

Caracterización de zonas de alteración hidrotermal en las márgenes del río Castaño, provincia de San Juan, mediante procesamiento digital de imágenes TM

Gustavo L. DELENDATTI

(CONICET, INGENIO, Universidad Nacional de San Juan). Dirección postal: Córdoba 2310 -oeste- Barrio Parque Universitario, Capital, San Juan. C.P. 5400. gdelendatti@ciudad.com.ar

RESUMEN. Se aplicó la técnica "Análisis de Componentes Principales" (PCA) a imágenes multibanda con el fin de detectar y caracterizar zonas hidrotermalmente alteradas en un sector de la Cordillera Frontal sanjuanina comprendido entre las coordenadas S 30°45' - 31° 00' y O 69° 30' - 69° 38'. En base a las propiedades espectrales de los minerales de alteración se efectuaron operaciones entre dos, tres y cuatro bandas Landsat TM. Las imágenes de menor varianza resultantes de la transformación con las bandas 5-7, 4-5-7 y 1-4-5-7, delinearon zonas con abundancia de minerales de alteración arcillosa y/o filica y zonas silicificadas (imágenes AR) mientras que las generadas por PCA de las TM 3-4, 3-4-5 y 1-3-4-5 resaltaron las áreas con asociaciones de óxidos de hierro (imágenes FE). Analizando la magnitud y el signo de los eigenvectores y coeficientes de correlación entre las bandas "crudas" y sus componentes principales se determinó que la respuesta de las imágenes AR y FE fue controlada por la fuerte contribución de las bandas 5-7 y 3-4 respectivamente. Un compuesto Crosta RGB en el que se combinaron las imágenes AR, AR + FE y FE permitió diferenciar, en base a la similitud de sus rasgos espectrales, tres clases: A) zonas con predominio de minerales de alteración arcillosa y filica, (píxeles blancos); B) zonas de mezcla entre minerales de alteración arcillosa y filica con óxidos de hierro (píxeles grises); C) zonas silicificadas (píxeles oscuros). Las distintas clases fueron visitadas en el terreno y estudiadas con espectrometría de ondas infrarrojas cortas, determinándose proporciones variables de sericita/illita ± jarosita ± turmalina y alunita ± jarosita para las clases A y B y concentraciones anómalas de sílice y cantidades menores de caolinita, relacionadas a una alteración ácida para la clase C. El PCA demostró ser una técnica de gran utilidad en exploración minera especialmente en zonas de difícil acceso y con escasa información geológica ya que, entre otras ventajas, disminuyó el riesgo de trabajar sobre falsas anomalías.

Palabras clave: *Imágenes satelitales, Alteración hidrotermal, Espectrometría, Cordillera Frontal, San Juan*

ABSTRACT. *Characterization of hydrothermal altered areas using Principal Component Analysis applied to Landsat TM imagery, San Juan province.* The Principal Component Analysis (PCA) transformation technique using Landsat TM imagery has been applied to identify hydrothermal altered zones in the eastern rim of Cordillera Frontal, San Juan province (S. 30° 45' - 31° 00' and W. 69° 30' - 69° 38'). The AR principal component images produced by transformation of TM 5-7, 4-5-7 and 1-4-5-7 were used to enhance zones with anomalous concentrations of argillic/phyllitic alteration assemblages and silica-rich zones. FE images obtained by PCA of TM 3-4, 1-3-4 and 1-3-4-5 enhanced iron-oxide rich areas. Eigenvector analysis and loadings correlation between raw and transformed bands determined the close relationships between TM 5-7 and 3-4 with the AR and FE principal component images. One Crosta RGB composite was obtained by combination of AR, AR+FE and FE bands, highlighting three main alteration classes with similar spectral signatures. Class A comprised argillic and phyllic alteration assemblages (white pixels); class B, iron oxides and argillic/phyllitic assemblages mixed zones (grey zones); and class C, silica-rich zones (darkest pixels). The field control comprised mapping of altered areas and analysis of hand samples with short wave infrared (SWIR) spectrometer. The mineralogy determined by SWIR studies confirmed the characteristics of alteration classes identified from the TM imagery. Varied concentrations of sericite/illite +/- jarosite +/- tourmaline and alunite +/- jarosite were detected in the A and B zones. In addition, silica related with acid alteration was identified in the C zone. This study showed PCA to be a valuable tool for geological reconnaissance of large poorly mapped areas as it is able to reduce the risk of studying false anomalies.

Key words: *Satellite imagery, Hydrothermal alteration, Spectrometry, Cordillera Frontal, San Juan*

Introducción

Los sistemas mineralizados de origen hidrotermal desarrollan zonas de alteración que contienen asociaciones minerales originadas por procesos metasomáticos en la roca de caja como consecuencia de la acción de

fluidos hidrotermales magmáticos y/o meteóricos. La alteración hidrotermal es una parte integrada en los sistemas mineralizados y su detección temprana mediante técnicas de procesamiento de imágenes satelitales multibanda es muy importante en el contexto de un programa de exploración regional debido a que pueden ser

vectores hacia las zonas mineralizadas. Los minerales de alteración de grano fino tales como alunita, caolinita, dickita, pirofilita, zunyita, montmorillonita, illita, sericita, sílice, clorita, carbonatos, etc., tienen rasgos de absorción espectral diagnósticos en la región de las ondas infrarrojas cortas (SWIR) del espectro electromagnético (entre 1300 nm y 2500 nm), en el rango de las bandas TM 5 y 7. Los óxidos de hierro son mejor detectados dentro del espectro visible por las bandas TM 1, 2 y 3 (Loughlin 1991; Nielsen *et al.* 1995). En este trabajo se aplicaron técnicas de transformación de bandas TM en imágenes de componentes principales que permitieron delimitar zonas con concentraciones anómalas en minerales de alteración arcillosa y filica, sílice y óxidos de hierro. Posteriormente se realizaron controles de campo consistentes en el mapeo de superficie y el estudio de los minerales de alteración mediante espectrometría de ondas infrarrojas cortas. Este último análisis fue de gran interés ya que las asociaciones minerales detectadas en las imágenes generadas por el procesamiento de las bandas TM 5 y 7 pudieron ser chequeadas por un sensor que trabaja dentro del mismo rango espectral que éstas.

Geología regional

El área de estudio comprende ambas márgenes del río Castaño y se sitúa en las estribaciones orientales de la provincia geológica de Cordillera Frontal. El basamento de la región está formado por rocas carbonáticas de ambiente marino con intercalaciones lutíticas, pertenecientes a la Fm. San Ignacio (Silúrico-Devónico). Esta secuencia está cubierta en forma discordante por las sedimentitas (conglomerados, areniscas y lutitas) carboníferas de la Fm. Cerro Agua Negra las cuales fueron intruidas por cuerpos tonalíticos y graníticos pertenecientes al Plutón Tocota, de edad pérmica (Rodríguez Fernández *et al.* 1996). En discordancia sobre estas unidades se apoya el Grupo Choiyoi, de edad permo-triásica, integrado por una sucesión de rocas volcánicas y volcanoclásticas andesíticas, ignimbritas riolíticas y dacíticas e intrusivos graníticos y granodioríticos (Cegarra *et al.* 1998). Sobre las unidades mencionadas, se apoya en forma discordante un conjunto de volcanitas, rocas piroclásticas y sedimentitas continentales que constituyen la Fm. Las Vizcachas (triásica – jurásica?) (Cegarra *et al.* 1998). Completan el cuadro estratigráfico regional las unidades agrupadas en el Grupo Melchor (Mioceno) y el Grupo Olivares (Mioceno-Plioceno) (Rodríguez Fernández *et al.* 1996). Depósitos aluviales cuaternarios rellenan los valles fluvio-glaciares cordilleranos y las depresiones tectónicas formadas durante la deformación ándica (Fig. 1).

