

Características espectrales de mezclas minerales en el Piedemonte de la Sierra de la Peña de Francia (provincia de Salamanca)

Spectral characteristics of mineral mixtures in the Sierra de la Peña de Francia Piedmont (Salamanca province, Spain)

E. García-Meléndez, M. Suárez y J.L. Goy

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced s/n, 37008 - Salamanca

ABSTRACT

Laboratory reflectance spectroscopy covering the 400 to 2500 nm wavelength interval and X-ray diffraction analysis are applied to a set of samples composed of mineral mixtures, in order to determine the relationships between spectral curves and sample mineralogy. Three spectral groups are distinguished and assigned to three different parts of the Sierra de la Peña de Francia Piedmont, contributing to the understanding of its spectral response, in order to be applied to the interpretation of satellite images.

Key words: Mineralogy, Reflectance Spectroscopy, X-ray diffraction, Remote Sensing.

Geogaceta, 33 (2003), 35-38
ISSN:0213683X

Introducción

La espectroscopía de reflectancia en el visible (400-700 nm) e infrarrojo cercano (700-2500 nm) proporciona una herramienta poderosa para determinar aspectos importantes de la composición química y mineralógica de las superficies planetarias. Los espectros de reflectancia de la región comprendida entre 400 y 2500 nm son particularmente útiles en los estudios de Teledetección debido a la variedad de mecanismos que pueden producir absorciones fotónicas dentro de este intervalo de longitudes de onda. Estos mecanismos incluyen transiciones electrónicas en los orbitales moleculares y transiciones vibracionales en moléculas y cristales, además de transiciones electrónicas dentro y entre átomos. En este trabajo se han determinado espectros continuos de reflectancia en la región de longitudes de onda del espectro de energía electromagnética correspondientes al visible e infrarrojo cercano (400-2500 nm). Los procesos físicos primarios que controlan la dispersión, absorción, y/o re-emisión de radiación electromagnética en estas longitudes de onda 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). De esta manera, los espectros correspondientes a suelos y rocas pueden ser utilizados para determinar la presencia de estos componentes específicos y minerales asociados. La información composicional contenida en los espectros de superficies naturales se debe a la mezcla de los espectros de reflectancia de los componentes individuales en el material de superficie, por lo cual, los esfuerzos para extraer esta importante información geológica se han encontrado la dificultad adicional producida por los efectos en las curvas espectrales del tamaño de las partículas, variaciones en la geometría de la iluminación y rugosidad de las superficies (Mustard & Pieters, 1989).

Los estudios de reflectancia espectral de minerales y rocas se han centrado fundamentalmente en los análisis correspondientes a rocas ígneas y metamórficas, algunos a rocas sedimentarias, y muy po-

cos en Geología del Cuaternario, siendo algo más frecuentes los realizados en suelos. El conocimiento del comportamiento espectral reflejado en las curvas espectrales de materiales de la superficie terrestre (o de otros planetas), sirve para interpretar las imágenes tomadas por los sensores embarcados en satélites o en aviones. Estas curvas espectrales además, están claramente relacionadas con la composición mineralógica de tal forma que áreas con un comportamiento espectral similar pueden ser asociadas a determinadas unidades geológicas (por ejemplo Rianza *et al.*, 1994; Rianza *et al.*, 2000, entre otros) o geomorfológicas (García-Meléndez, 2000; García-Meléndez, *et al.*, 2002) caracterizadas por una composición mineralógica que las hace "homogéneas" en términos generales y distintas a otras adyacentes. Así, estas unidades diferenciadas espectralmente en las imágenes de satélite, pueden ser utilizadas en cartografía geológica y geomorfológica. Para la correcta interpretación de las características espectrales no sólo de laboratorio, sino también las proporcionadas por las imágenes de satélite, es necesario determinar la composición mineralógica

