



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



Facultad de Ciencias
Naturales y Museo

**Trabajo Final de la Licenciatura en Geología de
la Facultad de Ciencias Naturales y Museo.
Universidad Nacional de La Plata, Argentina.**



Alumna: Camila, Ferreyra

Directoras:

María Sol Raigemborn y Lucía E. Gómez Peral.

Año: 2020

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo.

Trabajo final de licenciatura realizado como requisito para optar el título de:

LICENCIADA EN GEOLOGIA

Título del trabajo:

“Estudio de argilominerales y su implicancia genética en sedimentitas de la Formación Las Flores, Cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia, Argentina”

Alumna: Camila Ferreyra

Directoras: Dras. María Sol Raigemborn y Lucía E. Gómez Peral

Lugar de Trabajo: Centro de Investigaciones Geológicas; Facultad de Ciencias Naturales y Museo / Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Jurado: Lic. Martin Morosi

ÍNDICE

I-RESUMEN	i
II-ABSTRACT	iii
1-INTRODUCCIÓN	1
2-MARCO GEOLÓGICO	3
2.1-Formación Las Flores	5
3-MATERIALES Y METODOS	9
3.1-Recopilación bibliográfica	9
3.2-Tareas de laboratorio	10
3.2.1-Petrografía Óptica	10
3.2.2-Difracción de Rayos X	10
3.2.3 Microscopia electrónica de barrido (MEB) y microanálisis por dispersión de energías por rayos X(EDS)	13
3.3-Tareas de gabinete	14
3.3.1-Análisis semicuantitativo	14
3.3.1.1-Roca Total	14
3.3.1.2-Fracción Arcilla	14
3.3.2-Cálculo de cristalinidad relativa	15
3.3.2.1-Esmectita	15
3.3.2.2- Caolinita	15
3.4-Elaboración intelectual de la información obtenida	16
4-RESULTADOS	17
4.1-Microscopia Óptica	17
4.2-Difracción de Rayos X	21
4.2.1-Análisis cualitativo	21
4.2.1.1- Roca total (RT)	21
4.2.1.2-Fraccion arcilla (FA)	22
4.2.2-Análisis semicuantitativo	23
4.2.3- Argilofacies	27
4.2.4-Cristalinidad relativa	30
4.2.4.1-Cristalinidad de la Esmectita (Sm)	30
4.2.4.2-Cristalinidad de la Caolinita (K)	30
4.3-MEB-EDS	32
5-DISCUSION	35
5.1-Origen de los argilominerales	35
5.2-Controles en la distribución de los argilominerales de la Formación Las Flores	36
5.2.1-Material parental	36
5.2.2-Fluctuaciones climáticas y meteorización	36
5.2.3-Procesos post-depositacionales	37
5.2.3.1-Pedogénesis	37
5.2.3.2-Diagénesis	38
6-CONSIDERACIONES FINALES	39
AGRADECIMIENTOS	41
7-REFERENCIAS	42
ANEXO 1	46

I- RESUMEN

En el presente Trabajo Final de Licenciatura se estudiaron los argilominerales de La Formación Las Flores (parte media-superior del Grupo Río Chico) en dos secciones que afloran en el borde sudoeste del Flanco Norte de la Cuenca de Golfo San Jorge, correspondientes a las localidades Yacimiento Cerro Blanco y Barrancas del Lago Colhué Huapi. Se trata de una sucesión continental epiclástica-piroclástica de edad Eocena que representa en el sector estudiado depósitos asociados a un ambiente fluvial distal de baja energía parcialmente modificados pedogenéticamente. En los antecedentes revisados se encontró que la depositación de la Fm Las Flores estuvo vinculada a una intensa actividad volcánica y, posteriormente a su acumulación, sólo fue afectada por condiciones diagenéticas tempranas.

Mediante la aplicación de técnicas de laboratorio que se complementan entre sí, Microscopía Óptica, Difracción de Rayos X y MEB-EDS, fue posible identificar que los argilominerales presentes en esta unidad son principalmente esmectita y caolinita, mientras que el cuarzo y el ópalo C-T son los minerales no arcillosos más abundantes.

A lo largo de esta unidad bajo estudio se evidenció que en sentido estratigráfico ascendente, la caolinita aumenta mientras que la esmectita disminuye.

En función del tipo de argilomineral y su abundancia relativa se definieron tres argilofacies: S1, formada exclusivamente por esmectita; S2, con predominio de esmectita pero con presencia caolinita y K, rica en caolinita.

La presencia de esmectita y caolinita, en un sentido amplio sugieren una intensa meteorización química asociada a condiciones de climas cálidos y húmedos. Estas condiciones se podrían vincular con el Óptimo Climático del Eoceno temprano, registrado para este periodo a nivel global. Esto se ve reforzado por picos de caolinita, que son considerados como evidencia de fuerte meteorización química, sumado a la disminución de la relación Sm/K hacia la parte media de la Formación Las Flores. Otros datos que avalan esta interpretación son la abundancia de fitolitos hallados por otros autores, los cuales representan la ocurrencia de bosques tropicales durante la depositación de la unidad. Por otro lado, la descripción en lámina delgada de algunos de los paleosuelos presentes en la Formación Las Flores permitió definir ciertos pedregos que se asocian con regímenes de precipitaciones estacionales y otros a condiciones perennes.

El origen autigénico de los argilominerales fue definido por las microtexturas y relaciones de crecimiento que los mismos mostraban sobre otros componentes primarios como en el caso del vidrio volcánico. A partir de la observación de los difractogramas (DRX) se reconocieron picos bien definidos, estrechos y agudos para la caolinita, que indicaron en su gran mayoría, una buena a muy buena cristalinidad. Para la esmectita se estimaron las relaciones de V/P (valle/pico de la reflexión 001) las cuales indicaron también una buena cristalinidad relativa. Estos datos de cristalinidad pueden ser considerados como una evidencia más del origen autigénico de los argilominerales.

II- ABSTRACT

The present Final Degree Work comprises the study of the clay-minerals of the Las Flores Formation (upper-middle part of the Rio Chico Group) from two sections outcropped in the southwestern edge of the Northern Flank of the Golfo San Jorge Basin, in the Cerro Blanco and Lake Colhué Huapi localities. This unit constitutes a continental epiclastic-pyroclastic succession of Eocene in age that is represented, in the studied area, by deposits from a distal low energy fluvial environment partially modified by pedogenetic processes.

The deposition of the Las Flores Formation was linked to an intense volcanic activity and, after its accumulation, was only affected by early diagenetic conditions.

The application of laboratory techniques includes Optical Microscopy, X-ray diffraction and SEM-EDS that complement each other. From these methods was possible to identify the clay minerals present in this unit which is mainly composed of the smectite and kaolinite. Quartz and C-T opal are the most abundant non-clay minerals within the Las Flores Formation.

Throughout the unit under study, it became evident that the kaolin minerals increase while the smectite decreases upwards the succession.

Considering the type of clay-mineral and its relative abundance, three clay mineral assemblages were defined: S1 formed exclusively by smectite; S2 with predominance of smectite and minor presence of kaolinite, and K, rich in kaolinite.

The presence of smectite and kaolinite, in a broad sense, suggests intense chemical weathering associated with warm and humid weather conditions. These conditions could be linked to the Early Eocene Climate Optimum, recorded globally for this age. This is reinforced by kaolinite peaks, which are compatible with the strong chemical weathering and the decrease of the Sm/K ratio for the middle part of Las Flores Formation. Other data that support this interpretation are the abundance of phytoliths founded by other authors, which represent the occurrence of tropical forests during the deposition of the unit. The petrographic description of some of the paleosols present in Las Flores Formation allowed the definition of certain pedogenic features associated with seasonal rainfall regimes and others with perennial conditions.

The authigenic origin of the clay minerals was defined considering their microtextures and the growth relationships that showed over other crystals. Well-defined, narrow, sharp peaks for kaolinite were observed in diffractograms of XRD, indicating good to very good crystallinity. For smectite, high V/P ratios indicated good crystallinity. These crystallinity data can be considered as another evidence of the authigenic origin of clay minerals.

1. INTRODUCCIÓN

El Grupo Rio Chico, asignado al Daniano-Eoceno medio (Raigemborn, 2008; Raigemborn *et al.*, 2010; Krause *et al.*, 2017), aflora en la Cuenca del Golfo San Jorge (centro-sur de la provincia de Chubut y norte de la provincia de Santa Cruz), Patagonia Central, Argentina. Esta sucesión reviste una gran importancia desde el punto de vista paleontológico, debido a la excelente conservación tanto de la fauna fósil como de la paleoflora presente, constituyendo uno de los registros bióticos y climáticos más significativos del Cenozoico temprano de América del Sur (Woodburne *et al.*, 2013). El estudio de sus aspectos sedimentarios fue desarrollado en detalle Andreis *et al.*, 1975; Andreis., 1977; Lagarreta y Uliana., 1994; Raigemborn *et al.*, 2010 y Krause *et al.*, 2017. En el trabajo de Raigemborn *et al.* (2010) se define estratigráficamente al Grupo Rio Chico, el cual queda integrado por cuatro formaciones, que en sentido estratigráfico ascendente son: Las Violetas, Peñas Coloradas, Las Flores y Koluel-Kaike. Las mismas fueron interpretadas como depósitos continentales tanto epiclásticos como piroclásticos, generados en ambientes fluviales, lacustres y eólicos con presencia de paleosuelos (Legaretta y Uliana, 1994; Raigemborn, 2008; Krause *et al.*, 2010; Raigemborn *et al.*, 2018). Su depositación estuvo vinculada a una intensa actividad volcánica, y sólo fueron afectados por diagénesis temprana (Raigemborn *et al.*, 2014-a,c).

Los análisis mineralógicos de los argilominerales del Grupo Rio Chico, muestran que los principales constituyentes son la esmectita y los minerales del grupo del caolín (caolinita predominante, halloysita y capas mixtas de caolinita/esméctica) (Raigemborn *et al.*, 2014-a). La importancia del estudio de los minerales de las arcillas radica en que son muy sensibles a los cambios ambientales y, de algún modo, se comportan como sensores de las condiciones fisicoquímicas bajo las cuales se formaron. Los registros de estos cambios, en sucesiones sedimentarias continentales apenas afectadas por procesos de diagénesis temprana, constituyen una poderosa herramienta para proporcionar información sobre la procedencia, el paleoambiente y el paleoclima (Raigemborn *et al.*, 2014-a). Debido a esto, la mineralogía de las arcillas del Paleógeno temprano ha recibido mucha atención a nivel mundial, ya que permite caracterizar uno de los eventos de cambios climáticos más importantes que se produjeron en la era Cenozoica (Gibson *et al.*, 2000; Thiry, 2000; Egger *et al.*, 2002; Arostegui *et al.*, 2011). Este periodo de "Greenhouse" ha sido definido a nivel mundial por el registro de temperaturas medias anuales de 17-21°C (Wilf, 2000), con ausencia de capas de hielo en los polos, al menos hasta el Eoceno medio (Zachos *et al.*, 2001). Este intervalo de

calentamiento global durante la transición Paleoceno-Eoceno, formalmente fue denominado como Máximo Térmico del Paleoceno Tardío (Late Paleocene Thermal Maximum - LPTM) y como Óptimo Climático del Eoceno Temprano (Early Eocene Climatic Optimum - EECO) (Zachos *et al.*, 2001). El cual fue acompañado de un cambio transitorio en el aumento de la precipitación en las latitudes más altas, como por ejemplo en la Antártida (Robert y Kennett, 1994), que favoreció la meteorización continental y la consecuente formación de caolinita (Gibson *et al.*, 2000).

Considerando la importancia de los estudios mencionados, el Trabajo Final de Licenciatura (TFL) propone aplicar diferentes metodologías para el análisis composicional integral y en particular de los argilominerales de la Formación Las Flores (parte media-superior del Grupo Río Chico), la cual se depositó en un contexto climático global de *greenhouse* (Raigemborn, 2008; Raigemborn *et al.*, 2010). Los afloramientos bajo estudio de esta unidad se circunscriben al borde más sur-occidental del Flanco Norte de la Cuenca del Golfo San Jorge, esto es en las localidades de Barrancas del Lago Colhué Huapi y Yacimiento Cerro Blanco (Figura 1). Cabe mencionar que hasta el momento, dicha unidad cuenta con una muy somera caracterización de sus argilominerales, como así también de la definición de su génesis y de las condiciones paleoambientales que los mismos representan (Raigemborn *et al.*, 2009, 2014-a,-b,-c).