La región ha sido afectada por procesos de magmatismo de arco desde el Paleozoico. Durante el Carbonífero-Pérmico inferior, un arco volcano-plutónico se desarrolló en el margen del Gondwana como resultado de la

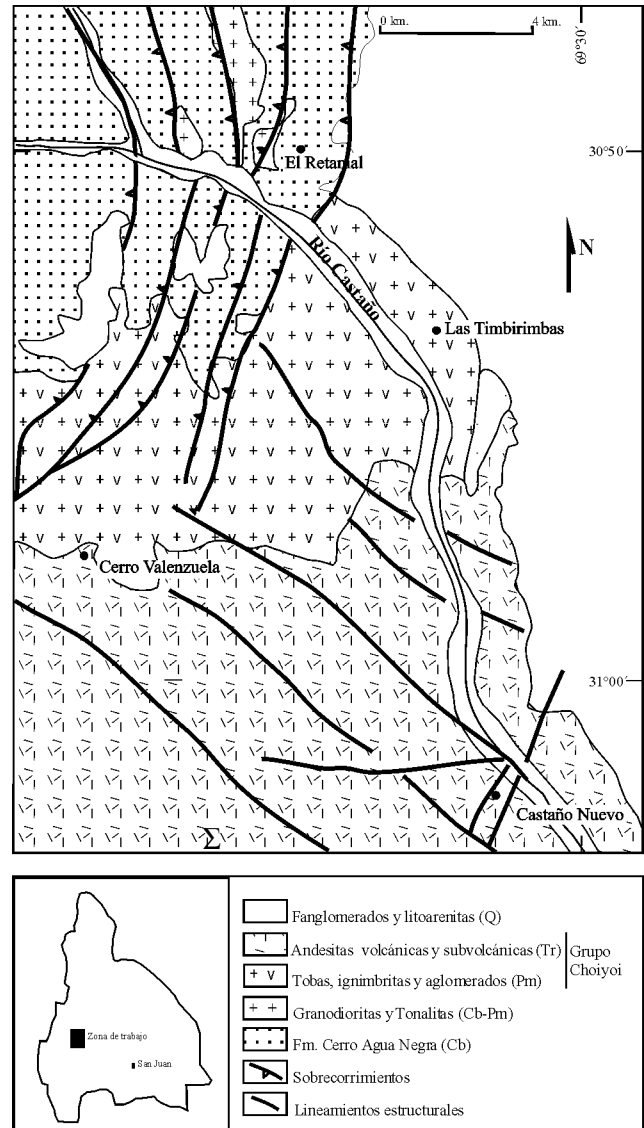


Figura 1: Mapa geológico simplificado de la zona de estudio (adaptado de Rodríguez Fernández *et al.* 1996 y Cegarra *et al.* 1998).

subducción de la corteza del Protopacífico (Mpodozis y Kay 1990) desde los 27° S hasta los 45° S (Davidson y Mpodozis, 1991). La mayor energía de este evento se registra a fines del Pérmico inferior en coincidencia con la fase orogénica sanrafaélica, durante la cual se produjo un importante engrosamiento cortical. El Grupo Choiyoi está genéticamente vinculado con el segundo subciclo de la orogenia gondwánica (Pérmico superior a Triásico), el cual fue de carácter extensivo (Mpodozis y Kay 1990; Rodríguez Fernández *et al.* 1996) y al mismo se asocian genéticamente diversos sistemas porfíricos de Cu – Mo de edad triásica en los Andes Centrales argentino-chilenos (Gemuts *et al.* 1996). Un arco magmático emplazado en el mismo sector durante el Mioceno inferior migró hacia el este entre los 18 y 1,9 Ma hasta unos 700 km al este de la zona de subducción. La expansión y posterior cese del magmatismo está relacionado con el

emplazamiento de un gran número de depósitos epitermales de Au-Ag y pórfidos de Cu – (Au) (Ramos, 1995). Los yacimientos más conocidos de la zona son Castaño Nuevo (Au-Ag) y Castaño Viejo (Pb-Ag-Zn).

Características espectrales de los minerales de alteración hidrotermal

La interacción de fluidos hidrotermales formados por proporciones variables de líquidos magmáticos y meteóricos con la roca de caja genera asociaciones de minerales de alteración dispuestos en diferentes zonas. Esta distribución está controlada principalmente por la temperatura y el pH de los fluidos hidrotermales (Corbett y Leach 1998). La ocurrencia de minerales oxidados de hierro como hematita, goethita y jarosita es común en estos sistemas. Los radicales NH₄ y CO₃, el H₂O y los minerales con uniones entre cationes OH⁻, especialmente Al-OH, Mg-OH y Fe-OH tienen rasgos de absorción característicos en el rango de las ondas infrarrojas cortas (SWIR) entre los 1300 nm y los 2500 nm (Hauff 1994). Por ello las bandas TM 5 y 7, que recogen información en el rango SWIR, son apropiadas para la detección de asociaciones de minerales de alteración arcillosa (incluyendo a la arcillosa avanzada) y filica en diferentes ambientes hidrotermales. Por su parte, los compuestos oxidados de hierro son mejor detectados dentro del espectro visible (400 nm - 700 nm) y presentan máximos de reflectancia espectral en la región correspondiente a la banda TM 3 (Fig. 2).

Procesamiento de imágenes multibanda

Para el procesamiento de imágenes se trabajó con una escena Landsat Thematic Mapper conteniendo la información de 7 bandas. Los rangos de banda para este sensor son: TM1, 450-520 nm; TM2, 520-600 nm; TM3, 630-690 nm; TM4, 760-900 nm; TM5, 1550-1750 nm y TM7, 2080-2350 nm. La resolución espacial de las mismas es de 30 metros. No se usó la banda térmica TM6. El programa Idrisi 1.0 fue empleado para analizar las áreas seleccionadas utilizando el módulo de transformación PCA (Principal Component Analysis). Las bandas TM no fueron previamente filtradas ya que los parámetros estadísticos (reflectancia promedio y desviación standard) respecto de las imágenes filtradas son similares y se cuenta con la ventaja de trabajar con toda la información espectral disponible.

Análisis de componentes principales (PCA)

El PCA es una combinación lineal por la cual un conjunto de variables correlacionadas se transforma en un sistema de variables no correlacionadas llamadas com-