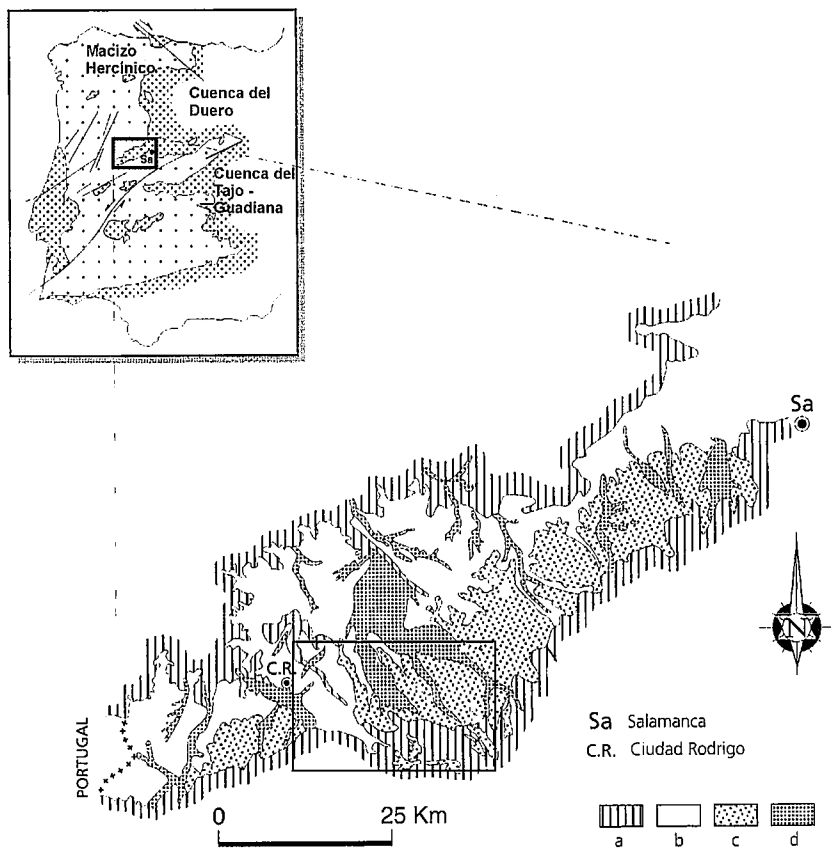


Fig.1.- Situación del área de estudio, a) basamento hercínico, b) sedimentos arcósicos paleógenos, c) sedimentos aluviales del piedemonte (rañas), d) sedimentos fluviales cuaternarios. (Modificado de Molina & Cantano, 2002).

Fig. 1. - Study site location, a) Hercynian basement, b) Palaeogene arkosic sediments, c) Piedmont alluvial sediments (rañas), d) Quaternary fluvial deposits. (Modified from Molina & Cantano, 2002).

de las superficies de la zona de estudio y así correlacionar la respuesta espectral con dicha composición. De esta forma los estudios de laboratorio llevados a cabo en este trabajo están relacionados con la determinación composicional de las muestras tomadas en las superficies del Piedemonte de la Sierra de la Peña de Francia mediante difracción de rayos X y espectroscopía de reflectancia de laboratorio.

Contexto geológico y geomorfológico

La zona estudiada se encuentra situada en el extremo suroccidental de la submeseta norte, en el sur de la provincia de Salamanca (Fig. 1), comprendiendo la vertiente norte y suroccidental de la Sierra de la Peña de Francia y una parte del sur de la cuenca de Ciudad Rodrigo, coincidiendo a grandes rasgos con la hoja geológica del MAGNA nº526 (Serradilla del Arroyo). Los relieves más importantes se encuentran en el sur de la zona con una orientación aproximada E-

W, y en el sector noroccidental con estructuras orientadas NW-SE (Sierra de Peromilla). El piedemonte de esta vertiente norte de la Sierra (constituido por un conjunto de superficies, algunas de las cuales denominadas "rañas") está formado en su sector más oriental por sedimentos neógenos de origen aluvial con un conjunto sedimentario a techo formado por sedimentos de abanicos aluviales de edad finineógena (Plioceno medio -Pleistoceno inferior), que constituye las superficies denominadas raña; mientras que en el sector más occidental, el piedemonte se presenta como una superficie de carácter exhumado (pedimento) desarrollada sobre materiales correspondientes al zócalo Precámbrico y Paleozoico (formado principalmente por pizarras, grauvacas y pelitas). Además, en el sector occidental, al norte de la superficie exhumada mencionada anteriormente, se encuentran las series arcósicas paleógenas, originando una serie de superficies en rampa (Bascones *et al.*, 1990, Molina & Cantano, 2002). Este piedemonte se encuentra