Del objetivo general se desprenden una serie de objetivos específicos que consisten en: 1) identificar los argilominerales presentes en la Formación Las Flores en las localidades antes mencionadas; 2) definir asociaciones mineralógicas (argilofacies); 3) establecer su distribución témporo-espacial en el área de estudio; 4) precisar el origen de los argilominerales (detríticos versus antigénicos); 5) establecer las condiciones ambientales (sedimentarias, aporte volcánico, paleoclimáticas) y la posible superposición de eventos post-depositacionales (pedogénesis, diagénesis) que condicionaron su desarrollo en los depósitos de la Formación Las Flores.

Para lograr los objetivos generales y específicos planteados se llevaron a cabo tareas secuencialmente ordenadas de: recopilación bibliográfica, microscopía óptica, difracción de rayos X (DRX) tanto en roca total como en la fracción arcilla, y microscopía electrónica de barrido (MEB) con microanálisis de energía dispersiva de rayos X (EDAX), junto con el análisis e interpretación intelectual de los datos obtenidos.

2. MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se enmarca en la Cuenca Golfo San Jorge (CGSJ), Patagonia Extraandina Argentina, en el sector medio del denominado *Patagonia Terrane* (Figari, 2014) Se trata de una cuenca de bordes irregulares, elongada en dirección este-oeste, que se extiende entre los paralelos 45° y 47° latitud sur y los meridianos 65° y 71° longitud oeste, cubriendo el sur de la Provincia de Chubut y la parte norte de la Provincia de Santa Cruz, continuando hacia el este por la plataforma continental. Presenta una superficie estimada de 180.000 km², de la cual, la tercera parte se ubica costa afuera (Figari *et al.*, 1999). Se encuentra limitada por los altos del Macizo Norpatagónico o de Somuncurá al norte y el Macizo del Deseado por el sur (Sylwan *et al.*, 2011) (Fig. 1A).

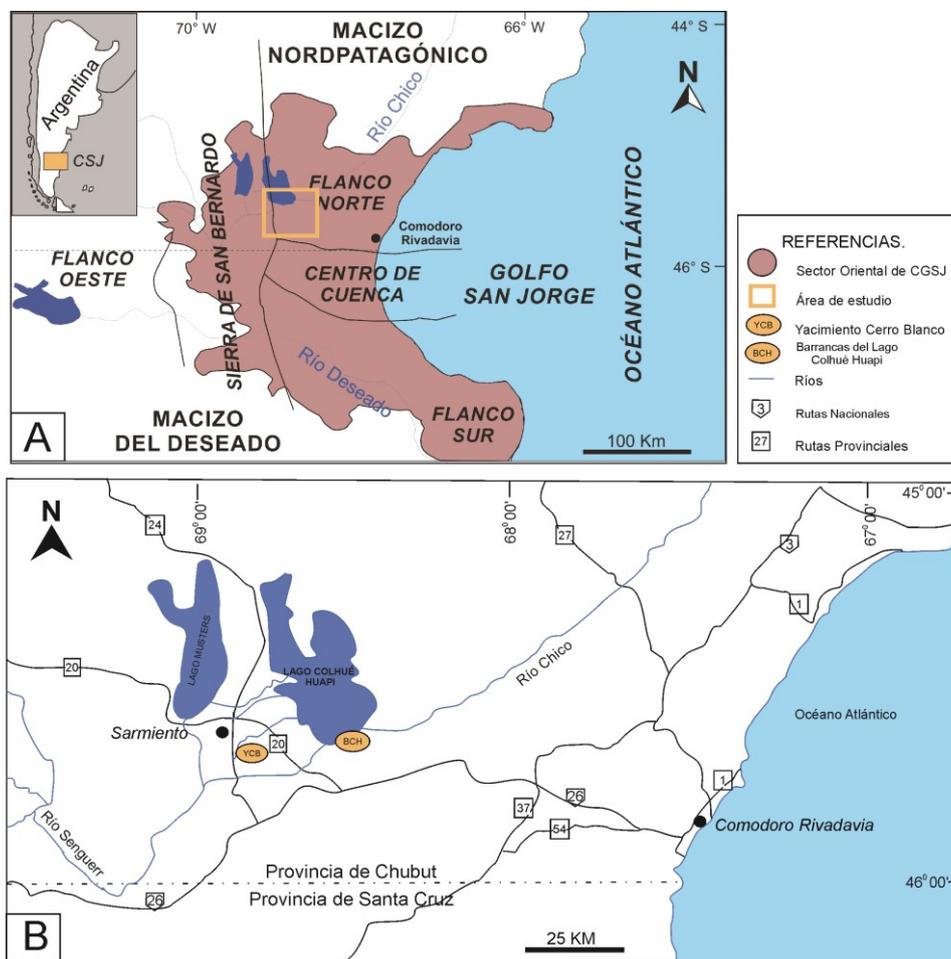


Figura 1. A- Ubicación general de la Cuenca Golfo San Jorge. B- Ubicación de detalle de las localidades YCB (Yacimiento Cerro Blanco) y BCH (Barrancas del Lago Colhué Huapi)

El basamento pre-cretácico de la cuenca está integrado por rocas de edades y litologías muy heterogéneas desde, metamorfitas, vulcanitas, plutonitas y sedimentitas del Precámbrico-Paleozoico inferior al Triásico (Sylwan *et al.*, 2011).

Esta cuenca (CGSJ) es de tipo extensional, intracontinental, desarrollada en un ámbito cratónico o de intraplaca sobre la corteza continental Paleozoica (Figari *et al.*, 1999). La misma está vinculada a la ruptura de Gondwana y a la apertura del Océano Atlántico Sur durante el Jurásico, según lo propuesto por Hechem y Strelkov (2002).

El principal relleno de la cuenca se compone de depósitos piroclásticos y epiclásticos del Jurásico al Mioceno (Barcat *et al.*, 1989; Fitzgerald *et al.*, 1990). Durante el Cretácico Superior, al sur de la latitud 43°30' S, el área del antepaís fue intruida y en parte cubierta por rocas volcánicas de intraplaca, mientras que el levantamiento de la cadena montañosa de los andes y los procesos de arco en la región se detuvieron. Durante el Paleoceno-Oligoceno se generaron depocentros extensionales definidos por la actividad volcánica, en el área del antepaís (Folguera *et al.*, 2011; Folguera y Ramos, 2011).

Diversas sucesiones continentales y marinas del Cretácico Superior hasta el Mioceno medio se encuentran bien representadas en el área de estudio. Yaciendo sobre los depósitos del Grupo Chubut (Cretácico temprano-tardío) y en relación de discordancia erosiva, vinculada con la Fase Larámica (Lesta, 1968), se encuentra una sucesión marina/estuarina, representada por la Formación Salamanca y el Banco Negro Inferior (BNI) (Feruglio, 1949) de edad Daniana, las cuales representan una trasgresión epicontinental del Océano Atlántico, que se inició en el Maastrichiano y permaneció hasta el Paleoceno temprano (Clyde *et al.*, 2014). Por encima, continúa la sucesión con los Niveles Transicionales (NT) denominado así informalmente por Raigemborn *et al.*, 2010. Estos niveles corresponden a una transición entre los niveles del BNI y los depósitos continentales del Paleoceno medio-Eoceno medio del Grupo Río Chico (Feruglio, 1949; Legarreta y Uliana, 1994; Raigemborn *et al.*, 2010). Como se dijo anteriormente, el Grupo Río Chico, está integrado por cuatro unidades formacionales, de las cuales la Formación Las Flores, objeto de estudio del presente trabajo, está compuesta por facies fluviales a lacustres dependiendo del área en la que aflora (Raigemborn *et al.*, 2009).

El Grupo Río Chico pasa transicionalmente a los depósitos loésicos y fluviales del Eoceno medio-Mioceno temprano que constituyen la Formación Sarmiento. O puede estar cubierto de manera local por la Formación Chenque constituida por facies marinas poco profundas del Mioceno temprano (Fig. 2, Raigemborn *et al.*, 2014-a; Krause *et al.*, 2017; y Raigemborn *et al.*, 2018).

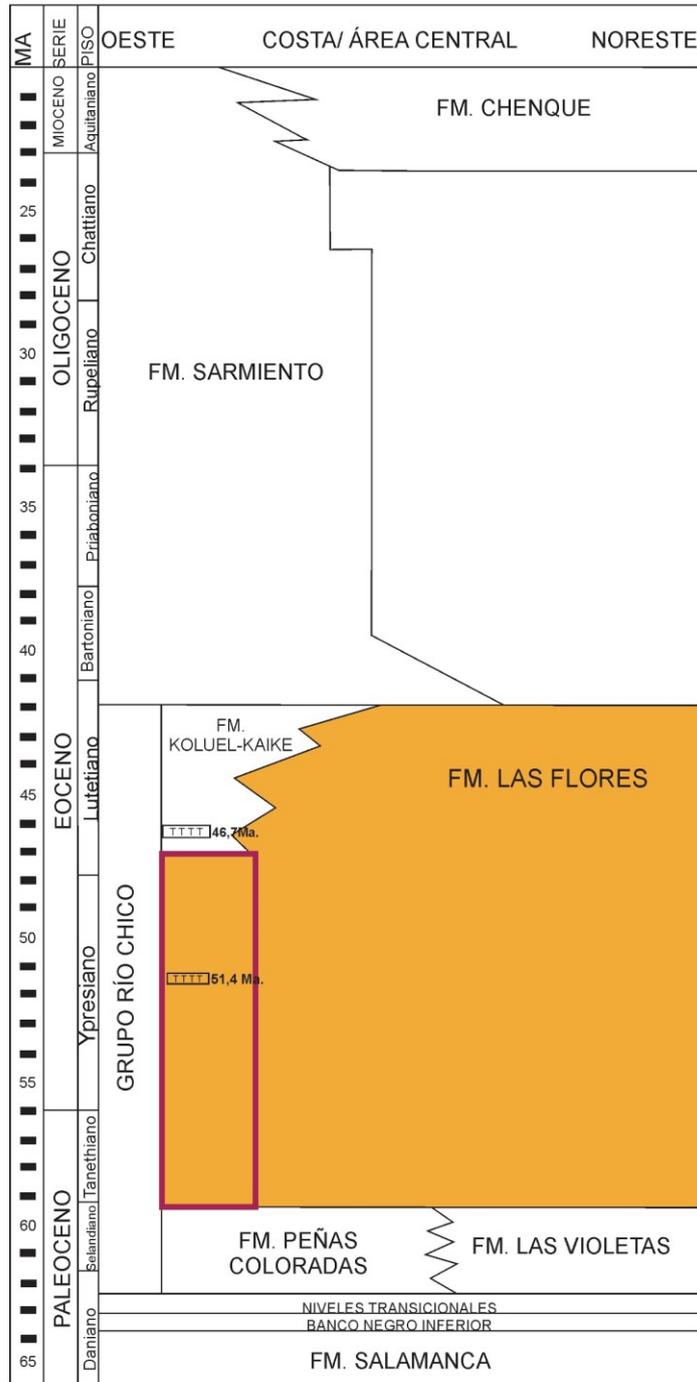


Figura 2. Cuadro estratigráfico En violeta se remarca el sector sudoeste del flanco norte, donde se describen las localidades BCH y YCB. Modificado de Raigemborn *et al.*, 2014-a., Krause 2017 y Raigemborn *et al* 2018

2.1 Formación Las Flores:

Esta unidad fue inicialmente denominada como “Areniscas Grises” por Piatnitzky (1931), como “Zona de Kibernikhoría” por Simpson (1933, 1935, 1941), y luego como “Miembro Visser” (Andreis *et al.*, 1975; Andreis, 1977). Más tarde, Legarreta y Uliana (1994) dividen al Grupo Río Chico en tres formaciones, denominando a esta unidad como

Formación Las Flores. Finalmente, Raigemborn *et al.* (2010), reconocen cuatro formaciones que asignan a este grupo, prevaleciendo dicho nombre para la unidad bajo estudio (Formación Las Flores).