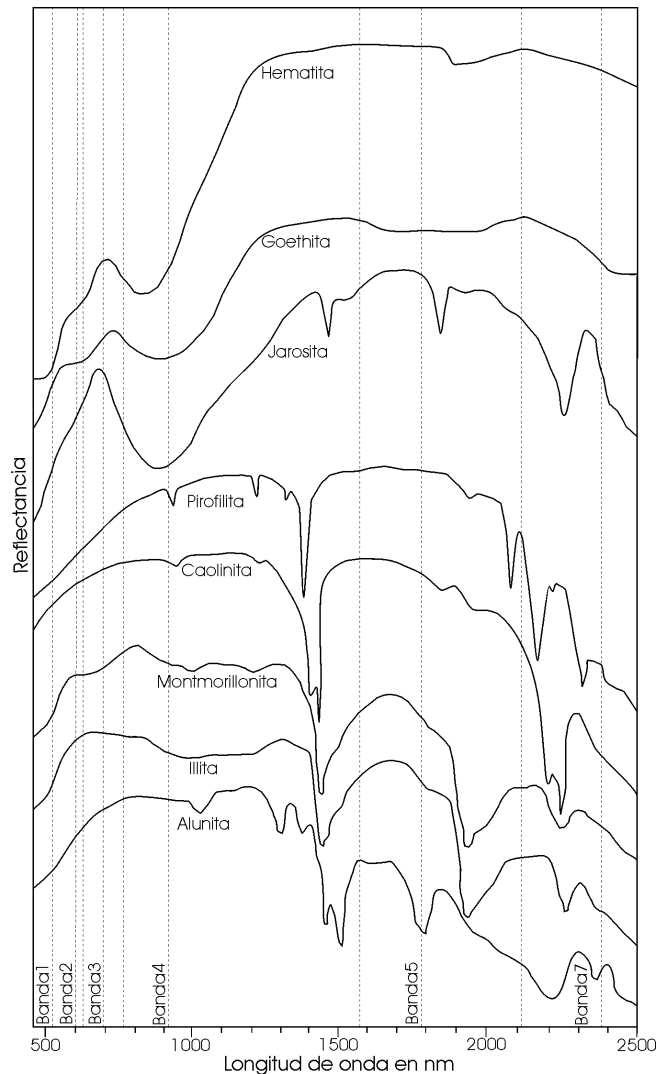


Figura 2: Curvas de reflectancia para algunos minerales asociados a rocas hidrotermalmente alteradas en las regiones del espectro visible e infrarrojo cercano, con superposición de los intervalos abarcados por cada banda TM.

ponentes principales (CP) las cuales pueden describir en un espacio menos complejo la variabilidad total de los datos originales. Como resultado de la transformación el conjunto inicial de datos estará referido a un nuevo sistema de ejes ortogonales (Merodio 1985) en el cual la varianza en la dirección del primer eje está maximizada (Swan y Sandilands 1995). La varianza total de los componentes es igual a la varianza de las variables originales y las CP se ordenan según varianza decreciente.

La transformación para una matriz de n x n elementos responde a la ecuación:

$$CP_1 = w_{11} \cdot B_{11} + w_{12} \cdot B_{12} + w_{13} \cdot B_{13} + \dots + w_{1n} \cdot B_{1n}$$

En donde para cada componente principal los eigenvectores w deben cumplir con la condición que

$$\sum (w_{1n})^2 = 1$$

Las bandas TM son variables correlacionables porque

comparten información espectral debido a que los distintos tipos de superficies tienden a presentar comportamientos similares en regiones próximas del espectro electromagnético (Chuvienco 1990). Aplicando PCA a un número n de bandas (las cuales definen un espacio n - dimensional) se generan n componentes principales (CP) o nuevas bandas en las que la información espectral original se reorganiza de forma más sencilla reduciendo al mínimo la redundancia de la información (y por lo tanto la correlación) entre las nuevas bandas sin que esto implique la pérdida de datos ya que la varianza total del sistema permanece constante después de la transformación.

La secuencia de cálculos efectuados en el PCA es la siguiente: 1) *matriz de varianza/covarianza*; 2) *matriz de correlación entre bandas originales*; 3) *matriz de eigenvectores por eigenvalor* y 4) *matriz de pesos (loadings)*. Observando las correspondientes matrices se puede ver que todas las variables aportan información a las CP. Los eigenvalores expresan la longitud de cada una de las nuevas componentes y permiten ver la distribución de la varianza total del sistema en las nuevas bandas. La primera CP retiene el mayor porcentaje de información original y las siguientes componentes retienen proporciones cada vez menores.

Los eigenvectores representan los pesos sobre cada una de las variables originales en la ecuación para calcular una CP y el signo de los mismos indica el sentido de variación de las nuevas variables en relación con las originales. Los elementos de la matriz de cargas o *loadings* miden la correlación de las variables originales con las CP y en el cálculo del peso entre una CP y una banda intervienen el eigenvector de la componente en la banda, el eigenvalor del componente y la desviación típica de la banda (Chuvienco 1990).

Detección de zonas con alteración arcillosa con PCA de dos, tres y cuatro bandas

Se efectuaron transformaciones de componentes principales con las bandas TM 1-4-5-7, 4-5-7 y 5-7, para delinear zonas con abundancia en minerales de alteración arcillosa y/o filica. El cuadro 1a describe el PCA para las bandas 1-4-5-7. La CP de menor eigenvalor (17,87), C4, es una imagen de escasa resolución debido a la poca información espectral que contiene pero sirve para destacar las zonas con concentraciones anómalas en minerales de alteración hidrotermal agrupándolas en dos clases principales en base a la similitud de sus rasgos espectrales: a- zonas con píxeles oscuros; b- zonas con píxeles brillantes (Fig. 3a). El análisis de la magnitud y el signo de los elementos en la matriz de cargas (loadings) permite ver que la correlación entre la CP4 y cada una de las bandas es muy baja y que los coeficientes de mayor valor absoluto y de signo opuesto corresponden a las bandas 5 y 7. Loughlin (1991), al aplicar el análisis de Crosta y McMoore (1989), vincu-

la los pesos negativos y positivos con las clases oscuras y brillantes respectivamente. En la C4 los píxeles oscuros marcan el contraste de reflectancia espectral $TM5 > TM7$ para los minerales arcillosos. Las zonas brillantes están dominadas por un mineral de grano fino no arcilloso, con fuerte respuesta reflectante en la TM7. Algunos sectores de la planicie de inundación del río Castaño aparecen resaltados en tonos oscuros debido a la contribución de la TM4 que destaca la presencia de vegetación (Loughlin 1991). C4 es la imagen de minerales arcillosos (AR). Los cuadros 1b y 1c describen los PCA para tres y dos bandas y las imágenes AR obtenidas mediante estas transformaciones son casi iguales a la C4, lo cual se evidencia en las similitudes entre las matrices de eigenvectores y de cargas para cada PCA.

Detección de zonas con óxidos de hierro con PCA de dos, tres y cuatro bandas.

Los compuestos oxidados de hierro son mejor resaltados al combinar las bandas del espectro visible. Las curvas espectrales de estos compuestos muestran una alta reflectancia en la banda 3 y alta absorción en las bandas 1 y 2 (Fig. 2). El cuadro 1d describe el PCA para las bandas 1-3-4-5. La C4 conserva un 0,44 % de la varianza original (eigenvalor 9,56) y en ella predomina una clase constituida por píxeles grises cuya distribución es similar a la observada para las clases oscuras en la imagen AR. Observando la matriz de cargas se puede ver que el coeficiente de mayor magnitud y signo negativo es el que relaciona a esta clase con la TM 3 resaltando el contraste de reflectancia $TM3 > TM1$. Esta será por lo tanto la imagen FE (Fig. 3b). Las zonas con píxeles brillantes delineadas en la imagen AR no aparecen en la FE confirmando que esta clase no debe su respuesta a concentraciones anómalas de óxidos de hierro de alta reflectancia en la TM7 (por ejemplo hematita) ni a minerales argílicos de alta absorción en la misma banda. Los sectores con vegetación situadas en las márgenes del río Castaño aparecen en tonalidades claras y están relacionadas a la TM4. Los cuadros 1e y 1f describen el PCA para tres y dos bandas y las imágenes de óxidos de hierro obtenidas son similares a la generada por transformación de cuatro bandas.

Combinación de imágenes e interpretación de zonas de alteración hidrotermal

Sumando las componentes principales AR y FE se generó una imagen en las que se fusionaron las clases delineadas en dichas componentes. Posteriormente se invirtieron las tonalidades de las imágenes en 256 tonos de grises y los "negativos" resultantes fueron combinados para obtener un compuesto Crosta RGB (Fig. 3c) con la imagen AR en el canal rojo, la combinada AR +

Cuadro 1: Matrices correspondientes a los PCA de cuatro, tres y dos bandas TM. Cuadros 1A, 1B y 1C: PCA de las TM 1-4-5-7 (cast. 1, 4, 5 y 7), TM 4-5-7 y TM 5-7 respectivamente. Cuadros 1D, 1E y 1F: PCA de las TM 1-3-4-5 (cast. 1, 3, 4 y 5), TM 3-4-5 y TM 3-4 respectivamente. Nótese la similitud de la contribución de las TM 5 y 7 y TM 3 y 4 en las diferentes transformaciones en las que participan. Las abreviaturas en cada matriz corresponden a VAR/COV: Varianza / Covarianza; CORR: Correlación; COMP: Componentes.