disectado por el encajamiento de la red fluvial, formando llanuras aluviales y terrazas. Los principales grupos litológicos están formados por rocas metamórficas (pizarras, cuarcitas, esquistos), rocas y sedimentos terciarios (conglomerados, areniscas y lutitas), y sedimentos de origen fluvial (gravas, arenas, limos y arcillas).

Método

Se recogieron un total de 56 muestras en la zona de estudio abarcando tanto las superficies de piedemonte como las correspondientes a llanuras aluviales y terrazas. Las muestras recogidas corresponden a los materiales más superficiales (primeros 5-10 cm de profundidad), ya que son éstos los que reflejan la energía electromagnética captada por los sensores detectores de los satélites. La mayor parte de las muestras contienen cantos de diversa granulometría realizándose en primer lugar la separación de la fracción inferior a 4 mm para su posterior molienda. El polvo así obtenido se utilizó para la realización de los difractogramas de RX. El estudio de la composición mineralógica se llevó a cabo con un difractómetro Siemens D500 con monocromador de grafito y radiación α de Cu sobre las muestras pulverizadas y sobre el agregado orientado de la fracción <2 μ m (en ambiente normal, solvatoado con etilenglicol 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 semicuantificación de caolinita y vermiculita se ha realizado en conjunto sobre el pico de difracción de 7,1 Å.

En cuanto a la espectroscopía de reflectancia de laboratorio, para las 56

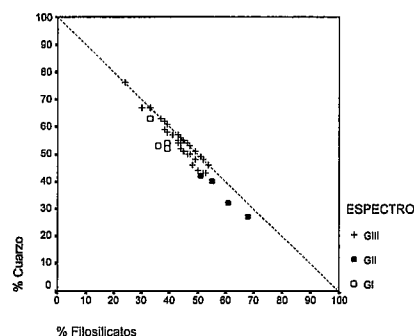


Fig. 2.- Composición mineralógica de las muestras estudiadas a partir de la semicuantificación de los difractogramas de polvo de RX, para los tres grupos establecidos.

Fig. 2.- Mineralogical composition of the studied samples (three groups), obtained from semiquantification of X-ray powder diffractograms.

