observan sino que se detectan rasgos en la región 2.200-2.400 nm debidos a la combinación de los modos fundamentales de tensión O-H y flexión M-O-H (siendo M el catión al que el

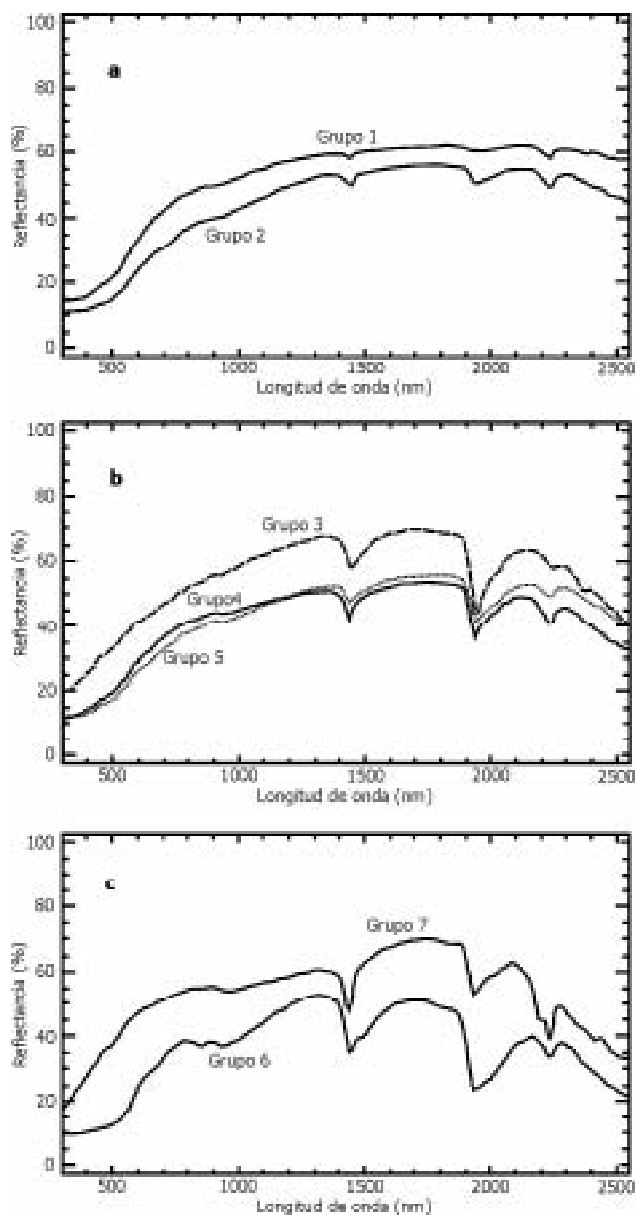


Figura 5.- Espectros de reflectancia de las muestras correspondientes a los distintos grupos diferenciados: a) grupos 1 y 2, b) grupos 3, 4 y 5, c) grupos 6 y 7.

OH⁻ está enlazado). Así pues esta región del espectro es especialmente interesante en el estudio de filosilicatos (ya que contienen tanto hidroxilos en su estructura como moléculas de agua absorbidas) siendo minerales muy abundantes en los materiales sedimentarios en general y en la zona de estudio en particular como se ha visto en el apartado anterior. Según Hunt (1977) y Hunt y Ashley (1979) hay una diferencia en la posición de la banda de absorción que corresponde al enlace M-O-H de los filosilicatos, de manera que aparece centrada en 2.200 nm si se trata de Al-O-H (mineral dioctaédrico) y en 2.300 nm si el enlace es Mg-O-H (mineral trioctaédrico). Las muestras estudiadas presentan un claro carácter dioctaédrico como se puede deducir del valor de la reflexión 060 en los difractogramas de polvo, que oscila entre 1,49-1,50 Å, en concordancia con los espectros (Fig. 5) en los que no aparece ningún rasgo de

absorción en 2.300 nm (excepto en la muestra SO-1 representada en el grupo 3 de la figura 5b, en la que aparece calcita que también presenta un rasgo en el entorno de esa longitud de onda).