A					B				C		
PCA 1-4-5-7					PCA 4-5-7				PCA 5-7		
VAR/COV	cast1	cast4	cast5	cast7	VAR/COV	cast4	cast5	cast7	VAR/COV	cast5	cast7
cast1	316,46	271,43	416,74	242,01							
cast4	271,43	306,95	510,30	289,51	cast4	307,0	510,3	289,5			
cast5	416,74	510,30	1123,14	617,87	cast5	510,3	1123	617,9	cast5	1123,14	617,87
cast7	242,01	289,51	617,87	363,51	cast7	289,5	617,9	363,5	cast7	617,87	363,51
CORR	cast1	cast4	cast5	cast7	CORR	cast4	cast5	cast7	CORR	cast5	cast7
cast1	1,00	0,87	0,70	0,71							
cast4	0,87	1,00	0,87	0,87	cast4	1,00	0,87	0,87			
cast5	0,70	0,87	1,00	0,97	cast5	0,87	1,00	0,97	cast5	1,00	0,97
cast7	0,71	0,87	0,97	1,00	cast7	0,87	0,97	1,00	cast7	0,97	1,00
COMP	C 1	C 2	C 3	C 4	COMP	C 1	C 2	C 3	COMP	C 1	C 2
% var.	90,22	7,77	1,17	0,85	% var.	95,53	3,48	0,99	% var.	98,79	1,21
eigenval.	1903,67	163,93	24,59	17,87	eigenval.	1713,35	62,46	17,79	eigenval.	1468,60	18,05
eigvec.1	0,33	0,81	-0,49	0,01	eigvec.1	0,39	0,92	-0,07	eigvec.1	0,87	-0,49
eigvec.2	0,37	0,36	0,85	-0,11	eigvec.2	0,81	-0,37	-0,46	eigvec.2	0,49	0,87
eigvec.3	0,76	-0,43	-0,21	-0,45	eigvec.3	0,45	-0,12	0,88			
eigvec.4	0,43	-0,18	0,00	0,89							
LOADING	C 1	C 2	C 3	C 4	LOADING	C 1	C 2	C 3	LOADING	C 1	C 2
cast1	0,80	0,58	-0,14	0,00							
cast4	0,93	0,27	0,24	-0,03	cast4	0,91	0,42	-0,02			
cast5	0,98	-0,16	-0,03	-0,06	cast5	0,99	-0,09	-0,06	cast5	1,00	-0,06
cast7	0,98	-0,12	0,00	0,20	cast7	0,98	-0,05	0,20	cast7	0,98	0,19

D					E				F		
PCA 1-3-4-5					PCA 3-4-5				PCA 3-4		
VAR/COV	cast1	cast3	cast4	cast5	VAR/COV	cast1	cast3	cast4	VAR/COV	cast3	cast4
cast1	316,46	331,16	271,43	416,74	cast1	316,46	331,16	271,43			
cast3	331,16	402,68	338,43	571,50	cast3	331,16	402,68	338,43	cast3	402,68	338,43
cast4	271,43	338,43	306,95	510,30	cast4	271,43	338,43	306,95	cast4	338,43	306,95
cast5	416,74	571,50	510,30	1123,14							
CORR	cast1	cast3	cast4	cast5	CORR	cast1	cast3	cast4	CORR	cast3	cast4
cast1	1,00	0,93	0,87	0,70	cast1	1,00	0,93	0,87			
cast3	0,93	1,00	0,96	0,85	cast3	0,93	1,00	0,96	cast3	1,00	0,96
cast4	0,87	0,96	1,00	0,87	cast4	0,87	0,96	1,00	cast4	0,96	1,00
cast5	0,70	0,85	0,87	1,00							
COMP	C 1	C 2	C 3	C 4	COMP	C 1	C 2	C 3	COMP	C 1	C 2
% var.	89,47	8,91	1,18	0,44	% var.	95,01	4,08	0,91	% var.	98,17	1,83
eigenval.	1923,0	191,41	25,32	9,56	eigenval.	974,90	41,86	9,33	eigenval.	696,61	13,02
eigvec.1	0,35	0,63	-0,55	0,43	eigvec.1	0,54	-0,79	0,28	eigvec.1	0,75	-0,66
eigvec.2	0,44	0,38	0,08	-0,81	eigvec.2	0,64	0,17	-0,75	eigvec.2	0,66	0,75
eigvec.3	0,38	0,22	0,81	0,39	eigvec.3	0,54	0,59	0,60			
eigvec.4	0,74	-0,64	-0,21	0,08							
LOADING	C 1	C 2	C 3	C 4	LOADING	C 1	C 2	C 3	LOADING	C 1	C 2
cast1	0,85	0,49	-0,15	0,07	cast1	0,96	-0,29	0,05			
cast3	0,96	0,26	0,02	-0,12	cast3	0,99	0,05	-0,11	cast3	0,99	-0,12
cast4	0,96	0,18	0,23	0,07	cast4	0,97	0,22	0,10	cast4	0,99	0,16
cast5	0,96	-0,26	-0,03	0,01							