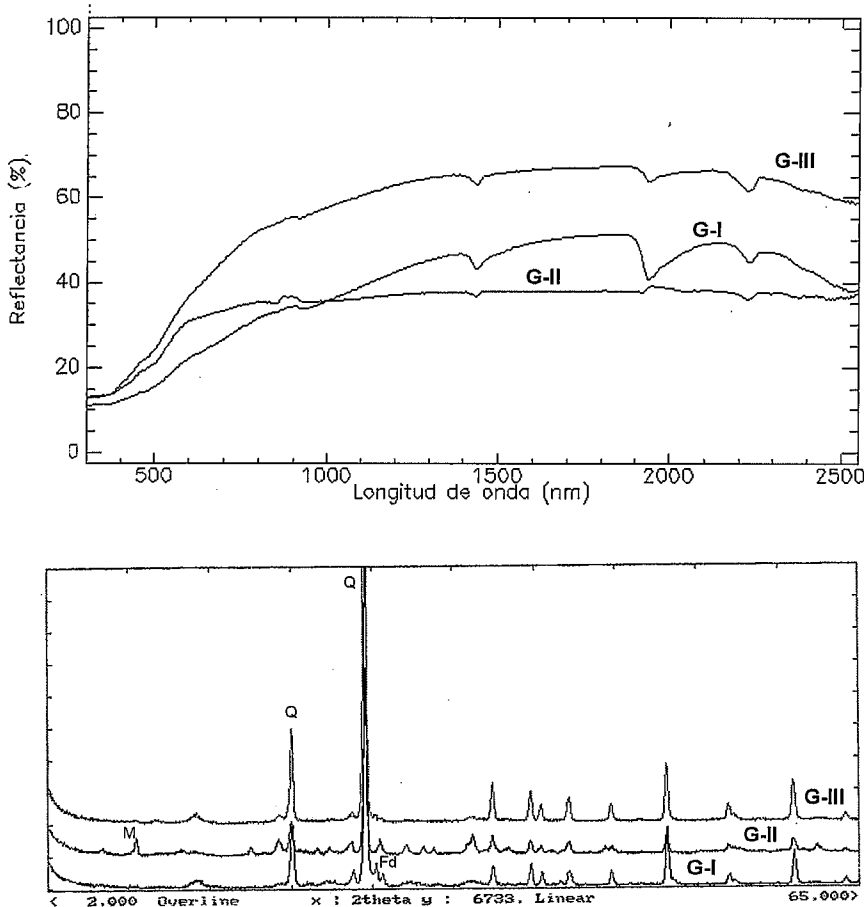


Fig. 3.- Curvas espectrales y difractogramas de rayos X correspondientes a muestras representativas de cada uno de los tres grupos establecidos (M, mica; Q, cuarzo; Fd, feldespato).

Fig. 3.- Spectral curves and X-ray diffractograms from key samples corresponding to each of the three established groups (M, mica; Q, quartz; Fd, feldspars).

muestras se realizaron medidas espectrales 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 & Salisbury, 1970; 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 fin de identificar cómo la composición mineralógica influye en los rasgos de absorción y reflectancia global de las curvas espectrales.

Resultados

La composición mineralógica de las muestras estudiadas es muy similar en términos generales, identificando como minerales principales cuarzo y cantidades variables de minerales del grupo de la arcilla. En algunos casos aparecen feldespatos (tanto feldespato potásico como plagioclasas) con contenidos inferiores al 12%. Esta composición mineralógica se representa en la figura 2, en la que el contenido de feldespato es tanto mayor cuanto más alejada está la muestra de la diagonal que representa mezclas de cuarzo y filosilicatos. Los filosilicatos son fundamentalmente de carácter dioctaédrico, de acuerdo con los valores de la reflexión (060) medidos en los difractogramas de polvo que es de 1,49 Å. Ocasionalmente también se han identificado moscovita y hematites.

El estudio de la fracción inferior a 2 μm nos ha permitido identificar la presencia constante de illita que aparece acompañada de vermiculita y/o caolinita. En las muestras correspondientes a las superficies de las series arcósicas paleógenas se han identi-

cado esmectitas además de los minerales mencionados anteriormente. La asociación de minerales arcillosos dificulta su interpretación ya que la reflexión principal de la caolinita (001) a 7,15 Å se solapa con la (002) de la vermiculita. La coexistencia de ambos minerales se ha comprobado en algunas muestras mediante el calentamiento de la muestra a 300°C después de hacerla potásica lo que lleva al colapso de la lámina de la vermiculita a 10 Å permaneciendo la reflexión de la caolinita a 7,15 Å. El hecho de que bajo ningún tratamiento se puedan observar simultáneamente y de forma aislada las reflexiones características de los distintos minerales arcillosos impide la semicuantificación de los mismos.

Esta asociación mineralógica está lógicamente relacionada con la composición del área fuente y con los procesos postsedimentarios ocurridos: cuarzo, feldespato e illita son minerales heredados del área fuente; los feldespato son más abundantes en aquellas muestras correspondientes a los sedimentos de la Raña. La vermiculita sería un mineral de transformación de las cloritas de las rocas metamórficas pelíticas del área fuente, mientras que la caolinita ha sido citada en los niveles superiores de la Raña por diversos autores como producto de la alteración de los filosilicatos en medio ácido (Molina & Cantano, 2002).