Para relacionar la composición mineralógica con los grupos de espectros definidos se ha realizado el tratamiento estadístico de los datos así como la representación de las relaciones de los distintos componentes en diagramas binarios teniendo en cuenta el grupo al que han sido asignados. En la figura 6 se representan las muestras teniendo en cuenta el “Grupo Espectral” al que han sido asignadas en función de los minerales mayoritarios. Puesto que en la mayor parte de las muestras cuarzo, feldespatos y filosilicatos son los constituyentes esenciales de las mismas, todas las muestras se proyectan sobre una diagonal exceptuando aquellas en las que aparecen carbonatos (fundamentalmente calcita). Se puede apreciar cómo las muestras correspondientes a los Grupos 1 y 2 son, en general, las que menos proporción de filosilicatos presentan y, lógicamente, las que tienen mayor contenido en cuarzo y feldespatos quedando proyectadas prácticamente en la misma zona del diagrama. Puesto que esos minerales se caracterizan por la ausencia de rasgos espectrales de absorción en el intervalo de longitudes de onda analizadas es lógico que la respuesta del pequeño porcentaje de filosilicatos quede enmascarada y que se tengan “espectros planos” en comparación con el resto de las muestras. Por el contrario aquellas muestras en las que el contenido de filosilicatos es más alto son las correspondientes a los grupos 5, 6 y 7 caracterizados por rasgos de absorción más marcados.

Si tenemos en cuenta la composición de los filosilicatos podemos comprobar cómo las muestras correspondientes a los Grupos 1 y 2 son aquellas en las que el mineral predominante es la illita junto con vermiculita y son escasas las esmectitas y la caolinita. De nuevo en estos grupos identificamos los minerales con menor respuesta espectral de entre los que componen las muestras estudiadas. A pesar de la pequeña diferencia

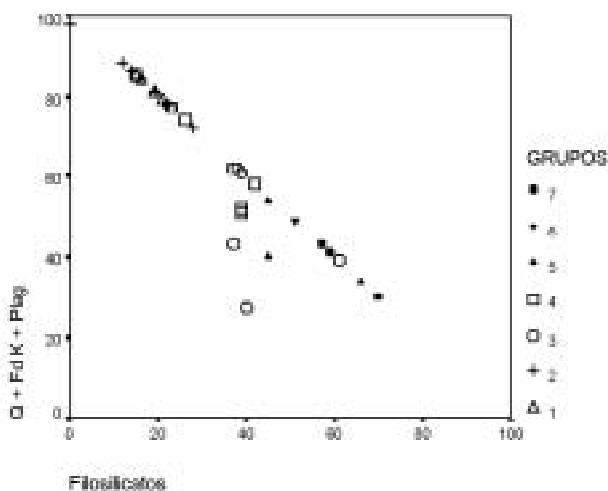


Figura 6.- Representación de Q+feldespatos / filosilicatos en función del grupo espectral al que corresponden las muestras.

entre los espectros del Grupo 1 y los del Grupo 2 que, a priori, parecen estar separados de modo un tanto arbitrario (sólo por la pequeña diferencia de intensidad de los rasgos de absorción en el IR), en la figura 7 podemos apreciar cómo en todas las representaciones en las que se tiene en cuenta el contenido en vermiculita las muestras del Grupo 1 se separan claramente de las demás.

Dentro de los minerales arcillosos los más abundantes son illita, caolinita y esmectitas como se ha dicho anteriormente. Tanto las esmectitas como la sepiolita y la paligorskita (las denominadas arcillas absorbentes) se caracterizan por la gran cantidad de agua que contienen en relación con su estructura cristalina (en la interlámina de las esmectitas y en los canales de sepiolita y paligorskita, respectivamente) de modo que presentan espectros de absorción característicos relacionados con estas moléculas de agua y con rasgos centrados en 1.400 y 1.900 nm. El rasgo de 1.400 nm corresponde a las vibraciones de tensión (primer sobretono) de los grupos OH⁻ que forman parte tanto de la capa octaédrica de los filosilicatos como de las moléculas de agua absorbida, mientras que el rasgo en 1.900 nm es característico del agua que se encuentra absorbida en la interlámina de las esmectitas (Hunt, 1977; Hunt y Ashley, 1979) o en los canales de las arcillas fibrosas (sepiolita y paligorskita). Estos rasgos están presentes con mayor o menor intensidad en los Grupos 3, 4, 5 y 6 (en este último junto con sílice amorfa). Las muestras correspondientes a estos “grupos espectrales” son aquellas en las que la relación esmectitas/illita es más alta de modo que, efectivamente, se puede interpretar que aquellos espectros que presentan más intensidad en las citadas bandas de absorción son lo que tienen más arcillas absorbentes: fundamentalmente esmectitas y en algunas muestras paligorskita como, por otra parte, se comprueba en la figura 7.