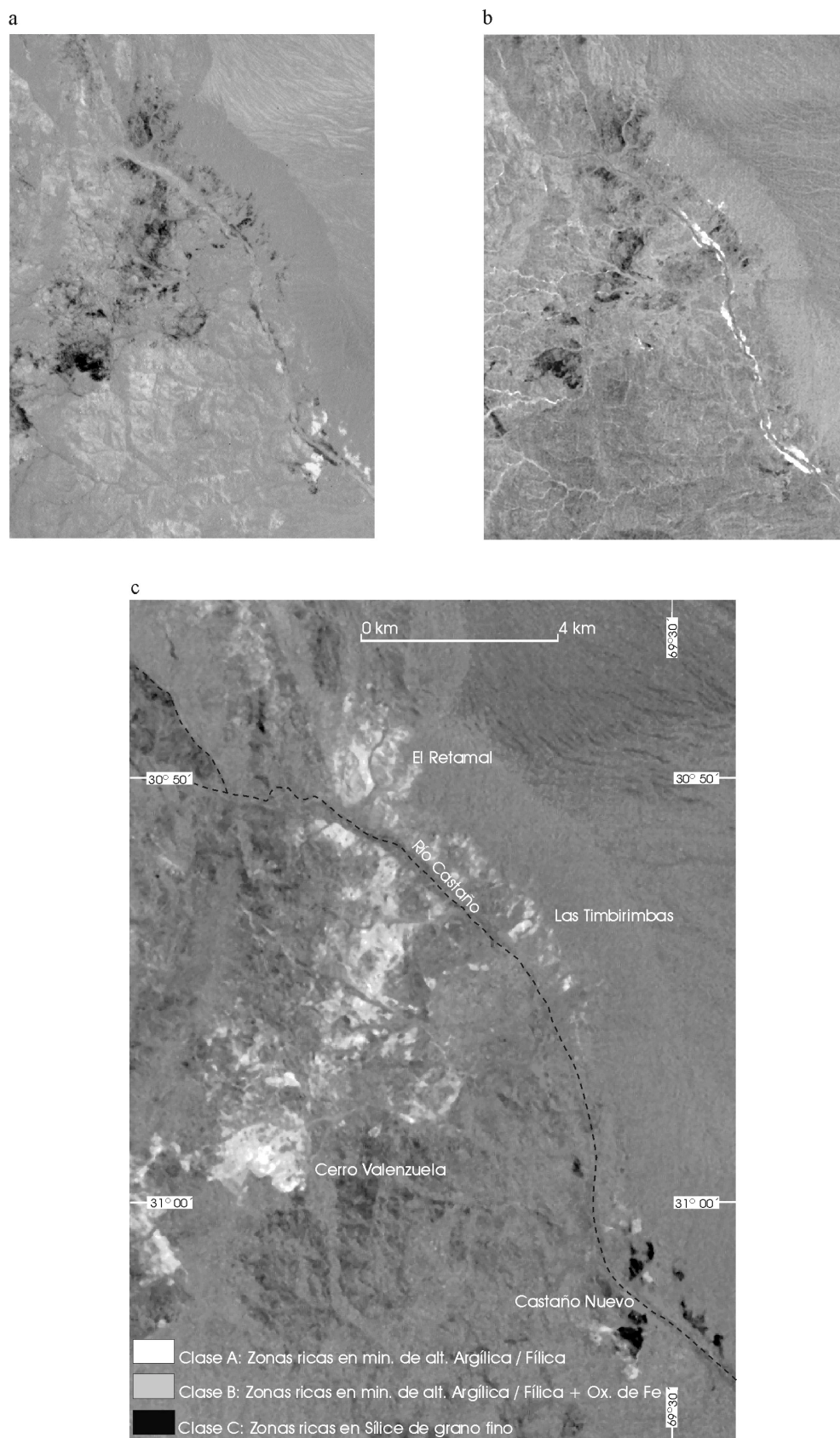


Figura 3: Imágenes de la zona de estudio generadas por análisis de componentes principales (PCA) para cuatro bandas TM. **a,** Imagen AR. **b,** Imagen FE. **c,** Compuesto Crosta RGB (AR; AR + FE; FE) con inversión de tonalidades en el que se aprecian las principales clases diferenciadas por PCA.

FE en el canal verde y la FE en el canal azul. En la misma se pudieron establecer tres zonaciones principales: A) sectores con concentraciones anómalas de minerales de alteración arcillosa y/o filica, realzados por píxeles blancos; B) sectores periféricos con mezcla de minerales de alteración arcillosa y/o filica con óxidos de hierro, de tonos grises intermedios (ocres en las imagen color) ; C) zonas silicificadas, formadas por píxeles negros a grises oscuros (azulados en la imagen color).

Las zonas A y B están comprendidas dentro de una faja de alteración NNE-SSO que se extiende desde El Retamal por el norte hasta la latitud de Co. Valenzuela por el sur. También incluyen algunas zonas situadas en la margen izquierda del río Castaño. La zona C resalta la alteración hidrotermal del sector central de Castaño Nuevo, cuyas vetas, emplazadas inmediatamente al N de esta zona, fueron explotadas por Au y Ag en distintas etapas durante el siglo pasado.

Las diferentes respuestas establecidas entre las clases A y B respecto de la C sugieren la presencia de diferentes sistemas hidrotermales. La distribución coincidente de minerales argílicos y óxidos de hierro de las clases A y B en las imágenes de componentes principales indican áreas de alteración con mezclas de estas asociaciones minerales. Loughlin (1991) interpretó que, en zonas intensamente alteradas, las altas concentraciones de óxidos de hierro tiende a empobrecer la respuesta arcillosa en el rango SWIR y que la abundancia de minerales argílicos altamente reflectivos tiende a hacer lo propio con los óxidos de hierro en el espectro visible. El primer caso es aplicable a la presencia de sombreros de hierro ricos en minerales limoníticos y a rocas hematitizadas.

En este sentido es importante tener en cuenta la fuerte incidencia de los fluidos de origen meteórico en los ambientes hidrotermales. Mediante estudios isotópicos de hidrógeno y oxígeno se pudo determinar que en algunos sistemas epitermales la participación de aguas meteóricas es muy significativa (Field y Fifierek 1985) en comparación con el volumen de los fluidos generados en focos magmáticos. Esto permite la generación de condiciones moderadamente ácidas en zonas relativamente lejanas a los focos mineralizantes y la formación de una suite de minerales argílicos supergénicos íntimamente asociados a óxidos de hierro limoníticos. Cuando las rocas ricas en sulfuros (principalmente piritita y en menor medida calcopiritita) son sometidas a la acción de aguas ácidas, se genera ácido sulfúrico y se forma en primer lugar goethita. Reacciones simultáneas entre feldespato potásico, una solución acuosa y piritita-calcopiritita producen alunita y jarosita si la solución tiene concentraciones suficientes de Fe y Al (Bladh 1982) o sericita si existen suficientes cantidades de potasio en un medio más neutro.

La formación de jarosita es muy común en estos ambientes y su influencia en las imágenes AR y FE es importante ya que presenta marcados contrastes de reflectancia espectral, tanto en el rango visible como

en el infrarrojo de ondas cortas. Por lo tanto, la superposición de minerales argílicos y óxidos de hierro limoníticos observadas en las imágenes de componentes principales AR y FE permite interpretar la presencia de una asociación de minerales de alteración hidrotermal originada por la acción de fluidos predominantemente meteóricos que circularon en niveles intermedios del sistema afectando rocas con altas concentraciones iniciales de sulfuros, principalmente piritita. Loughlin (1991) vinculó algunas respuestas espectrales similares a las descritas a zonas con jaspeados piritizados situados en niveles erosivos profundos de sistemas mesotermales.

La clase C exhibe características distintivas respecto de los grupos A y B ya que, en oposición a los minerales argílicos, muestra alta reflectancia en la TM7. Esta característica no es atribuible a altas concentraciones de óxidos de hierro que destruyen la respuesta arcillosa en el rango SWIR ya que no hay indicios de estos minerales en la imagen FE. Por lo tanto se interpreta que la firma espectral en esta zona indica la presencia de sílice de grano fino en el núcleo emplazado al S de la zona de vetas. En las regiones correspondientes a los espectros visible e infrarrojo cercano (entre 400 nm hasta 700 nm y entre 700 nm hasta 3000 nm respectivamente), dominadas por múltiples dispersiones de fotones, mientras menor sea el tamaño de grano de los minerales, mayor es la reflectancia espectral (Clark *et al.* 1993). Dicho núcleo está circundado por una delgada y discontinua zona arcillosa + óxidos de hierro que se extiende al O y SO del mismo. Las zonas silíceas también se encuentran en la margen izquierda del río Castaño y, al igual que el núcleo principal, tienen contactos netos respecto de las zonas circundantes indicando un fuerte control estructural.

Las áreas grises que aparecen entre en cerro Valenzuela y Castaño Nuevo (sectores con tonalidades claras en la Fig. 3a) corresponden a superficies moderadamente reflectantes en la TM7 y son interpretadas como no anómalas en sílice hidrotermal debido a que muestran una distribución homogénea y carente de control estructural. Las componentes principales de mayor varianza C1, tanto para los minerales de alteración arcillosa/filica como para los óxidos de hierro, no detectaron la existencia de zonas de alteración en este sector. Las causas de una mayor respuesta reflectante en los ambientes áridos pueden estar relacionadas con una combinación de factores tanto composicionales como de meteorización ya que las rocas ígneas con una abundancia relativa de sílice primaria o la presencia de barniz del desierto en las cubiertas aluviales absorben en menor medida a las longitudes de onda del rango SWIR entre los 2000 nm – 2400 nm (Spatz y Taranik 1989).