En cuanto a los espectros de reflectancia obtenidos, todos ellos muestran en general una gran similitud, pero no obstante se pueden observar diferencias que, aunque pequeñas, son muy significativas. Sobre la base de la forma de las curvas espectrales, se han obtenido tres grandes grupos. El Grupo I (Fig. 3) presenta unas curvas caracterizadas por una caída hacia el azul del visible relativamente suave a partir de 800 nm así como anchas depresiones centradas aproximadamente en 680 y 880 nm, mientras que en la parte del espectro correspondiente al infrarrojo, se encuentran tres rasgos o bandas de absorción muy marcadas, centradas en 1438 nm, 1938 nm y 2231 nm, con una caída abrupta hacia el extremo de 2550 nm. Desde el punto de vista mineralógico las muestras correspondientes a este grupo presentan una característica común y diferente al resto ya que se trata de las que presentan cantidades variables de esmectitas. Las esmectitas forman el grupo de minerales arcillosos tipo 2:1 con mayor contenido de agua molecular, lo que las diferencia del resto de los filosilicatos espectralmente ya que presentan, en consecuencia, un marcado rasgo de absorción al-

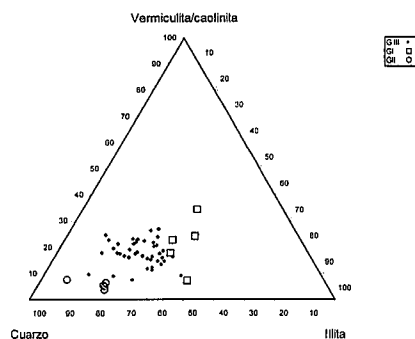


Fig. 4.- Proyección de las muestras de los tres grupos distinguidos según el grupo espectral al que corresponden en función de los minerales principales.

Fig. 4.- Sample projection according to the spectral group and principal minerals.

rededor de 1910 nm como el observado en los espectros del Grupo I.

El Grupo II (Fig. 3) presenta curvas relativamente planas con una caída brusca hacia el azul en el visible (a partir aproximadamente de 585 nm), sus rasgos de absorción más marcados (aunque débiles) corresponden a 1433 nm y a 2226 nm, identificándose también las ligeras depresiones descritas en el Grupo I centradas en 680 y 880 nm. Este grupo espectral se caracteriza por presentar una reflectancia global especialmente baja en el infrarrojo y también baja en el visible. El grupo así definido está formado por muestras con características mineralógicas propias entre las que destaca, fundamentalmente, el elevado porcentaje de filosilicatos (concretamente la presencia de moscovita), y el contenido de TiO_2 que corresponde a los valores más altos de todas las muestras estudiadas. Según estas características mineralógicas los espectros del Grupo II deberían estar marcados por la moscovita que, a su vez, se caracteriza por presentar fuertes rasgos de absorción en 2200 y 2350 y 2440 nm debido a la existencia de grupos (OH) en su estructura, sin embargo como se ha dicho anteriormente este grupo se caracteriza por la ausencia de fuertes rasgos de absorción y una reflectancia global baja, hechos en los que pueden influir simultáneamente la presencia de óxidos de Fe y Ti, el contenido de materia orgánica y el mayor tamaño de partícula de la moscovita con respecto de la illita.

Finalmente el Grupo III (Fig. 3) presenta una brusca caída hacia el azul a partir de 800 nm y una depresión centrada alrededor de 880 nm; en la parte del infrarrojo, los rasgos de absorción aparecen centrados en las mismas posiciones que en el Grupo I con una caída menos brusca hacia 2550 nm. Este último grupo engloba la mayor parte

de las muestras estudiadas, en las que tenemos mezclas discretas de la asociación mineral característica de la región: cuarzo, illita, vermiculita-caolinita y feldespatos sin que destaque ningún otro mineral. En cuanto a la reflectancia global, en el infrarrojo es menor en el Grupo II y mayor en el Grupo III, mientras que en la parte correspondiente al visible, la reflectancia global es menor en el Grupo I y mayor en el Grupo III (Fig. 3). La caída de la reflectancia en longitudes de onda cortas, presente en todos los grupos espectrales distinguidos, es interpretada debido a fuertes rasgos de absorción del hierro en longitudes de onda fuera del rango de 400-2500 nm (Van der Meer, 1995).