Por último, las muestras del Grupo 7 se diferencian de las demás en relación con el contenido en caolinita (ver Fig. 7) y sílice amorfa (junto con cuarzo y esmectitas). Su respuesta espectral está marcada por los rasgos característicos de ambas fases: el doblete del pico en 2.200 nm y el agudo rasgo en 1.400 nm característicos de la caolinita y de la sílice amorfa. La caolinita, por ser un filosilicato de tipo 1:1 presenta una mayor proporción de grupos OH⁻ que el resto de los minerales arcillosos por lo que el rasgo en 1.400 nm (debido a estos OH⁻ de estructura) es más agudo e intenso que para los demás minerales arcillosos. Por otra parte su capacidad de retener agua molecular es muy limitada de modo que, a diferencia de otras arcillas, no presenta una amplia banda en 2.200 nm sino un pico doble y estrecho ya que en esta longitud de onda se produce la absorción de la energía correspondiente a la vibración del enlace O-H y del Al-O-H característico particularmente de la caolinita y en general de las arcillas dioctaédricas.

Los carbonatos en general y la calcita en particular se caracterizan por presentar rasgos de absorción muy marcados. Tanto los carbonatos romboédricos como los

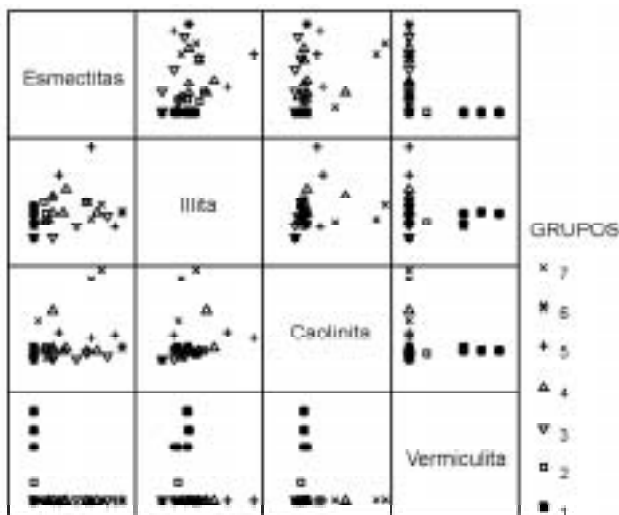


Figura 7.- Representaciones de los distintos componentes minerales en función del "grupo espectral" al que corresponden las muestras.

rómbicos presentan un número limitado de estrechos rasgos de absorción en longitudes de onda mayores de 1.600 nm debido a combinaciones de modos de vibración fundamentales de la red. La posición concreta de cada banda está, en principio, en función de la masa del catión (Gaffey *et al.*, 1997). Se puede destacar, también, como característica general la alta reflectancia global de sus espectros, variable que puede ser utilizada por sí sola para la clasificación de los espectros de reflectancia (Suárez *et al.*, 1999) y de las correspondientes imágenes de satélite cuando la resolución espectral del sensor utilizado no permite identificar un rasgo concreto y característico (García-Meléndez *et al.*, 2002). La presencia de la calcita en cantidades apreciables no da lugar a la asignación a un determinado grupo espectral a pesar de sus rasgos de absorción perfectamente identificables en los espectros. En las muestras estudiadas sólo la SO-1 (Figs. 4 y 5b) con algo más del 30% de calcita muestra los rasgos de absorción característicos de este mineral en el intervalo de longitud de onda estudiado centrados en el entorno de 2.300 y 2.500 nm, no obstante se ha clasificado dentro del Grupo 3 debido a la profundidad del rasgo centrado en el entorno de 1.900 nm. Este rasgo está relacionado con la presencia de moléculas de agua como se dijo anteriormente y, en esta muestra en particular, se debe a la presencia de paligorskita (32%) y esmectitas (8%), minerales ambos con una gran cantidad de agua relacionada en su estructura.