Las facies de bajada aluvial, ubicadas en la esquina superior derecha de las imágenes, se comportan como superficies moderada a débilmente reflectantes en la TM7 y el grado de absorción electromagnética de las

mismas está influenciado por la composición de los sedimentos, la edad (reflejada en el incremento progresivo del barniz del desierto y en la pérdida de fracciones de grano fino por la deflación en los niveles más viejos) y el tamaño de grano (Milana 2000).

Control de campo y análisis de muestras por espectrometría Swir

Las clases diferenciadas por PCA fueron visitadas y estudiadas en el campo. Las zonas de control seleccionadas fueron El Retamal, Las Timbirimbas, Castaño Nuevo y el cerro Valenzuela. En el terreno se describió la alteración hidrotermal en base a su intensidad, penetrabilidad, asociaciones mineralógicas, óxidos de hierro presentes y litologías de las rocas alteradas. Además se tomaron sistemáticamente muestras de mano y se les efectuó al menos dos lecturas con un espectrómetro de ondas infrarrojas cortas PIMA-II. Las características espectrales de diversos minerales, especialmente aquellos incluidos por Corbett y Leach (1998) dentro de los grupos de la sílice, de la alunita (hipogénica o supergénica), del caolín (caolinita, dickita, pirofilita y el producto supergénico halloysita), de la illita (montmorillonita, illita, sericita y muscovita) y de la clorita además de los carbonatos, otros sulfatos como baritina, jarosita, yeso y minerales de alta temperatura como zunyita, diásporo y topacio pueden ser reconocidas por este instrumento tanto si se presentan individualmente o como mezclas ya que los mismos tienen rasgos diagnósticos en el espectro SWIR. Para cada lectura se genera una curva y es conveniente realizar al menos dos mediciones para tener una visión más completa de las características mineralógicas de la muestra analizada. Los rasgos de absorción son una función de la composición del mineral, reflejan la energía de vibración de los enlaces moleculares y ocurren a longitudes de onda bien definidas para cada compuesto mineral (Hauff 1994) siendo esta energía muy bien detectada en el rango de las ondas infrarrojas cortas (Thompson *et al.* 1999). La interpretación de estas curvas se basa en los parámetros morfológicos de los picos de absorción tales como profundidad, ancho máximo y área. La espectroscopía SWIR es muy sensible a las variaciones composicionales de los minerales y las refleja a través de los cambios en la posición y en la forma de las bandas de absorción del espectro (Clark *et al.* 1993). Para un mismo mineral las curvas son similares pero no exactamente iguales ya que un espectro puede ser afectado por variables tales como el tamaño de grano, la orientación de los minerales (especialmente en las micas), el grado de cristalinidad, el contenido de sulfuros y minerales pesados y el contenido de agua (Thompson *et al.* 1999).

El agua puede presentarse en distintas formas: moléculas de agua ligadas a la estructura cristalina principal, moléculas de agua intercaladas entre capas de

filosilicatos, inclusiones fluidas en cuarzo y agua meteórica reciente, en estado libre. Es muy frecuente la existencia de asociaciones minerales compuestas por al menos dos especies diferentes. Estas variaciones se identifican analizando cada uno de los picos de absorción en pantalla, donde se determina con precisión la longitud de onda correspondiente. El software del espectrómetro incluye una base de datos formada por numerosas curvas de reflectancia para cada mineral y se las puede utilizar para compararlas con las curvas obtenidas desde las muestras analizadas. Los resultados de este estudio se presentan como compilaciones de curvas que facilitan su interpretación (Fig. 4).

Áreas de alteración estudiadas

El Retamal: Se ubica en el extremo norte de la franja alterada NNE-SSO que se extiende desde la latitud del cerro Valenzuela por el sur (Fig. 3c). La alteración hidrotermal está controlada por estructuras NO-SE, NNE-SSO y ENE-OSO y afecta a areniscas y lutitas carboníferas, cuerpos intrusivos porfíricos permotriásicos de composiciones intermedias a félsicas y brechas situadas en los contactos entre las sedimentitas y los pórfidos. Las asociaciones mineralógicas determinadas están constituidas por una fase de sílice-turmalina seguida por otra formada por sericita/illita, sílice, piritita, jarosita, goethita y trazas de hematita. La sílice se presenta de las siguientes formas: a) como sílice de grano fino muy penetrativa, reemplazando en forma masiva a la roca huésped; b) como vetillas de cuarzo formando stockworks; c) como vetas de cuarzo (ancho menor a 1m) con textura bandeada rellenando estructuras NO-SE.

Se seleccionaron diversos puntos de muestreo para los estudios con espectrometría SWIR y como resultado de estos se detectaron las asociaciones sericita/illita \pm turmalina \pm jarosita, jarosita y turmalina. Las zonas destacadas con píxeles blancos en el compuesto Crosta muestran un predominio de la sericita/illita asociada a sílice penetrativa y cantidades menores de turmalina, jarosita y goethita. Las zonas grises (variaciones entre rojo y amarillo en la imagen color) que rodean a la zona rica en sericita/illita responden a dos características distintas: a- la mezcla de sericita/illita con concentraciones mayores de jarosita y goethita; b, zonas con menor intensidad de alteración filica y presencia de alteración propilítica.

En el primer caso la mezcla con jarosita se evidencia por la posición de los picos de absorción en 1850 nm, 1858 nm y 2260 nm. La jarosita es cristalina y rellena fracturas y *boxworks* de piritita. La reflectancia de la sericita/illita enmascara completamente la respuesta de la sílice en la asociación filica. La sericita es una muscovita de grano muy fino que puede contener cantidades menores de illita y representa una transición entre illita y muscovita cristalina (Corbett y Leach 1998).