Como se mencionó anteriormente, el área de estudio está circunscripta al borde sudoeste del Flanco Norte de la Cuenca del Golfo San Jorge, en las localidades Yacimiento Cerro Blanco (YCB) y Barrancas del Lago Colhué Huapi (BCH) (Fig 1.B). Aquí la Formación Las Flores se presenta como una sucesión de 20 a 40 metros de potencia. La base no está expuesta en la localidad YCB, mientras que en BCH se encuentra sobre la Fm. Peñas Coloradas. Si bien la Formación Las Flores se presenta en el área de estudio con un típico paisaje de *bad lands*, es decir, lomadas redondeadas cubiertas por una espesa costra de meteorización (Fig 3), se reconoce que sus estratos son tabulares y con gran extensión lateral, la litología posee granulometría fina (arcillitas, limolitas y arenas muy finas, excepcionalmente materiales de granulometría arena media), coloración de castaña a rosada y menos frecuentemente blanquecina, y composición rica en argilominerales del tipo de la esmectita y minerales del grupo del caolín (caolinita, halloysita y capas mixtas de caolinita/esmectita) (Raigemborn *et al.*, 2014-a). La unidad representa en este sector de la cuenca un sistema fluvial distal de baja energía, con aporte volcánico Andino y frecuentes paleosuelos con variable grado de desarrollo (Raigemborn, 2008; Raigemborn *et al.*, 2009, 2010, 2014-a, -b, -c; Krause *et al.*, 2017). El análisis de los fitolitos de la Formación Las Flores en las mismas localidades bajo estudio, representan un paleohábitat de bosques tropicales (Zucol *et al.*, 2018).

La edad de la Formación Las Flores, fue acotada por el hallazgo de fósiles mamíferos pertenecientes a la Zona Faunística de Kibenikhoría, la cual se considera contemporánea con la Edad Mamífero de América del Sur (SALMA) Itaboraiense (e.g., Woodburne, *et al.*, 2013; Krause *et al.*, 2017 y referencias citadas en ellos), abarcando el rango de los 50 - 53 Ma. Clyde *et al.*, 2014 indican que la parte inferior de la Formación Las Flores se caracteriza por presentar una polaridad normal, vinculándolo con la C26n, correspondiendo al límite Selandiano - Thanetiano (Eoceno). Dataciones U-Pb en tobas en la sección media (muestra LF-1-06 en BCH con posición estratigráfica equivalente a YCB-203 en el perfil YCB; ver Fig. 13 y 14) y en la base de la suprayacente Formación Koluel-Kaike, arrojaron edades de 51.4 Ma (Ypresiano) y 46.7 Ma (Luteciano), respectivamente (Krause *et al.*, 2017). De este

modo, la Formación Las Flores en el área de estudio es acotada temporalmente a los ca. 51 y 46.7 Ma.

La depositación de la parte superior del Grupo Río Chico (incluida la Fm Las Flores), coincide con la época de *Greenhouse* del Paleoceno temprano-Eoceno temprano, registrada a nivel mundial (Zachos *et al.*, 2001). Dentro de los grandes cambios climáticos ocurridos en esta época podemos mencionar otros de menor magnitud como el Máximo Térmico del Paleoceno-Eoceno (PETM) y el Máximo Térmico del Eoceno. (MET). Sin embargo, el carácter global de estos eventos aún no se ha resuelto (Westerhold *et al.*, 2011). Sobreviene a esta época de *Greenhouse* condiciones cálidas semihúmedas- semiáridas, coincidentes con una época de *Icehouse*. En este sentido, evidencias sedimentológicas, composicionales (argilominerales), paleopedológicas y paleontológicas permiten interpretar que La Formación Las Flores se habría desarrollado bajo un clima cálido y húmedo, vinculado posiblemente en su parte media-superior con el Óptimo Climático del Eoceno temprano (EECO) (e.g., Raigemborn *et al.*, 2014-b; Krause *et al.*, 2017; Zucol *et al.*, 2018). (Raigemborn, 2008; Raigemborn *et al.*, 2009, 2010, 2014-a, -b, -c; Krause *et al.*, 2017).

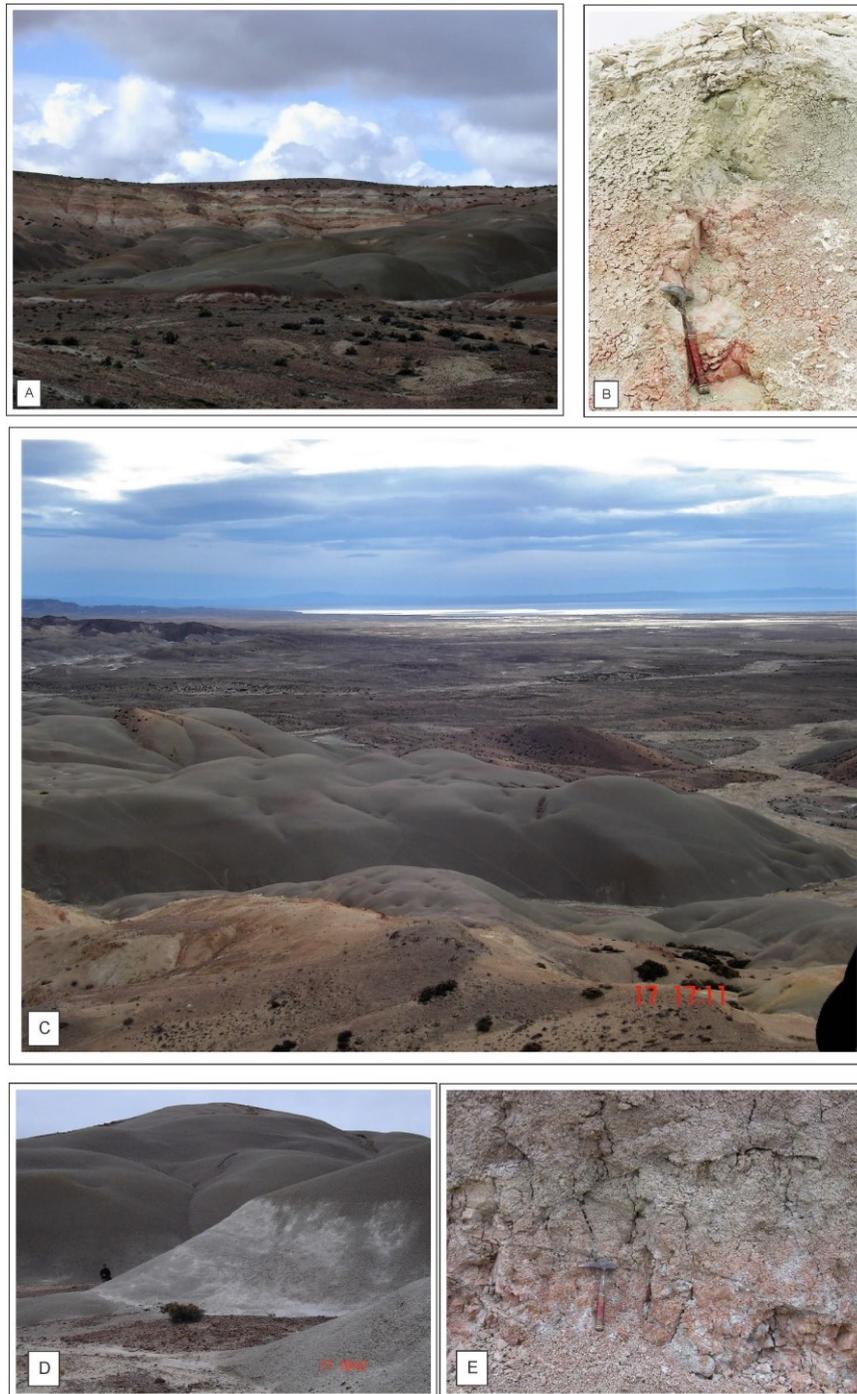


Figura 3. A-B. Formación Flores en la localidad YCB. **A:** Aspecto general de la unidad (*badlands* verdosos) seguidos de los niveles estratificados, rojizos-blanquecinos de la Formación Koluel-Kaike (sin escala). **B:** Detalle de los niveles pedogenéticamente modificados (muestras YCB-1, con moteados rojizos, seguido del nivel YCB-2 blanquecino y de la toba YCB-3, blanquecina y laminada) en la parte inferior de la Formación las Flores. **Figura 3. C-D-E** Formación Las Flores en la localidad BCH. **C:** Aspecto general de la unidad (*badlands* verdosos), cubiertos por niveles rojizos de la Formación Koluel-Kaike (estrato visible abajo en la foto) (sin escala). Al fondo se observa la margen sur del Lago Colhué-Huapi. **D:** Sector de la unidad correspondiente al afloramiento de la toba correspondiente a las muestras BCH-02 y LF-1-06 (nivel blanco). La persona como escala mide 1.80 metros. **E:** detalle de niveles pedogenéticamente modificados en la parte media de la Formación las Flores (muestra BCH-203).

3. MATERIALES Y METODOS

En el siguiente Trabajo Final de Licenciatura se han desarrollado una serie de etapas sucesivas contempladas en el método científico. Estas consisten en tareas de gabinete y de laboratorio.

En primer lugar se planteó una hipótesis inicial, con objetivos generales y específicos. Luego, se sucedieron distintas etapas de trabajo con la intención de realizar una aproximación al problema. Inicialmente, se realizó una recopilación bibliográfica tanto de los antecedentes del área y unidad en estudio, como específica de la temática a abordar. Posteriormente, se realizaron tareas de laboratorio que consistieron en la selección y el procesamiento de las muestras en los diferentes laboratorios y talleres del Centro de Investigaciones Geológicas (laboratorio de mesoscopia, laboratorio de separación de minerales, taller de cortes delgados, laboratorio de microscopia y laboratorio de rayos X). El material analizado en esta tesina consiste en muestras de rocas sedimentarias tomadas en el campo en años anteriores por la directora de este proyecto, la Dra. Raigemborn. Por último, durante las tareas de gabinete se realizó un análisis sistemático de los resultados y se procesó intelectualmente la información obtenida.

3.1- Recopilación Bibliográfica

Con el objetivo de investigar el estado del conocimiento del área de estudio se realizó una exhaustiva recopilación bibliográfica abarcando aspectos generales de la Cuenca del Golfo San Jorge (Patagonia, Argentina) e información de detalle sobre la Formación Las Flores (parte media-superior del Grupo Río Chico *sensu* Raigemborn et al., 2010) incluyendo sus características estratigráficas, sedimentarias, y composicionales.

Para incorporar el conocimiento geográfico y geológico de la zona de estudio se revisaron los trabajos de mapeo previos, en especial de los mapas geológicos encontrados en la bibliografía e imágenes satelitales de libre acceso (Google Earth®).

Del mismo modo, se llevó a cabo la lectura de bibliografía sobre metodología específica para la temática en cuestión, lo que permitió poder aplicar herramientas para el estudio de los argilominerales.

3.2- Tareas de Laboratorio

3.2.1 Petrografía óptica

Se realizaron un total de tres secciones delgadas sobre muestras de la Formación Las Flores en el taller de cortes del Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP). Para su descripción petrográfica se utilizó un microscopio óptico de polarización Nikon Eclipse E-200 dotado con cámara digital y software de procesamiento de imágenes. (Fig.4).