La medida de la reflectancia global en 1.700 nm no parece estar relacionada con ningún componente o asociación mineralógica concreta. Los resultados de las correlaciones bivariadas entre esta variable y los contenidos de los distintos minerales sólo muestran, a priori, un cierto grado de relación inversa entre la presencia de esmectitas y de illita y la reflectancia global (coeficientes de correlación de Pearson de -0,447 y -0,477, respectivamente). Es decir, que la mayor abundancia de estas arcillas "oscurece" los espectros, lo cual es lógico si se considera que se trata de minerales con absorcio-

nes fotónicas marcadas, como ya se ha indicado anteriormente especialmente en el caso de las esmectitas. Teniendo en cuenta que los minerales que acompañan a los filosilicatos son cuarzo, feldspatos y carbonatos, que se caracterizan por su elevada reflectancia, la relación entre los filosilicatos y la reflectancia global debería ser inversa y con un alto coeficiente de correlación, sin embargo el coeficiente obtenido es -0,092. En la figura 8 se encuentran representadas estas variables y puede observarse cómo, en principio, hay una dispersión de los datos que da lugar a esa ausencia de correlación. No obstante, si se tiene en cuenta el grupo espectral al que pertenecen las muestras (agrupado en tres categorías) y la composición mineralógica de aquellas muestras que se alejan de una posible correlación inversa marcada por la línea discontinua en el gráfico, se encuentra que sí hay una relación entre el valor de la reflectancia global y los filosilicatos. Las muestras de los Grupos 1 y 2 (con menor proporción de filosilicatos y predominio de illita-esmectita) agrupadas en A tienen mayor reflectancia global que las de los Grupos 3, 4, 5 y 6 (agrupadas en B) en las que no sólo el contenido en filosilicatos es más elevado, sino que la presencia de esmectitas también es mucho mayor. Por último, las muestras que más se alejan de esa línea por tener mayor reflectancia global son las correspondientes al Grupo 7 (C en la figura 8) junto con otras tres muestras que son las que más calcita presentan. Se comprueba entonces que tanto la calcita como la caolinita influyen sobre la reflectancia global dando lugar a valores más elevados de este parámetro. Si estas muestras con mayor proporción de calcita y caolinita no se tienen en cuenta, el coeficiente de correlación entre la reflectancia global y los filosilicatos pasa a -0.696. Así pues, se confirma por una parte la influencia de la calcita en la reflectancia global de acuerdo con Suárez *et al.* (1999), García-Meléndez (2000) y García-Meléndez *et al.* (2001) y, por otra parte la relación inversa entre filosilicatos y reflectancia global.

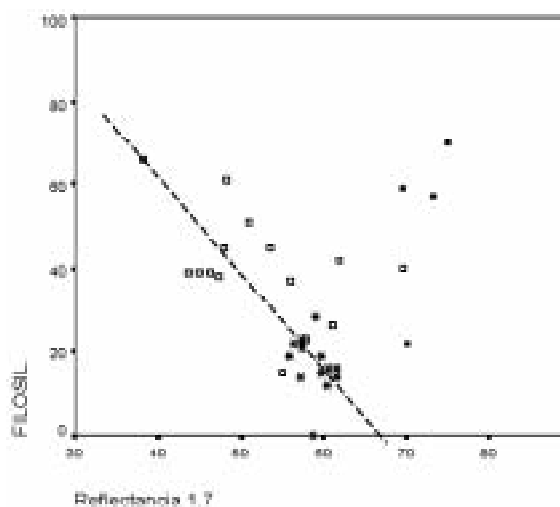


Figura 8.- Relación entre el contenido de filosilicatos y la reflectancia global (medida en 1.700 nm) en relación con el "grupo espectral" al que han sido asignadas agrupadas en A: Grupos 1 y 2, B: Grupos 3, 4, 5 y 6 y C: Grupo 7.