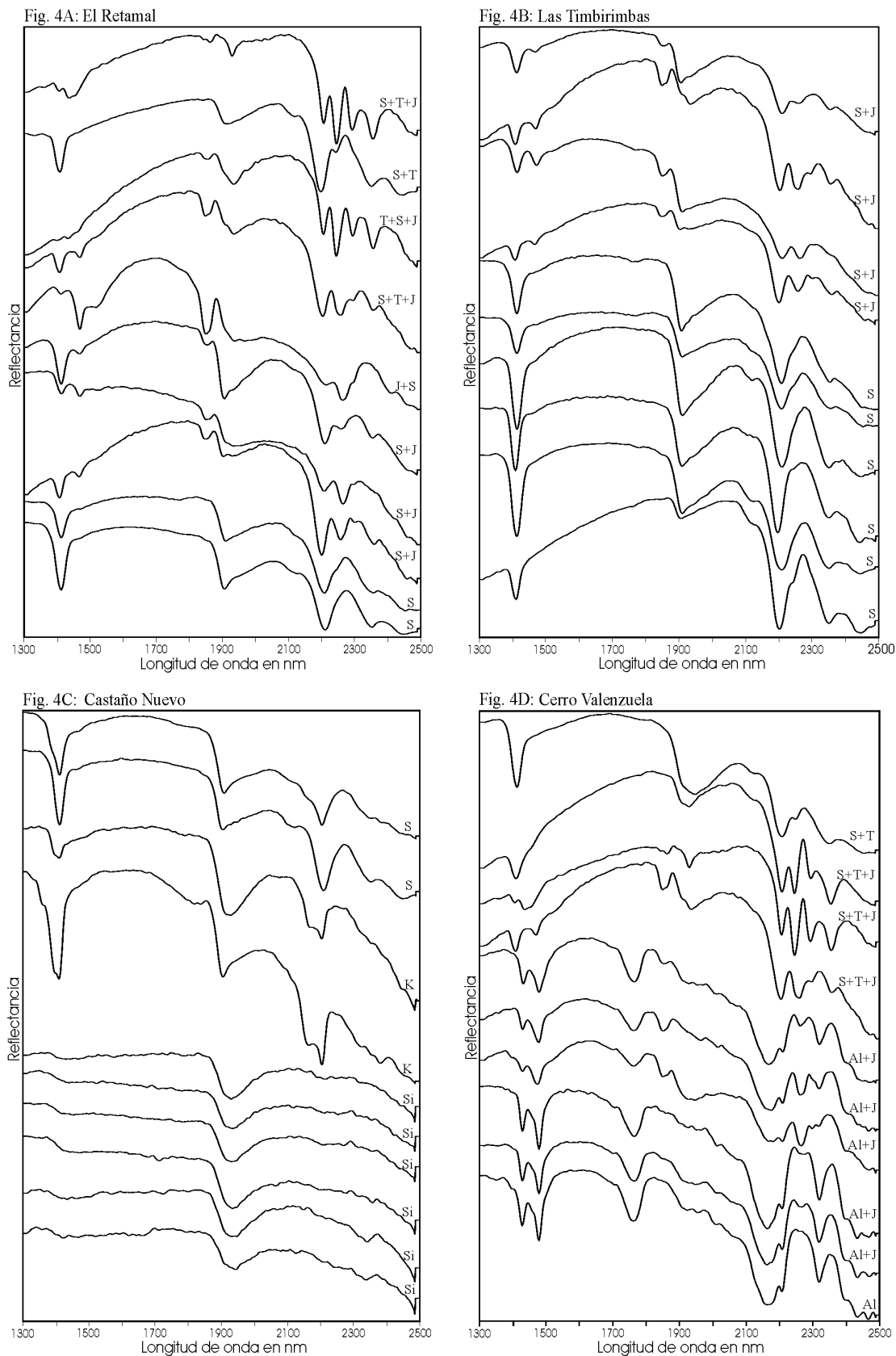


Figura 4: Compilación de curvas de reflectancia espectral en el rango SWIR para los minerales y asociaciones de minerales características en cada zona de control, detectadas con el espectrómetro PIMA II. Las abreviaturas corresponden a: S) Sericita/Illita; Al) Alunita; Si) Sílice; K) Caolinita; J) Jarosita; T) Turmalina.

Uno de los puntos de diferenciación entre las curvas de reflectancia espectral de la illita y la sericita está dado por el rasgo de absorción del Al-OH (2200 nm) cuya posición varía con el contenido de Al. En la serie de alteración muscovita /sericita /illita la longitud de onda de la banda de absorción crece dentro de un rango 2196 nm – 2212 nm aproximadamente, acompañando a la disminución en la concentración de Al (Hauff 1994). La muscovita tiene un pico de absorción muy pequeño para las moléculas de agua, siendo ésta la característica más distintiva para distinguirla respecto de los otros dos miembros de la serie. La turmalina aparece como vetillas finas y como constituyente principal en la matriz de brechas que cortan a las sedimentitas y a los cuerpos intrusivos. Su curva de reflectancia se caracteriza por una fuerte pendiente positiva entre 1300 nm - 2100 nm en respuesta al alto contenido en hierro y por mostrar zonas de absorción muy pronunciadas en 2207-2245 nm (doblete), 2300 nm y 2355 nm. En la figura 4a se muestra una compilación de las curvas de reflectancia de los minerales de alteración hidrotermal característicos de El Retamal.

Las Timbirimbas: Presenta una alteración filica débil integrada por la asociación sericita/illita, sílice y jarosita sobrepuesta a una turmalinización en vetillas que afecta a tobas e ignimbritas pertenecientes al Grupo Choyoi. Las curvas de reflectancia reflejan la mezcla entre sericita/illita y jarosita evidenciada en el pixelado gris característico de esta zona. También se localizaron pequeños núcleos ricos en sericita/illita (Fig. 4b).

Castaño Nuevo: En esta área coexisten dos sistemas hidrotermales de características bien definidas; uno de ellos está constituido por dos juegos de vetas de cuarzo de direcciones N 10° - 15° E y N 45°-50° O, subverticales, mineralizadas por Au-Ag y hospedadas por una roca subvolcánica andesítica de edad triásica (Cegarra *et al.* 1998). El cuarzo presenta texturas bandeadas y drusiformes características de relleno de fisuras. La alteración en la roca de caja es débil y poco penetrativa y está formada por la asociación sílice-sericita-feldespato potásico (escaso)-calcita, la cual fue reconocida macroscópicamente y en cortes petrográficos.

Las vetas se interrumpen al sur por la presencia de un sistema de dirección general NNE –SSO, compuesto por rocas porfíricas brechadas de composición andesítica a dacítica con lixiviación ácida, cortadas por brechas freatomagmáticas heterolíticas con fragmentos (algunos de sílice residual, formados por lixiviación ácida de una roca porfírica andesítica) y matriz intensamente silicificados. Este conjunto se emplaza en el cruce de tres sistemas estructurales con desplazamiento de rumbo, de direcciones NNE-SSO, E-O y NNO-SSE y con fallas directas asociadas NE-SO y N-S. Dicho arreglo estructural indica condiciones localmente distensivas bajo un régimen compresivo.

En la imagen Crosta (Fig. 3c) esta zona se destaca con píxeles negros. Las curvas espectrales muestran, en coincidencia con las observaciones de campo y los estudios petrográficos, que el mineral de alteración predominante es la sílice, que se presenta como: a) sílice *vuggy*; b) sílice calcedónica en fragmentos de brecha, vetillas y diques fluidales; c) sílice blanca pulverulenta, altamente reflectiva en el rango de la TM7 y responsable principal de la respuesta espectral del sector (Fig. 4c). En el terreno se detectaron pequeños núcleos de caolinita que no pudieron ser delineados desde las imágenes porque las superficies expuestas son más pequeñas que el tamaño del píxel. Se interpretó que la sílice blanca pulverulenta forma parte de un pulso final de alteración relacionado a un evento de vapores calientes (Sillitoe 1985; Corbett y Leach 1998), con volúmenes minoritarios de caolinita que indicarían una progresiva neutralización del ambiente (Sillitoe 1999) y sin la presencia de alunita y azufre nativo. No se observaron rasgos de absorción de minerales característicos de la alteración arcillosa avanzada tales como pirofilita (sola o mezclada con caolinita), diásporo o zunyita. Las curvas con diásporo tienen una fuerte pendiente negativa a mayor longitud de onda y una profunda y amplia absorción entre aproximadamente los 1798 nm y los 1824 nm (Hauff 1994). La mezcla entre zunyita y sílice muestra un rasgo de absorción diagnóstico en los 2137 nm (Crowley 1984).

La delgada y discontinua zona de alteración que se desarrolla al oeste y al sur de este núcleo es parte de la clase B y está dominada por sericita, goethita y cantidades menores de caolinita y de yeso.

Cerro Valenzuela: Esta zona de alteración afecta a rocas volcánicas y volcanoclásticas andesíticas pertenecientes al Grupo Choyoi (Rodríguez Fernández *et al.* 1996), intruidas por brechas hidrotermales con fragmentos silicificados y matriz rica en sílice y turmalina. La alteración dominante, resaltada por los píxeles blancos en la imagen Crosta, muestra una asociación arcillosa avanzada con predominio de alunita y sílice y con cantidades menores de jarosita. Hacia los bordes pasa a una alteración filica dominada por sericita y cantidades menores de jarosita-goethita, ocupando las zonas grises en la imagen de alteración. Las curvas de reflectancia caracterizan a las asociaciones alunita, alunita-jarosita y sericita/illita-turmalina-jarosita (Fig. 4d). En el caso de la sílice-alunita, la respuesta espectral refleja con claridad la presencia de la alunita, la cual enmascara a la de la sílice. La influencia de esta última puede ser inferida por un aumento de la sinuosidad en el diseño de la curva respecto a las curvas de alunita pura. Los rasgos de absorción característicos de este sulfato están en los 1430 nm, 1479 nm, 1768 nm, 2169 nm, 2184 nm, 2210 nm y 2320 nm. Cuando se mezcla con jarosita, ésta última se detecta por los picos de absorción a 1851 nm y 2264 nm. En el caso de la sericita / illita mezclada con jarosita, este sulfato se

identifica por la absorción en 1850 nm, 1860 nm y 2260 nm. La turmalina se reconoce por los profundos picos a 2210 nm y 2250 nm. muy similares a los observados en El Retamal (Fig. 4a).