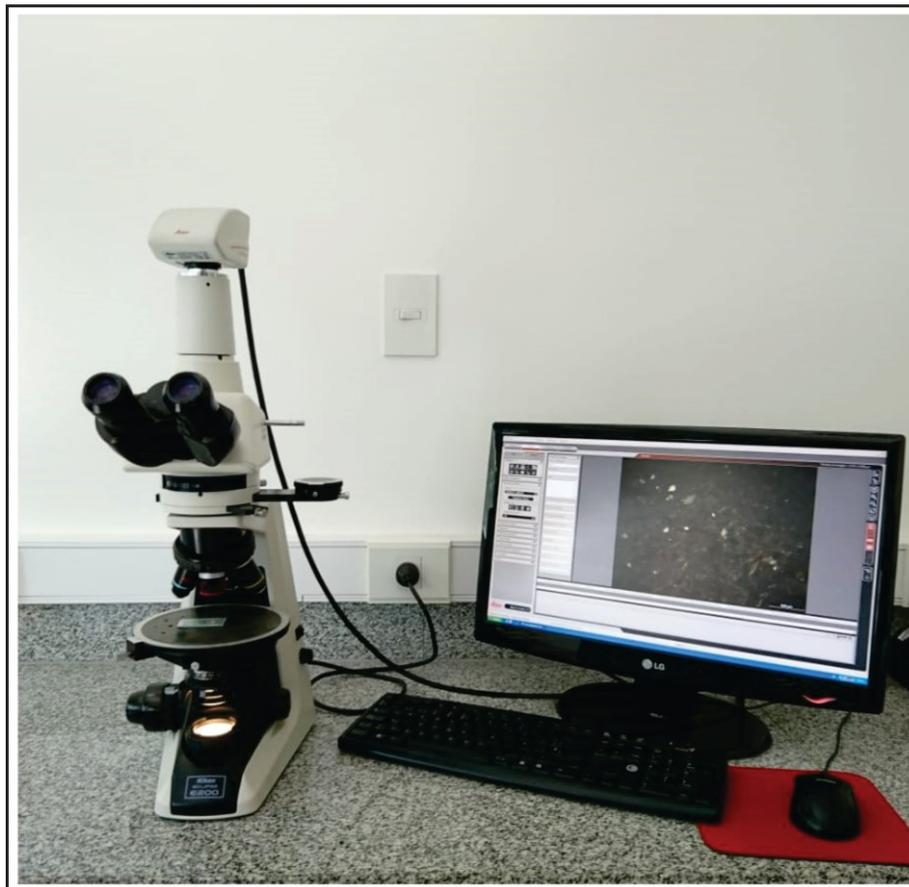


Figura 4. Microscopio de polarización

3.2.2 Difracción de Rayos X

Catorce muestras de la Formación Las Flores fueron seleccionadas para ser analizadas por difracción de rayos X (DRX) en el laboratorio del Centro de Investigaciones Geológicas (Fig. 5 A-F). De estas 14, cuatro corresponden a la Localidad Yacimiento Cerro Blanco (YCB) y diez a la localidad de Barrancas del Lago Colhué Huapi (BCH) (Fig. 1B). Las muestras fueron analizadas con un equipo PANalytical, modelo X'Pert PRO, de óptica

prealineada de alta resolución y tubo de rayos X metal-cerámico con ánodo de Cu en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas (Fig. 5F).

El objetivo del análisis difractométrico fue el de determinar la composición de las muestras seleccionadas y realizar una semicuatificación y caracterización de los minerales presentes tanto en roca total como en la fracción arcilla.

Del estudio difractométrico se obtuvieron cuatro lecturas de los diferentes preparados (roca total, y fracción arcilla: natural, glicolada y calcinada) que son presentadas en dos difractogramas. Su lectura permite el análisis tanto de los componentes presentes en el polvo de la roca total como de la fracción arcilla orientada. La metodología utilizada fue la siguiente:

1) Primero se llevó a cabo la molienda de las muestras utilizando un mortero de porcelana (Fig.5A). Esta tarea se realizó en el Laboratorio de Mesoscopía del Centro de Investigaciones Geológicas. El polvo obtenido se ubica en un porta muestra, y se lleva en el difractómetro de rayos X que se corrió desde los 3° hasta $37^\circ 2\theta$, lo que dio como resultado la primera lectura que corresponde al difractograma de “**ROCA TOTAL**” (Fig. 6A).

2) Posteriormente, parte de la muestra molida fue tamizada (TAMIZ 200 ASTM 71 micrones) (Fig. 5B), colocada en un vaso rotulado que se completó con agua destilada y se agitó. A continuación y con el fin de mejorar la separación y dispersión de las partículas se realizó, en primera instancia un pretratamiento químico con el fin de eliminar la materia orgánica agregando peróxido de hidrógeno (H_2O_2). Para acelerar el proceso se llevó a $70^\circ C$ (en plancha) durante 30 minutos. El paso siguiente consistió en la dispersión física de las partículas utilizando el equipo de ultrasonido en el Laboratorio de Separación de Minerales del Centro de Investigaciones Geológicas (Fig.5C) para lo cual se agregaron diez gotas por muestra de Hexametáfosfato de Sodio al 4% y se llevó al equipo durante dos minutos a potencia mínima. Luego se la dejó reposar 2 horas para que decante la fracción más gruesa y concentrar la fracción menor a 2 micrones (Tucker, 1988). Paso seguido, se tomó una muestra de la suspensión con una pipeta, se dividió el contenido en dos portaobjetos de vidrio y se dejó secar para obtener una fina película de sedimento, con el objeto de obtener una orientación preferencial de los cristales (agregados orientados) (Fig.5.D). Una de estas muestras se dejó secar a temperatura ambiente y luego se analizó con el difractómetro de rayos X desde 2° hasta $32^\circ 2\theta$, y se obtuvo de esta manera la segunda lectura denominada “**MUESTRA NATURAL**”.

3) La misma muestra (natural) fue posteriormente expuesta a los vapores de etilenglicol (Fig.5E.) por veinticuatro horas para la solvatación de arcillas con propiedades expansivas. Luego esta muestra se procesó nuevamente por difracción para obtener la tercera lectura desde 2° hasta $26^\circ 2\theta$: “MUESTRA GLICOLADA”.

4) Para la cuarta lectura se utilizó la segunda muestra obtenida por pipeteo en el paso 2 y secada a temperatura ambiente. Esta fue colocada en una mufla a 550°C durante 2 horas, rompiendo la estructura cristalina de las arcillas expansivas y de la caolinita. Esta muestra denominada “MUESTRA CALCINADA” fue también analizado por difracción de rayos X. La lectura fue realizada desde los 3° a $15^\circ 2\theta$.

Posteriormente se representaron gráficamente los resultados, para lo cual se utilizó el programa *Origin*®. Se ilustraron de manera separada la muestra total y la fracción arcilla, en la cual figuran las tres lecturas: natural, calcinada y glicolada (Fig.6.B).

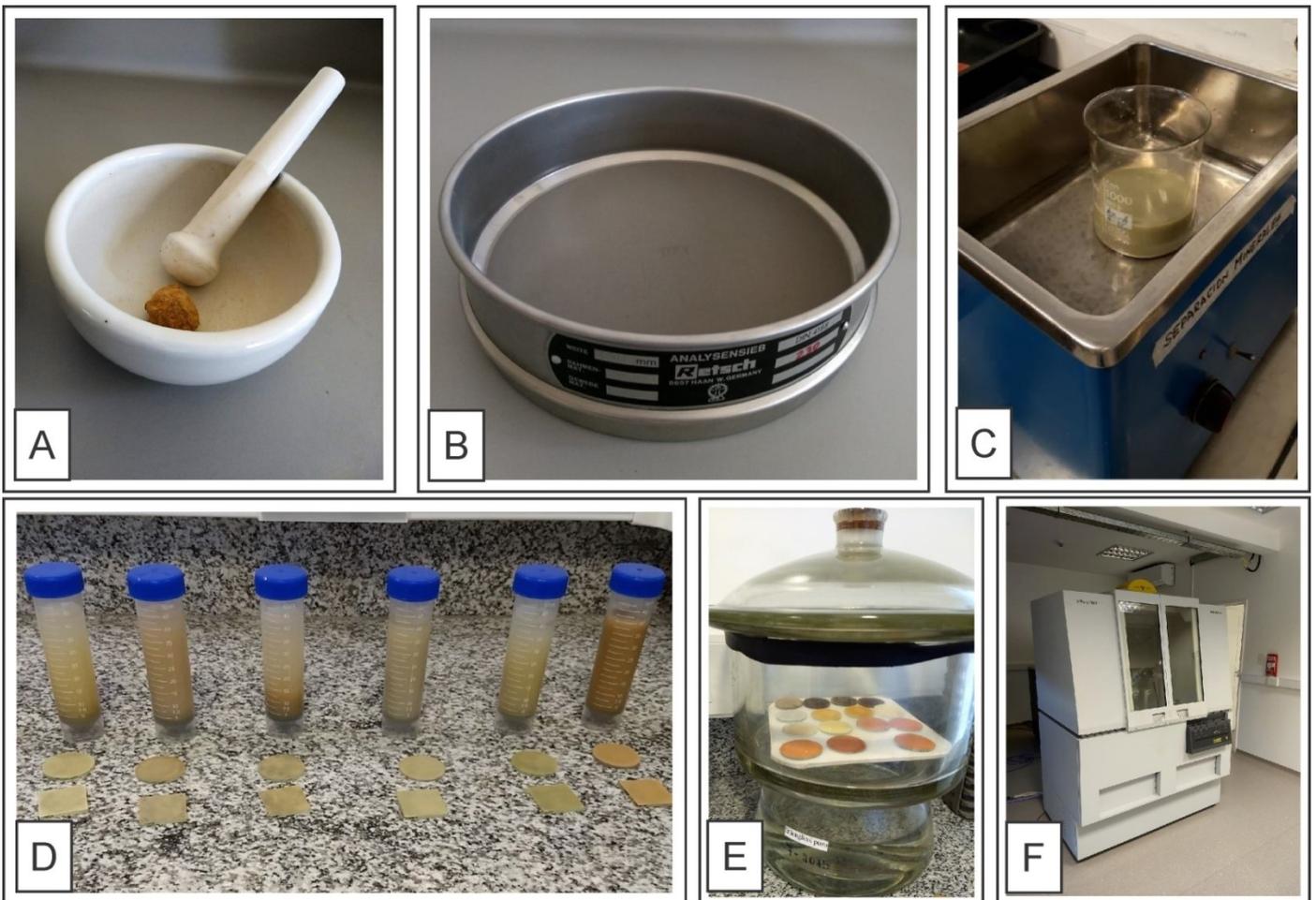


Figura 5. Materiales y equipos utilizados para la preparación y procesamiento de las muestras. **A)** Mortero porcelana; **B)** Tamiz; **C)** Equipo de ultrasonido; **D)** preparación de muestras orientadas; **E)** muestra sometida a vapores de etilenglicol; **F)** Equipo de DRX.

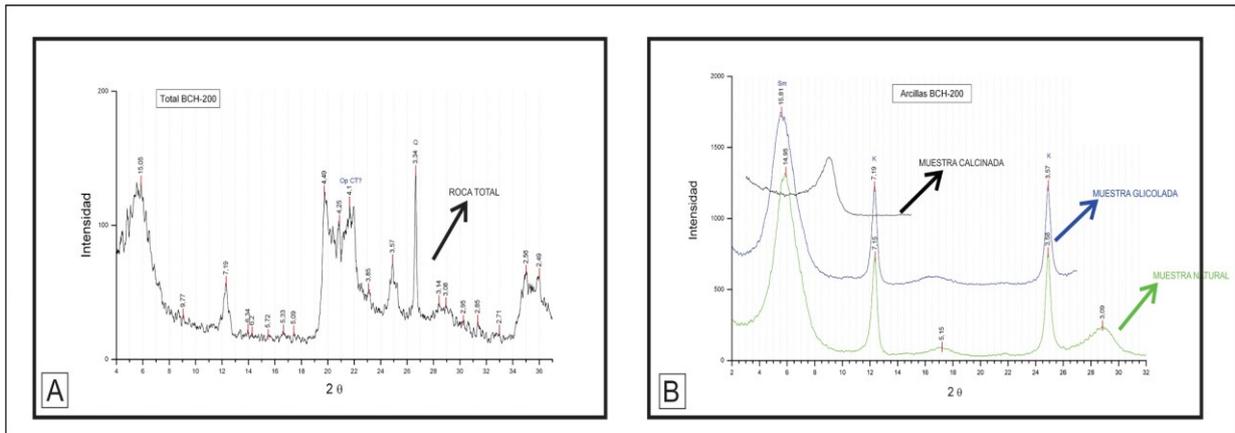


Figura 6. Difractogramas. A) Roca Total; B) Fracción Arcilla.