Conclusiones

La composición mineralógica de las muestras estudiadas es, a grandes rasgos, muy similar. Están formadas principalmente por silicatos que muy raramente aparecen con calcita ligada a calcretas. Los silicatos están compuestos por cuarzo y filosilicatos con cantidades variables de feldespato potásico y/o plagioclasa. Dentro de los filosilicatos hay varias asociaciones: vermiculita-illita-(± caolinita), illita-caolinita e illita-esmectita-caolinita-(± paligorskita), siendo esta última la más frecuente. El carácter dioctaédrico de estos filosilicatos se pone de manifiesto tanto por el valor de la reflexión (060) a 1,40-1,59Å, como por la ausencia de rasgos de absorción centrados en el entorno de 2.300 nm.

En función de la posición, forma e intensidad de los rasgos de absorción en el intervalo de longitudes de onda que corresponden al IR cercano, los espectros realizados se han clasificado en siete grupos. Los grupos 1 y 2 se caracterizan por su gran contenido en tectosilicatos siendo los filosilicatos dominantes las illitas junto con vermiculita en el grupo 1. Los grupos 3, 4 y 5 presentan en común la mayor proporción de arcillas absorbentes, principalmente esmectitas lo que da lugar a marcados rasgos de absorción correspondientes al agua y grupos OH. Los grupos 6 y 7 tienen espectros con marcados rasgos de absorción y en ellos predominan, respectivamente, las esmectitas y la caolinita.

La relación encontrada entre el contenido de filosilicatos y la reflectancia global permite afirmar que las muestras con menor reflectancia global son las que tienen más filosilicatos y en ellas predomina la esmectita. La presencia de illita y vermiculita y, muy especialmente, de caolinita da lugar a una mayor reflectancia global para un mismo contenido en filosilicatos.

Finalmente, aún teniendo en cuenta que el límite entre algunos de los grupos es difícil de establecer, la correlación con la composición mineralógica es muy buena de modo que en el intervalo de longitudes de onda estudiado se podría, a grandes rasgos, deducir la composición mineralógica de una muestra a partir de su espectro una vez que se asigne a un "grupo espectral" en función de la morfología del mismo y de la posición e intensidad de los rasgos de absorción presentes. Este resultado podrá ser empleado para la caracterización de distintas unidades según su composición mineralógica a partir del tratamiento digital de imágenes de satélite.

Agradecimientos

A la fundación "Memoria D. Samuel Solórzano Barruso" por la financiación del trabajo. Al Instituto Nacional de Cerámica y Vidrio (CSIC), especialmente a la Dra. Alicia Durán y a Fernando Agua por las facilidades y asistencia en el manejo del espectrofotómetro. A la Dra. Riaza, a un revisor anónimo, y al editor de la revista por sus sugerencias e interés.