Conclusiones

Las imágenes AR, AR + FE y FE resultantes de la transformación de dos, tres y cuatro bandas en sus componentes principales resultaron efectivas en la delimitación de zonas hidrotermalmente alteradas, ricas en asociaciones de alteración arcillosa, fílica, silíceo y en óxidos de hierro. La superposición en la respuesta espectral observada entre zonas arcillosas y fílicas con las de óxidos de hierro en las respectivas imágenes de componentes principales está relacionada con la abundancia de jarosita, la cual posee fuertes contrastes de reflectancia electromagnética en el espectro visible y en el infrarrojo de ondas cortas y es un importante indicador de sistemas hidrotermales ricos en pirita. Las asociaciones mineralógicas discriminadas en los estudios de espectrometría SWIR resultaron altamente coincidentes con las clases determinadas en la imagen Crosta. Estas clases distinguen la presencia de dos tipologías hidrotermales principales en la región, ambas con un marcado control estructural. La más restringida superficialmente corresponde al núcleo central de Castaño Nuevo y está dominada por una alteración silíceo generada en un ambiente donde circularon fluidos hidrotermales de alta acidez, con una fase final rica en sílice pulverulenta y con caolinita subordinada, que afectó a un sistema formado por rocas porfíricas andesíticas a dacíticas y brechas hidrotermales. La otra, de gran desarrollo regional, está relacionada a una fase final de alteración generada por fluidos moderadamente ácidos a neutros.

Agradecimientos

El autor desea agradecer al CONICET, institución que financia a través de una beca de postgrado sus estudios doctorales. Al Presidente de Minera Homestake de Argentina Msc. Ricardo Daniel Martínez por facilitar el uso del espectrómetro PIMA-II. A la Directora del Gabinete de Procesamiento de Imágenes y SIG del Instituto de Investigaciones Mineras (UNSJ) Lic. María A. Matar de Sarquís, por sus aportes en el procesamiento de estas imágenes. Al Dr. Juan Pablo Milana y a los árbitros designados por el comité editorial, cuya lectura crítica contribuyó a mejorar sustancialmente este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bladh, K.W., 1982. The Formation of Goethite, Jarosite and Alunite during the weathering of sulfide-bearing felsic rocks. *Economic Geology*, 77: 176-184.
- Cegarra, M., Ragona, D., García Espina, R., González, P., Lo Forte, G. y Sato, A.M., 1998. Estratigrafía de la región de Castaño Nuevo, Cordillera Frontal de San Juan. *Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 85-90. Buenos Aires, Argentina.
- Chuvieco, E., 1990. *Fundamentos de Teledetección Espacial*. Ediciones Rialp S.A., 453 p, Madrid.
- Clark, R.N., Swayze, G.A. and Gallagher, A., 1993: Mapping Minerals with Imaging Spectroscopy. U.S. Geological Survey. Office of Mineral Resources. Bulletin 2039: 141-150.
- Corbett, G. and Leach, T., 1998. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration and Mineralization. Society of Economic Geologists. Special Publication Number 6. 237 p., Chelsea, Michigan.
- Crosta, A.P. and McMoore, J., 1989. Enhancement of LANDSAT TM imagery for residual soil mapping in SW Minas Gerais State, Brazil: A Prospecting Case History in Greenstone Belt Terrain. In *Proceedings of the 7th Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology*. Environmental Institute of Michigan Calgary, Alberta, 1173 - 1187.
- Crowley, J.K., 1984. Near infrared reflectance of zunyite: Implications for field mapping and remote-sensing detection of hydrothermally altered high alumina rocks. *Economic Geology*, 79: 553-557.
- Davidson, J. and Mpodozis, C., 1991. Regional geologic setting of epithermal gold deposits, Chile. *Economic Geology*, 86: 1174-1186.
- Field, C.W. and Fifarek, R.H., 1985. Light Stable-Isotope systematics in the Epithermal Environment, in Berger, B.R. and Bethke, P.M., (Ed.): *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems: Reviews in Economic Geology*, 2: 99-128, Chelsea, Michigan.
- Gemuts, I., Little, M.L. and Giudicci, J., 1996. Precious and base metal deposits in Argentina: SEG Newsletter. 25: 1-14.
- Hauff, P.L., 1994. Applied Reflectance Spectroscopy with emphasis on data collection and data interpretation using the PIMA-II SWIR Spectrometer. Spectral International Inc., 600 p., Arvada, Colorado
- Loughlin, W. P., 1991. Principal Component Analysis for Alteration Mapping. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 57 (9): 1163-1170.
- Merodio, J.C., 1985. *Métodos Estadísticos en Geología*. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 13. 229 p. Buenos Aires.
- Milana, J.P., 2000. Characterization of alluvial bajada facies distribution using TM imagery. *Sedimentology* 47: 741- 760.
- Mpodozis, C. y Kay, S.M., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28° - 31°S). *Revista Geológica de Chile*, 17 (2):153-180.
- Nielsen, R.L., Mancuso, J.D., Miller, R.A. and Sabins Jr., F.F., 1995. Use of Thematic Mapping Imagery in generative mineral exploration, Central Andes of South America. Society for Mining, Metallurgy and Exploration Inc, Preprint number 95-9: 1-5.
- Ramos, V., 1995. Evolución tectónica del segmento de subducción horizontal de Los Andes Centrales (27°-34° S) y su control en las manifestaciones auríferas epitermales. 5º Congreso Nacional de Geología Económica y Simposio de Metalogenia Andina de Sudamérica, 1: 82-94, San Juan, República Argentina.
- Rodriguez Fernandez, L., Heredia, N., Marín, G., Quesada, C., Robador, A., Ragona, D. y Cardó, R., 1996. Tectonoestratigrafía y Estructura de los Andes Argentinos entre los 30°30' y 31° 00' de latitud S. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 111-124, Buenos Aires.

- Sillitoe, R.H., 1999. Styles of High-Sulphidation Gold, Silver and Copper Mineralisation in Porphyry and Epithermal Environments in Pacrim '99 Proceedings, Bali, Indonesia; The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, 29-45.
- Sillitoe, R.H., 1985. Ore-related breccias in Volcanoplutonic Arcs. *Economic Geology*, v. 80, p. 1467-1515.
- Spatz, D.M. and Taranik, J.V., 1989. Regional analysis of Tertiary volcanic calderas (Western U.S.) using LANDSAT TM imagery: *Remote Sensing of Environment*, 28: 257-272.
- Swan, A.R.H. and Sandilands, M., 1995. *Introduction to Geological Data Analysis*. Blackwell Science, 446 pp., Oxford, Great Britain.
- Thompson, A.J., Hauff, P.L. and Robitaille, A., 1999. Alteration Mapping in Exploration: Application of Short-Wave Infrared (SWIR) Spectroscopy: *SEG Newsletter* 39: 1-27.

Recibido: 5 de septiembre, 2001

Aceptado: 4 de marzo, 2003