Conclusiones

Como consecuencia de los análisis realizados se han podido agrupar las distintas muestras en tres grupos con características espectrales diferentes tanto en el visible como en el infrarrojo. La diferencia de la respuesta espectral está, a priori, relacionada con las pequeñas diferencias mineralógicas existentes entre las muestras estudiadas. Si bien se trata en todos los casos de materiales constituidos por cuarzo, feldespatos, illita, moscovita, esmectitas, vermiculita y caolinita con óxidos de Fe, la presencia o ausencia de alguno de los componentes minoritarios como esmectitas y moscovita, asociada a las variaciones geoquímicas relacionadas con ellas, influye considerablemente en los espectros. Esto nos permite, en principio, extrapolar los resultados de manera que una vez asignado el espectro a un grupo determinado se le puede suponer una composición mineralógica aproximada. En el área de estudio los espectros del tipo I se relacionan con la presencia de esmectitas, los de tipo II con una importante cantidad de mica verdadera (moscovita) mientras que los de tipo III representan la asociación mineralógica más abundante con escasa o nula proporción de feldespatos y variando ligeramente los componentes principales: cuarzo y arcillas no esmectíticas (Fig. 4). Sobre esta base, los tres grupos distinguidos se correlacionan a grandes rasgos con tres unidades del piedemonte de la Sierra de La Peña de Francia: el grupo I con la unidad desarrollada sobre las series arcósicas paleógenas, el grupo II sobre las pizarras y grauvacas del zócalo (pedimento), y el grupo III constituido por los sedimentos de las rañas, formados por conglomerados silíceos, arenas y lutitas. Estos resultados obtenidos son la base de un estudio más detallado que incluye la utilización en próximos trabajos de la

respuesta espectral de las superficies muestreadas en las imágenes de satélite correspondientes al Landsat sensor TM (*Thematic Mapper*) para la cartografía de distintas unidades con un significado geológico y geomorfológico.

Agradecimientos

Trabajo financiado con el proyecto FEDER 1FD97-0222. 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. Al Dr. Eloy Molina por su interés en la resolución de algunas dudas planteadas.

Referencias

- Bascones, L., Rodríguez Alonso, M.D., Valladares, I., Díez Balda, M.A., Carballeira, J., Cantano, M., Liñán, E., Palacios, T., Rincón, R. & Brell, J.M. (1990): *Mapa geológico de España y memoria explicativa E. 1:50.000, hoja 526 (Serradilla del Arroyo)*, I.G.M.E., Madrid.
- Clark, R.N., King, T.V.V., Klejwa, M., Swayze, G.A., Vergo, N. (1990): *J. Geophys. Res.*, 95, 12653-12680.
- García-Meléndez, E. (2000): *Tesis Doctoral*, Universidad de Salamanca (inédita), 528 pp.
- García-Meléndez, E., Ferrer-Julíà, M., Martín-Alfageme, S., Goy, J.L., Zazo, C., Suárez, M. (2002): En: *Estudios Recientes en Geomorfología: Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial*. Serrano, E., García de Celis, A., Guerra, J.C., Morales, C.G., Ortega, M.T. (Eds.), Sociedad Española de Geomorfología – Universidad de Valladolid, 231-237.
- Hunt, G.R. (1980): *Appl. Opt.*, 19, 1746-1757.
- Hunt, G.R. y Salisbury, J.W. (1970): *Modern Geology*, 1, 283-300.
- Martín Pozas, J.M. (1975): En: *Difracción de muestras policristalinas. Método de Debye-Scherrer*. J.A. Saja (Ed.), I.C.E. Universidad de Valladolid
- Molina, E. y Cantano, M. (2000): *Geomorphology*, 42, 279-292.
- Mustard, J.F., Pieters, C.M. (1989): *J. Geophys. Res.*, 94, 13619-13634.
- Riaza, A., Escuder, J., Villar, P., Martín-Alfageme, S. (1994): *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2), 7-20.
- Riaza, A., Mediavilla, R., and Santisteban, J.I. (2000). *Int. J. Remote Sensing*, 21-5, 937-950.
- Van der Meer, F. (1995): *PhD Thesis*, University of Wageningen, The Netherlands, 309 pp.