Para poder identificar las distintas especies minerales, tanto en roca total como en la fracción fina, se consideraron las distintas reflexiones del difractograma que están expresadas en unidades de ángulo $^{\circ}2\theta$, siendo θ el ángulo de difracción. Mediante la aplicación de la fórmula de la Ley de Bragg (Fig.7) estos valores fueron convertidos a cifras de espaciado (expresadas en amstrongs Å) de los planos generadores de las “reflexiones” individuales. Cada especie mineral desarrolla un patrón de reflexiones y espaciados que le es característico, lo que se define por la utilización de patrones estándar ya establecidos (Brindley y Brown, 1980).

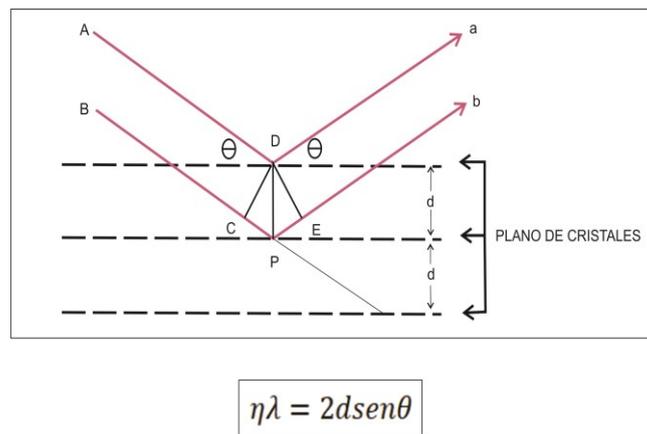


Figura 7. Gráfico explicativo sobre cómo los rayos X inciden y se “reflejan” (difracción) sobre los distintos planos del cristal en donde se cumple la Ley de Bragg, donde n es un número entero, λ es la longitud de onda de los rayos X, d es el espaciado entre la familia de planos cristalinos medida en Amstrongs (Å) y θ es el ángulo de difracción

3.2.3 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) y microanálisis por dispersión de energías de rayos X (EDS)

Para los análisis con Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) se seleccionó un fragmento de dos muestras. En una etapa previa a la del análisis microscópico se procedió al secado en estufa a 60° C durante 24 hs con la finalidad de evitar la humedad que pudieran haber adquirido del ambiente, y de esta forma lograr un correcto vacío. Mediante esta técnica se estudian por un lado los componentes detríticos, autigénicos y en particular la textura, micromorfología y composición química de los minerales de arcillas. Las muestras fueron cubiertas con Au con la finalidad de realzar los contrastes entre los minerales, como así también sus hábitos y microtexturas.

Estas dos muestras fueron analizadas utilizando un equipo FEI Quanta 200 SEM con sonda EDS Phoenix 40 disponible en la Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de La Plata. Este sistema de microanálisis opera con una aceleración de 20 Kw. Las imágenes seleccionadas tienen entre 750 y 2300 X de magnificación dependiendo de las fracciones minerales que se observen.

3.3- Tareas de Gabinete

3.3.1 Análisis semicuantitativo

Luego de la obtención de los difractogramas se procedió a la estimación de cada una de las especies minerales, realizándose por separado en roca total y en la fracción arcilla menor a 2 micrones (Tabla 1, ver cap. 4).

3.3.1.1 Roca Total:

Para los difractogramas de roca total se utilizó el área del pico principal de cada mineral. Para poder visualizar de manera más clara la diferencia de abundancia entre especies minerales de la roca total se determinaron los siguientes rangos arbitrarios:

Traza: <1%

Muy escaso: 1-5%

Escaso: 5-15%

Moderado: 15-30%

Abundante: 30-50%

Muy abundante: 50-80%

Extremadamente abundante: >80%

3.3.1.2 Fracción arcilla

Para estimar las proporciones semicuatitativas de los argilominerales reconocidos en la unidad de estudio, se procedió a la medición de las áreas bajo los picos (Biscaye, 1965) de las reflexiones (001) para las arcillas illita, esmectita y caolinita, sobre las muestras glicoladas. De esta manera fueron determinados los porcentajes relativos de cada argilomineral dividiendo los valores de las áreas por un factor empírico (Biscaye, 1965), como 1 para la illita, 4 para la esmectita y 2 para la caolinita. La semicuantificación fue suficiente para definir los conjuntos de minerales de arcilla porque la presencia/ausencia o las relaciones dominante/subordinadas permitieron distinguir claramente diferentes grupos (Tabla 1).

3.3.2 Cálculo de la cristalinidad relativa

3.3.2.1 Esmectita

Posteriormente, se determinó el índice de cristalinidad relativa de la esmectita a partir de la medición de la altura del pico (001) sobre la línea base (P) y la profundidad del valle (V) en la muestra glicolada, y luego calculando la relación V/P en aquellas muestras con alto contenido de esmectita (Fig. 8). Así, una esmectita con alta cristalinidad relativa tendría un V/P ~1, y un V/P próximo a 0 implicaría una baja cristalinidad relativa. (Biscaye, 1965). Se volcaron los resultados en una tabla Excel (*Tabla 2, ver cap.4*).

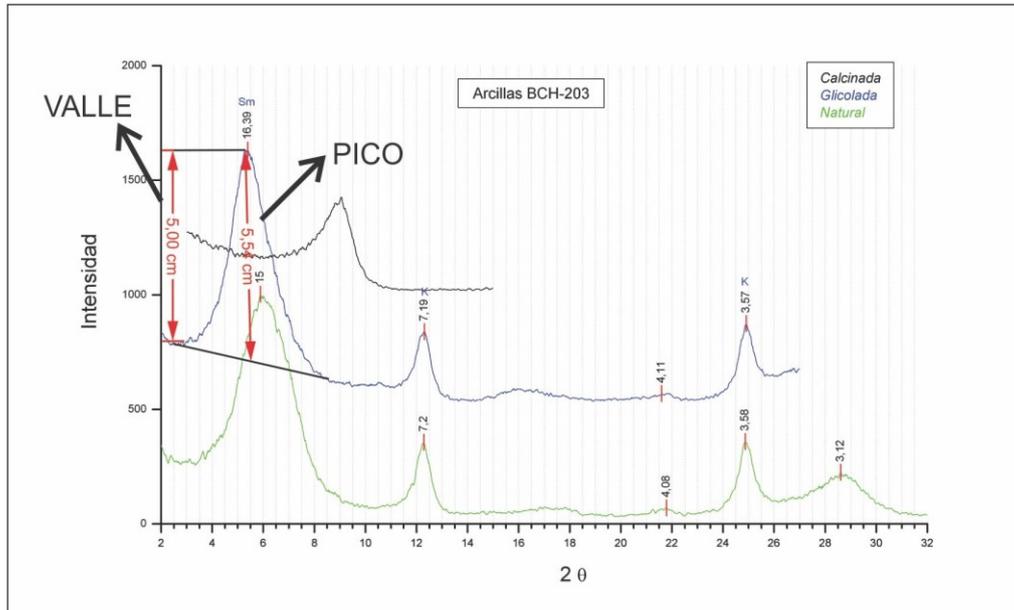


Figura 8. Ejemplo de cómo se obtuvieron los valores de cristalinidad relativa con la relación v/p de la esmectita

3.3.2.2 Caolinita

Se llevó a cabo de forma comparativa en función del pico 001 ($7,16\text{\AA}$) de la muestra natural. Teniendo en cuenta que cuando la caolinita se encuentra estructuralmente ordenado los picos representados en el DRX, son estrechos y agudos. Caso contrario, cuando el caolín presenta una estructura desordenada, muestra picos menos diferenciados, anchos y asimétricos (Brindley y Robinson, 1946; Murray, 1954).

3.4- Elaboración intelectual de la información obtenida

Para el desarrollo del presente trabajo fueron necesarias instancias de análisis intelectual de los resultados obtenidos.

Una primera etapa consistió en determinar los argilominerales presentes mediante la lectura de los difractogramas de DRX para poder tener una caracterización, semicuantificación y cristalinidad relativa de los mismos. Estos resultados pueden ser comparados con la disposición estratigráfica de las muestras para observar la distribución temporo-espacial de los minerales de las arcillas.

En una segunda etapa se pudieron observar las características morfológicas de los argilominerales a partir del Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), lo cual ayudó a una aproximación con respecto al origen de los mismos, es decir, si son autigénicos o detríticos.

4. RESULTADOS

El presente capítulo tiene como objetivo la caracterización de los argilominerales de la Fm Las Flores así como establecer su distribución espacial, teniendo como base la metodología explicada con anterioridad. Para tal meta, las tareas fueron llevadas a cabo por etapas, de manera de ir aumentando el detalle en la escala de observación con cada herramienta aplicada (Microscopía Óptica, DRX y MEB-EDS).

4.1 Microscopia Óptica

A partir de la descripción de los cortes delgados se identificaron los componentes mineralógicos principales y rasgos pedogenéticos asociados. Estos últimos se describieron utilizando la guía de descripción de secciones delgadas de suelos basadas en Bullock *et al.*, 1985 y Stoops, 2003.

Para la localidad del Yacimiento Cerro Blanco (YCB) se describió la muestra **YCB-203**, en la cual se observó un esqueleto compuesto principalmente de granos líticos (volcánicos y sedimentarios, de granulometría variada (de 20 a 180 micrones), redondeados-subredondeados y angulosos, vidrio volcánico (en forma de trizas) y cuarzo monocristalino (de granulometría variable entre 10 y 170, subredondeado a subanguloso, algunos con engolfamientos) (Fig. 9. A-B). Los líticos y las trizas vítreas se presentan con un alto grado de alteración (clase 3-4) mientras que el cuarzo, tiene menor grado de alteración (clase 0-1), según Stoops *et al.* (1979) y Delvigne (1998). El plasma (o masa basal de un paleosuelo) se encuentra representado por un agregado de argilominerales y vidrio. Los poros están representados por grietas planares, en las cuales se identificaron revestimientos típicos de minerales de las arcillas (posiblemente caolinita) (Fig. 9. C-D). El patrón de distribución relativa es porfírica cerrada según la clasificación de Stoops y Jongerius (1975). Por otra parte, la fábrica-b representada en la masa basal del suelo es del tipo estriada cruzada (Fig. 9. E-F).