Referencias

- Blanco, J.A. y Cantano, M. (1983): Silicification contemporaine à la sédimentation dans l'unité basale du Paléogène du bassin du Duero (Espagne). *Sciences géologiques Mémoire*, Strasbourg, 72: 7-18.
- Clark, R.N., King, T.V., Kleiwa, M., Swayze, G.A. y Vergo, N. (1990): High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research*, 95: 12653-12680.
- Díez, A., Mediavilla, R., Sanz, M. A., Luque, J. A., Rubio, F.J., Rodríguez-Fernández, L.R. y Martín Serrano, A. (2000): *Mapa Geológico de España 1:50.000 hoja nº 425 (Villamor de los Escuderos)*, IGME, Madrid.
- Gaffey, S.J., McFadden L.A., Nash D. y Pieters, C. M. (1997): Ultraviolet, Visible and near-Infrared Reflectance Spectroscopy: Laboratory Spectra of Geologic Materials. En: *Remote Geochemical analysis: Elemental and mineralogical composition*. (C. M. Pieters y P.A.J. Englert, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 43-71.
- García-Meléndez, E. (2000): *Geomorfología y Neotectónica del Cuaternario de la Cuenca de Huércal-Overa y Corredor del Almanzora (Cordilleras Béticas)*. Análisis y Cartografía mediante técnicas de Teledetección y SIG. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 528 pp.
- García-Meléndez, E., Riaza, A. y Suarez, M. (2000): Discrimination of active alluvial sedimentary surfaces in TM images based on laboratory reflectance spectroscopy. En: *Remote Sensing in the 21st Century: Economic and Environmental Applications* (J.L. Casanova, Ed.). Balkema press, Rotterdam, 497-500.
- García-Meléndez, E., Suárez, M., Riaza, A., Ferrer-Juliá, M., Goy, J.L. y Zazo, C. (2001): Respuesta espectral (visible e infrarrojo, 400-2500 nm) en imágenes TM y en espectros de laboratorio de unidades morfosedimentarias cuaternarias del entorno de Albox (Almería) en función de su contenido en carbonatos. En: *Teledetección: Medio Ambiente y Cambio Global* (J.I. Rosell y J.A. Martínez-Casasnovas, Eds.). Universitat de Lleida, 302-305.
- García-Meléndez, E., Ferrer-Juliá, M., Martín-Alfageme, S., Goy, J.L., Zazo, C. y Suárez, M. (2002): Cartografía de unidades morfosedimentarias cuaternarias mediante Teledetección en función de su composición y respuesta espectral (provincia de Almería, España). En: *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología, Patrimonio, montaña y dinámica territorial* (E. Serrano, A. García de Celis, J.C. Guerra, C.G. Morales, y M.T. Ortega, Eds.). Sociedad Española de Geomorfología - Universidad de Valladolid, 231-237.
- Hunt, G. R. (1977): Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*, 42: 501-513.
- Hunt, G.R. (1980): Modifications of integrating sphere accessory to allow spectroscopy measurements of horizontal surfaces from above. *Applied Optics*, 19: 1746-1757.
- Hunt, G.R. y Salisbury, J.W. (1970): Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks, I. Silicate minerals. *Modern Geology*, 1: 283-300.
- Hunt, G.R. y Salisbury, J.W. (1976): Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks, XI. Sedimentary rocks. *Modern Geology*, 5: 211-217.
- Hunt, G. R. y Ashley R.P. (1979): Spectra of altered rocks in the visible and near infrared. *Economic Geology*, 74: 1613-1628.
- Lang, H.R., Bartholomew, M.J., Grove, C.I. y Paylor, E.D.

- (1990): Spectral reflectance characterization (0.4 to 2.5 and 8.0 to 12.0 μm) of Phanerozoic strata, Wind River Basin and southern BigHorn Basin Areas, Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 504-524.
- Martín Pozas, J.M. (1975): Análisis cuantitativo de fases cristalinas por DRX. En: *Difracción de muestras policristalinas. Método de Debye-Scherrer*. (J.A. Saja, Ed.), I.C.E. Universidad de Valladolid.
- Molina Ballesteros, E., García Telegón, J. y Vicente Hernández, M.A. (1997): Palaeoweathering profiles developed on the Iberian Hercynian Basement and their relationship to the oldest Tertiary surface in central and western Spain. En: *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*. Geological Society Special Publication, 120: 175-185.
- Riaza, A., Mediavilla, R., y Santisteban, J.I. (2000): Mapping geological stages of climate-dependent iron and clay weathering alteration on lithologically uniform sedimentary units using Thematic Mapper imagery (Tertiary Duero Basin, Spain). *International Journal of Remote Sensing*, 21 (5): 937-950.
- Shipman, H. y Adams, J.B. (1987): Detectability of minerals on desert alluvial fans using reflectance spectra. *Journal of Geophysical Research*, 92: 10391-10402.
- Suárez, M., García-Meléndez, E y Sánchez-Santos, J.M. (1999): Composición mineralógica y respuesta espectral (visible-infrarrojo cercano) de unidades morfosedimentarias cuaternarias. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 22-A: 111-112.
- Villar, P., Mediavilla, R., Santisteban, J., Sanz, M. A., Rubio, F.J., Rodríguez-Fernández, L.R. y Martín Serrano, A. (2000): *Mapa Geológico de España 1:50.000 hoja nº 452 (La Vellés)*, IGME, Madrid.

Manuscrito recibido el 22 de abril de 2003

Aceptado el manuscrito revisado el 11 de febrero de 2004