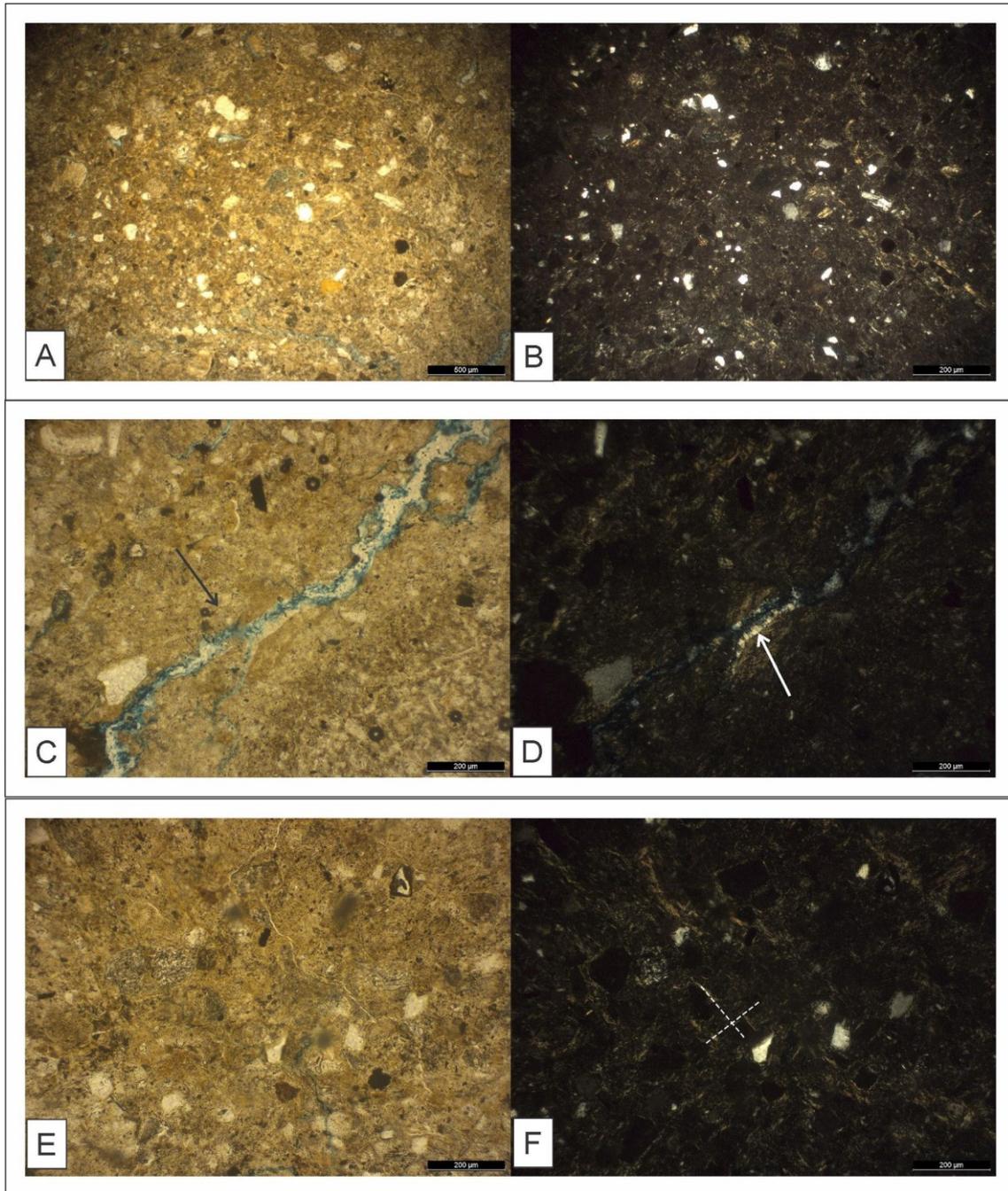


Figura 9. Microfotografía muestra YCB-203. **A-B)** componentes generales; **C-D)** grietas planares con revestimiento; **E-F)** fábrica-b estriada cruzada.

En el sector de la Barranca del lago Colhué Huapi (BCH), se describieron dos muestras en láminas delgadas: **BCH-02** y **BCH-2**.

En el corte delgado **BCH-02** se reconocieron en el esqueleto vidrio (en forma de pómez redondeado con presencia de vesículas), líticos indiferenciados alterados (clase 3-4), y cuarzo monocristalino (cristaloclastos angulares, de variada granulometría 72 a 268

micrones). El plasma está compuesto por argilominerales de textura muy fina (Fig. 10 A-B). En tanto los vacíos están representados por cámaras (Fig. 10 C-D) donde se denota la ausencia de revestimientos. El patrón de distribución relativa es porfírica y la fábrica-b de la masa basal es de tipo grano-estriada (Fig. 10 E-F). Se destaca la ausencia de microestructuras agregadas, y pedorascos.

En la sección delgada perteneciente a la muestra **BCH-2**, los componentes tanto del esqueleto como del plasma son similares a los de la muestra BCH-02. En ésta el vidrio se encuentra como trizas, con un grado de alteración media (clase 2-3) (Fig. 11 A-B), y no se observan poros. Muestra un patrón de distribución relativa porfírica cerrada. En cuanto a los pedorascos se describe la presencia de nódulos (la mayoría son típicos, de alta pureza y órticos) (Fig. 11 C-D) compuestos de óxidos de hierro por su coloración.

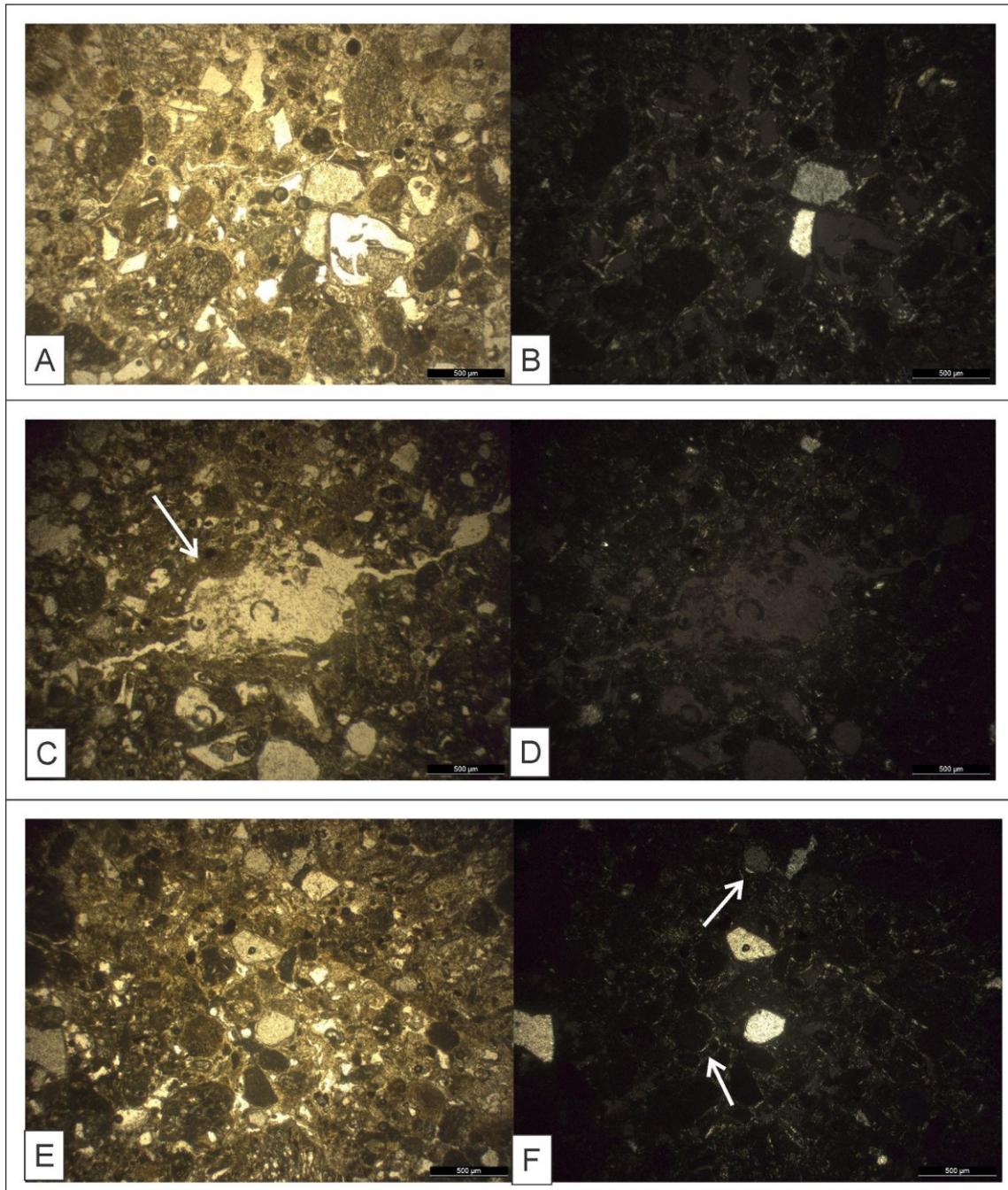


Figura 10. Microfotografías muestra BCH-02. **A-B)** Componentes generales cuarzo monocristalino, vidrio (pómez) líticos indiferenciados; **C-D)** cámaras libres de revestimiento; **E-F)** fábrica-b grano estriada.

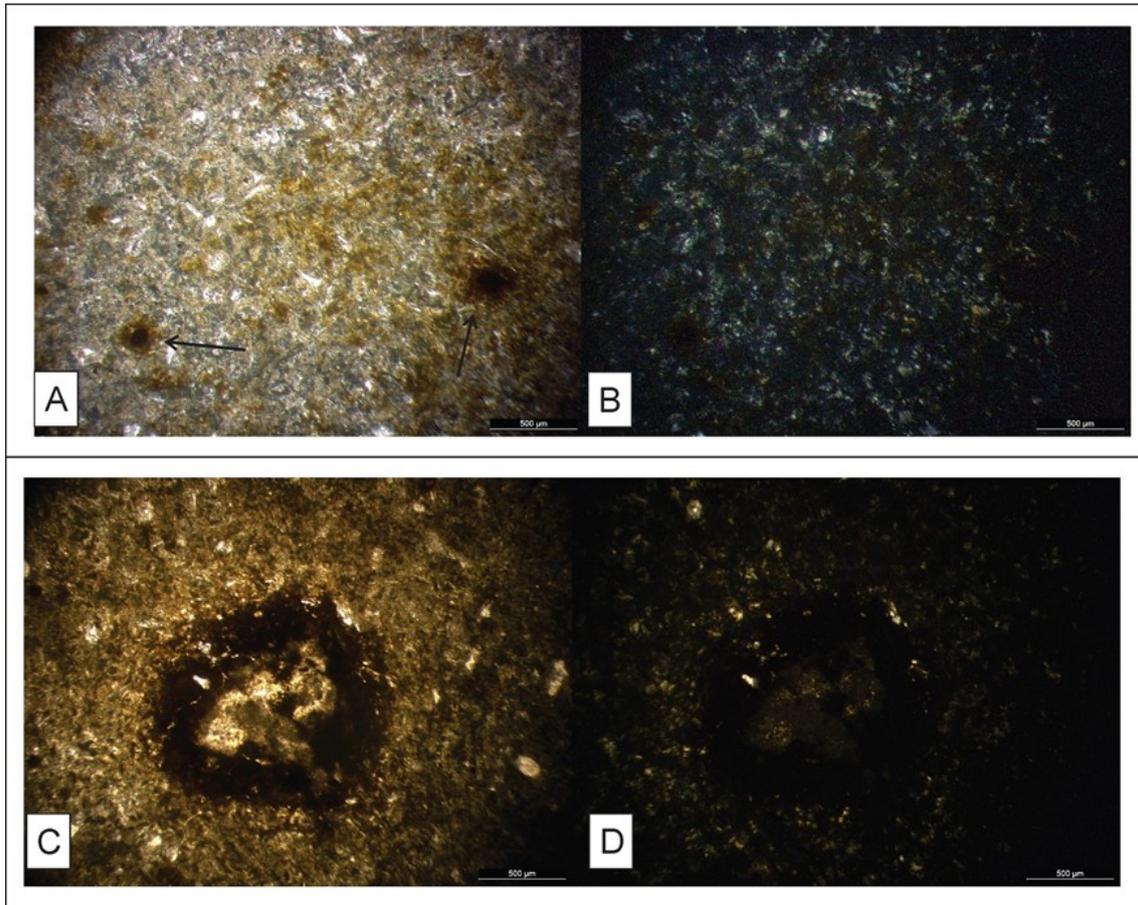


Figura 11. Microfotografía muestra BCH-2. **A-B)** Corte general donde se muestra la abundancia de nódulos. **C-D)** Detalle de nódulo típico, puro órtico.

4.2 Difracción de Rayos X

4.2.1 Análisis cualitativo

4.2.1.1 Roca Total (RT)

A partir del análisis de los difractogramas en roca total (Fig. 12) en muestras de ambas localidades (YCB y BCH) fue posible determinar los componentes de minerales no arcillosos mayoritarios. Entre ellos se reconocen: cuarzo, identificado por la máxima reflexión en $3,34\text{\AA}$ y otro menor en $4,26\text{\AA}$, ópalo C-T (Cristobalita-Tridimita) con máximas reflexiones en $4,06$ y $4,10\text{\AA}$. Otros minerales como feldespatos tanto potásicos o calcosódicos con picos que se producen alrededor de los $27,2$ tita y otros de menor intensidad en $25,2$ tita y $22,2$ tita y fluorapatita con su reflexión máxima en $2,8 \text{\AA}$ y picos secundarios en $2,7 \text{\AA}$; $2,77 \text{\AA}$; $3,45 \text{\AA}$, entre otros. También es posible identificar los picos principales de los argilominerales, los cuales son descriptos con mayor detalle en la fracción arcilla.

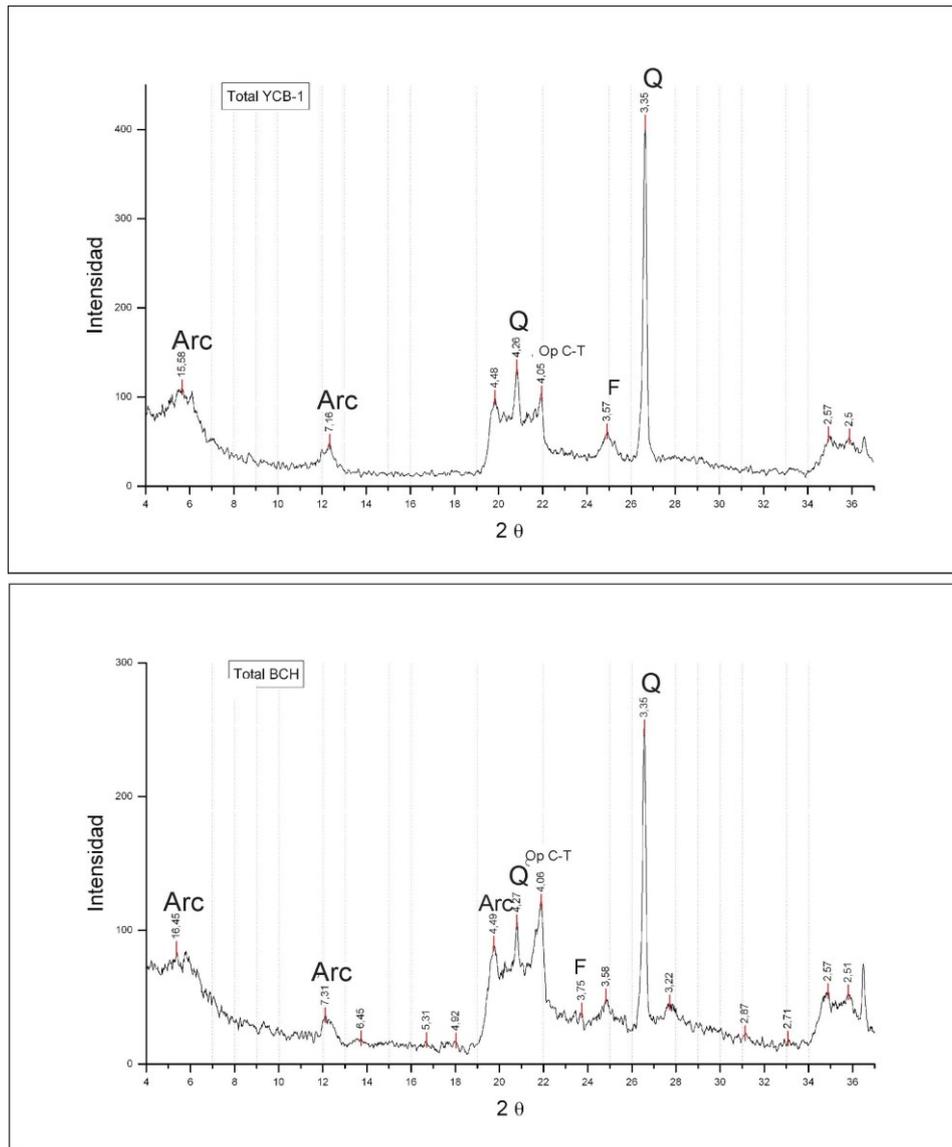


Figura 12. Ejemplos de difractogramas de roca total. Se marcan los principales picos de las especies minerales identificadas.

4.2.1.2 Fracción arcilla (FA)

Al igual que para los DRX de roca total, en la fracción arcilla también se analizaron en conjunto las muestras de las localidades YCB y BCH, en donde se reconocieron dos tipos principales de argilominerales:

Esmectita: Es identificada por la máxima reflexión 001 que en la muestra natural se varía entre los 12 y 15,75 Å, la cual en la muestra glicolada se desplaza desde los 16 hasta los 18,2 Å. Cuando la muestra es calcinada la estructura de estos minerales colapsa dando un pico cercano a los 10 Å. Este pico 001, es acompañado por picos menores señalados en 8,5 Å, 5,5 Å y 3,5 Å (Fig. 15A) (ver anexo 1).

Grupo del Caolín: Está representada principalmente por caolinita, asociada se observa halloysita (la cual no pudo diferenciarse por DRX, pero si se pudo identificarse por el hábito bajo MEB, Ver 4.3) y en menor medida se sugiere la presencia de capas mixtas de caolinita/esmectita (K/Sm) también reconocidas bajo MEB. La caolinita se identifica en los difractogramas a partir de su pico de máxima intensidad (001) de 7,16Å junto a otro de menor intensidad de 3,58 Å (002). En la muestra glicolada se mantiene su patrón, pero cuando ésta es calcinada desaparece el patrón de difracción debido al colapso de su estructura (Moore y Reynolds, 1989) (Fig. 15C).

Otro argilomineral que está escasamente representado en algunas de las muestras es la illita, la cual se define por su pico (001) de mayor intensidad de 10 Å y otros dos menores (002) de 5 Å y (003) de 3,33 Å, los mismos no muestran alteración cuando la muestra es glicolada y calcinada a 550°C.

4.2.2 Análisis semicuantitativo

La abundancia relativa de los minerales identificados en roca total es señalada para cada una de las muestras analizadas según los rangos indicados en el capítulo 3 (Tabla 1).

Para la localidad BCH, el cuarzo es en general de abundante a moderado, siendo muy abundante hacia la base de la sección, en tanto que el ópalo C-T, se presenta en tenores moderados, cuya menor proporción se encuentra en la base (muy escaso), mientras que en la parte media y superior de la formación se hace a muy abundante. De forma subordinada se encuentran feldespatos, los cuales varían de muy escasos a escasos e incluso ausentes. Por último, los minerales de las arcillas están en proporciones moderadas, mostrando un incremento hacia el techo.

Para la localidad YCB, se describen las mismas especies minerales, y con un patrón de variación similar al descrito para la localidad BCH.

Cabe mencionar que en una de las muestras del sector medio de la localidad BCH, se observó la presencia de muy abundante flourapatita, (Tabla 1).

A partir de la semicuantificación de la fracción arcilla (*Ver sección 3.3.1*) se observó que la esmectita, es la que domina a lo largo de la formación, con un promedio de 56%, variando entre 5 a 95%. Le sigue la caolinita, la cual se reconoce con un promedio de 43%

con importantes variaciones entre 5 a 95%. El porcentaje restante de arcillas está sujeto a la presencia/ ausencia de illita (Tabla 1).

Con respecto a la distribución a lo largo de la formación se aprecia a una primera escala de observación un incremento de la caolinita hacia el techo mientras que la esmectita decrece en este mismo sentido (Figs. 13 y 14). Esto se puede observar muy bien en la localidad YCB. En tanto que en BCH, si bien se observa la misma tendencia general, se puede realizar una discriminación más detallada. Si dividimos a la formación en un sector inferior y otro superior, podemos ver que en la sección inferior la esmectita tiene una tendencia a incrementarse en sentido estratigráfico pero que rápidamente es interrumpida por un repentino incremento de la caolinita. En la parte superior, con una fuerte presencia de esmectita se ve un detrimento de la misma hacia el techo prevaleciendo la caolinita nuevamente. Esto se ve representado de forma gráfica en las barras que acompañan ambos perfiles. (Figs. 13 y 14).

LOCALIDAD	MUESTRA	Roca Total				Fraccion Arcilla					ARGILOFACIES
		Qz	Op C-T	F	Clay	FlourA.	Sm	K	I	P	
YACMIENTO CERRO BLANCO	YCB 5	E	MA	X	M	X	5	95	X	X	K
	YCB 3	E	MA	E	M	X	5	95	T	X	K
	YCB 2	MA	E	ME	M	X	59	41	X	X	S2
	YCB 1	MA	E	X	M	X	70	30	X	X	S2
BARRANCAS LAGO COLHUÉ HUAPI	BCH - 1	A	MA	X	E	X	5	95	T	X	K
	BCH - 200	A	E	E	A	X	74	26	X	X	S2
	BCH - 2	M	M	X	M	MA	5	95	X	X	K
	BCH - 3	A	M	E	A	X	95	5	X	X	S1
	BCH - 4	M	M	ME	A	X	90	10	X	X	S1
	FL-1-06	M	MA	E	A	X	35	65	X	X	K
	BCH - 02	M	MA	X	MA	X	5	80	X	15	K
	BCH - Pelita inferior	A	M	M	M	X	80	20	X	X	S1
	BCH - 201	A	E	E	M	X	92	8	X	X	S1
	BCH - YLF	MA	ME	ME	M	X	15	85	T	X	K

Tabla 1. Semicuantificación de minerales en RT y FA. *Qz*: cuarzo; *Op C-T*: Ópalo C-T; *F*: Feldespatos; *Clay*: Arcillas. *FlourA*: Flourapatita; *Sm*: Esmeectita; *K*: Caolinita; *I*: Grupo de la Illita; Pirofilita; *P*. *ME*: muy escaso; *E*: escaso; *M*: moderado; *A*: abundante; *MA*: muy abundante; *T*: traza; *X*: ausente

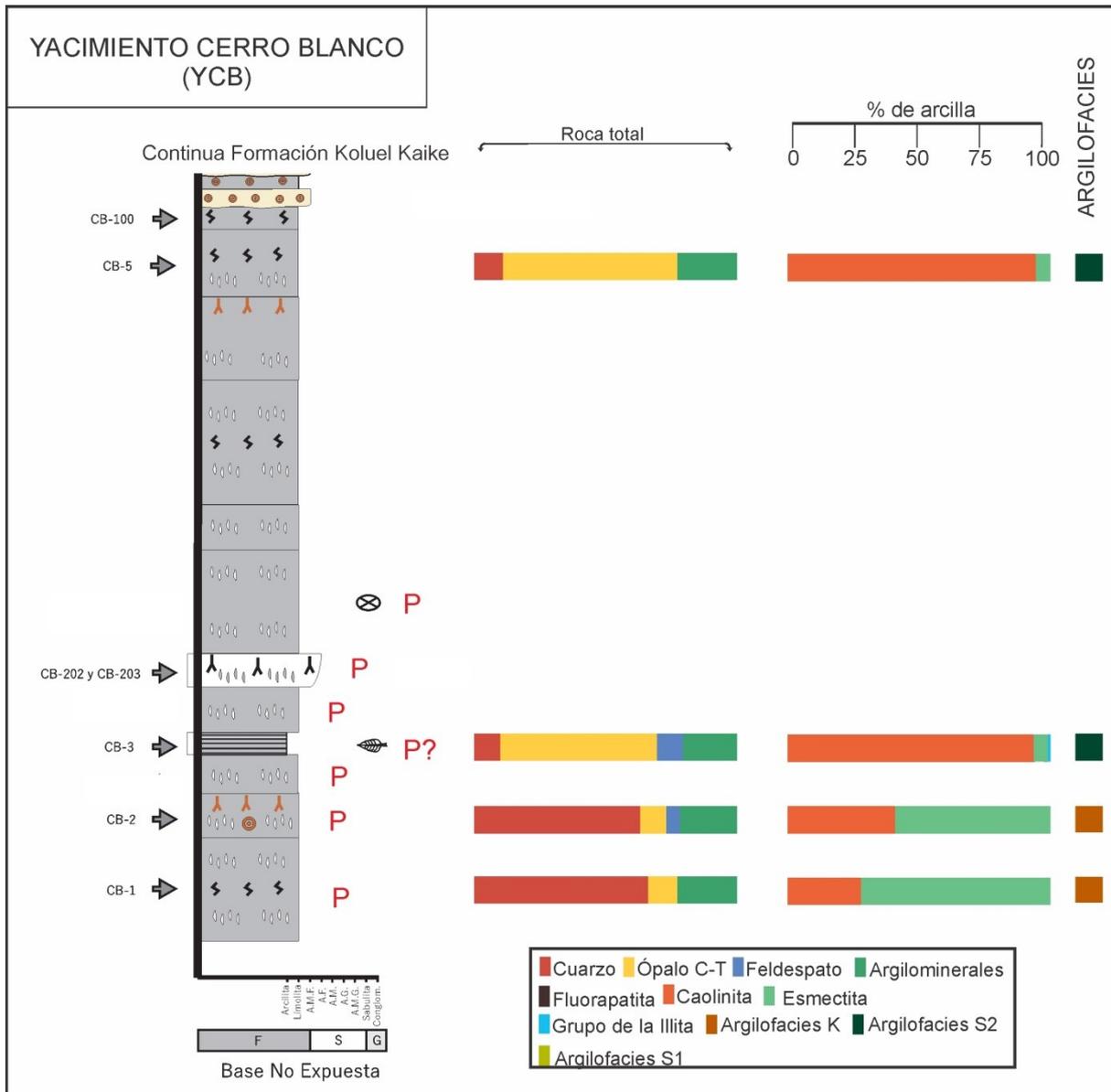


Figura 13. Perfil Formación Las Flores en la localidad YCB. Se muestran las variaciones composicionales de roca total y fracción arcilla. De la muestra YCB-203 no se realizaron DRX, por su granulometría gruesa.

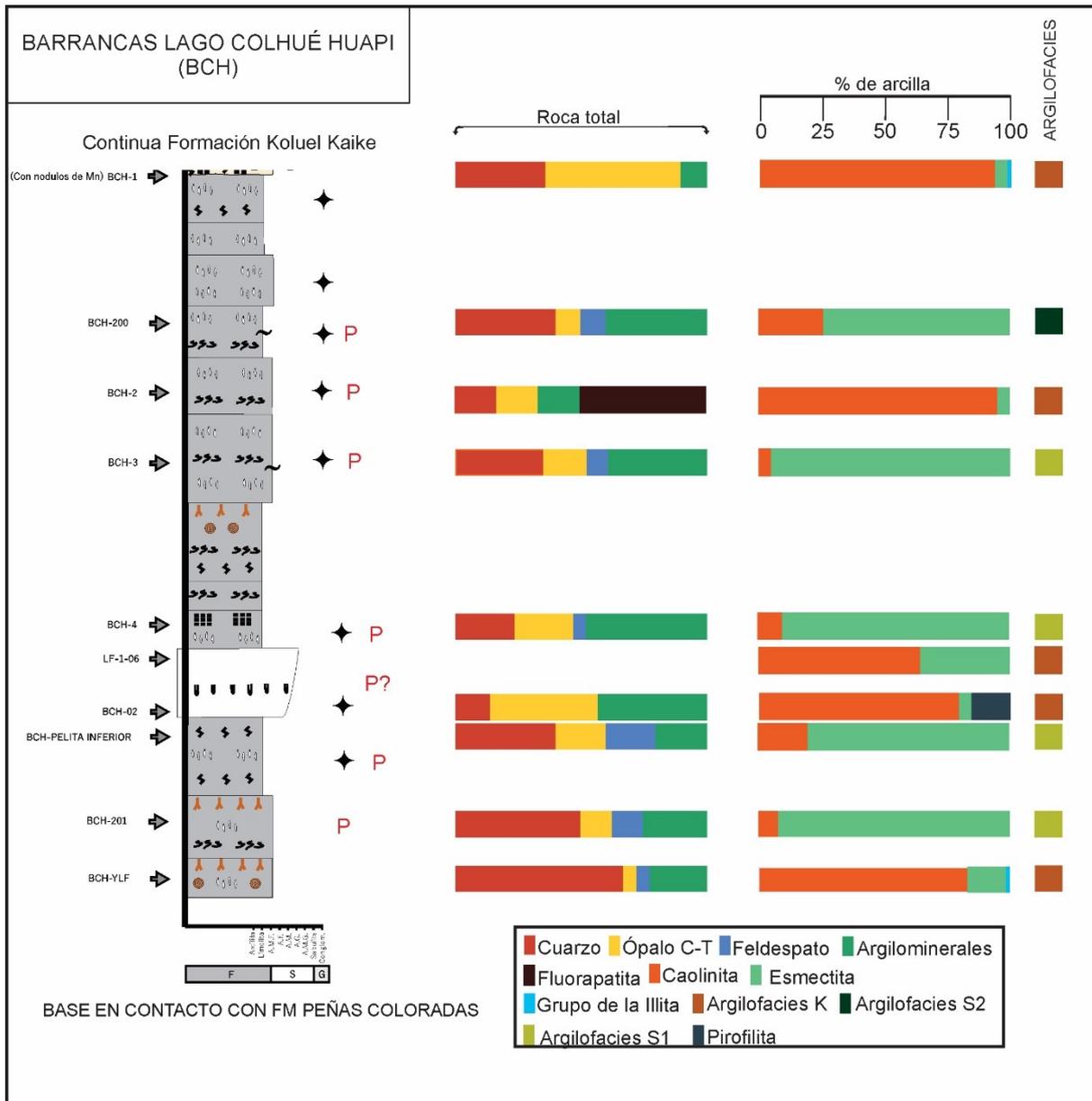


Figura 14. Perfil Formación Las Flores en la localidad BCH. Se muestran las variaciones composicionales de roca total y fracción arcilla.

4.2.3 Argilofacies

En función de la presencia, tipo y cantidad relativa de los argilominerales que se hallaron en las muestras se identificaron tres argilofacies, cuyo código se estableció teniendo en cuenta las arcillas que dominan según sus proporciones relativas con las que se encuentran.

Argilofacies S1: Está compuesta casi exclusivamente de esmectita (>90%) acompañada por cantidades menores de caolinita (Fig. 15.A). Esta argilofacies está presente

en la localidad BCH en los sectores medio-inferior y medio-superior. (Fig. 14). Mientras que no se describe para YCB.

Argilofacies S2: La esmectita está como componente mayoritario, donde la abundancia de la misma oscila entre $90\% > S_m < 50\%$. (Fig. 15.B). Acompañada de valores relativamente más altos de caolinita que los registrados en la argilofacies S1. Se encuentra representada en ambas localidades, en BCH en la parte inferior y superior (Fig. 14), mientras que en YCB domina en la parte inferior (Fig. 13)

Argilofacies K: Caracterizada por presentar los mayores contenidos de arcillas del grupo del caolín, siempre superando el 50%. (Fig. 15.C). Se encuentra representada en BCH mostrando un incremento hacia las partes media-superior de la formación (Fig. 14) mientras que en YCB, caracteriza el sector superior (Fig. 13).

Para la descripción de las argilofacies no se tuvo en cuenta la presencia de illita, ya que se encuentra como trazas en algunas de las muestras descriptas.

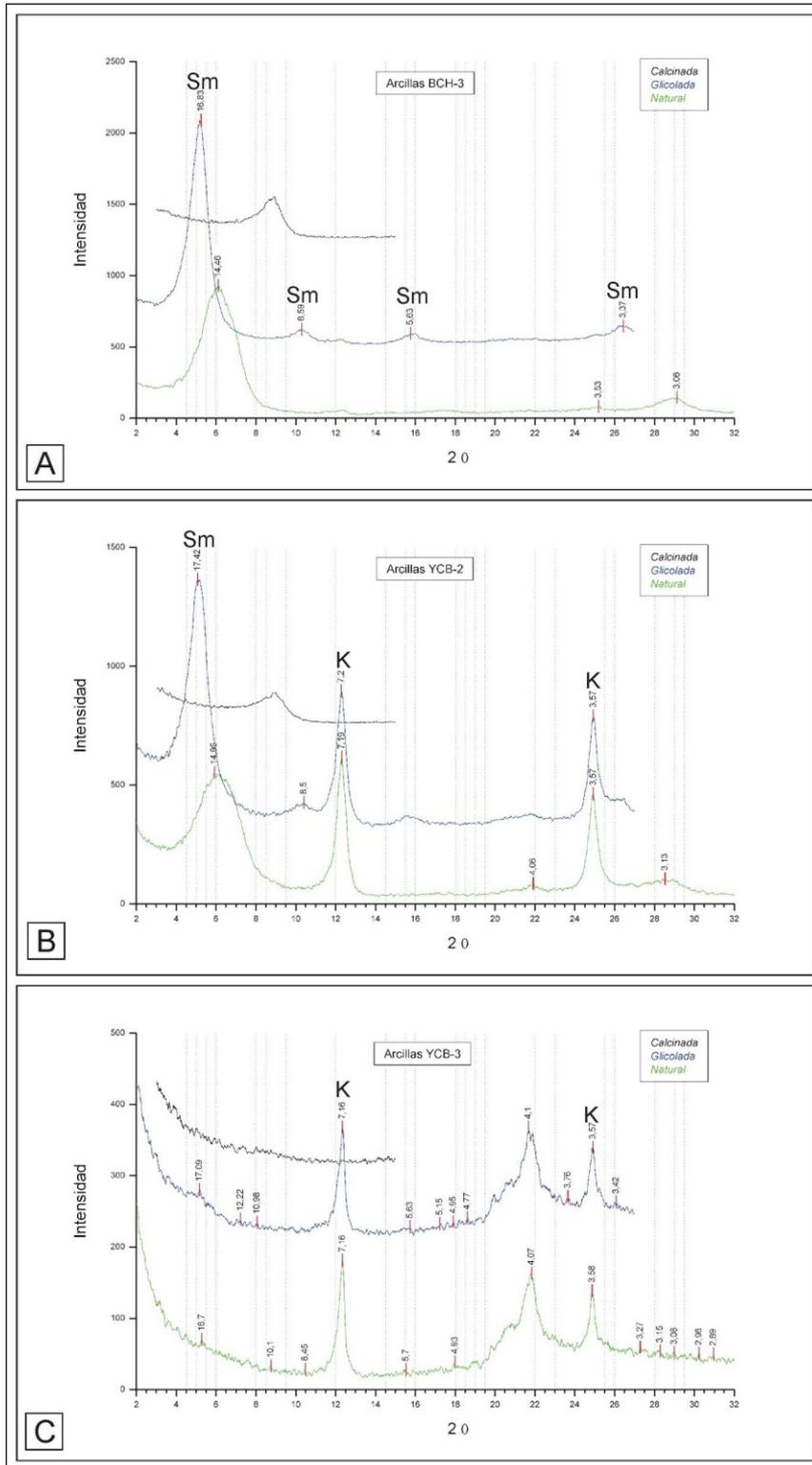


Figura 15. Difractogramas (fracción arcilla) representativos de cada argilofacies. **A)** Argilofacies S1; **B)** Argilofacies S2; **C)** Argilofacies K.

4.2.4 Cristalinidad relativa.4.2.4.1 Cristalinidad de la Esmectita (Sm)

La determinación de la cristalinidad de las esmectitas (Tabla 2) muestra que los minerales de este grupo poseen alta cristalinidad relativa por mostrar valores de V/P cercanos a 1. El promedio para la muestras de Localidad YCB es V/P= 0,84, mientras que para la localidad BCH es de V/P=0,93.

LOCALIDAD	ARGILOFACIES	MUESTRA	PICO	VALLE	V/P
YCB	S2	YCB-2	6,5	5,6	0,86
	S2	YCB-1	6,29	5,18	0,82
BCH	S2	BCH-200	5,96	5,54	0,93
	S1	BCH-3	6,29	5,8	0,92
	S1	BCH-4	4,78	4,27	0,89
	S1	BCH-201	3,48	3,5	1,01
	S1	BCH-PELITA INFERIOR	5,46	4,88	0,89

Tabla 2. Valores de cristalinidad del grupo de la esmectita en función de la relación V/P

4.2.4.2 Cristalinidad de la Caolinita (K)

En función de la morfología de las reflexiones 001 se puede definir, que en líneas generales, la caolinita muestra una buena a muy buena cristalinidad.

Las muestras que presentan un muy buena cristalinidad muestran los picos de las reflexiones 001 bien definidos, estrechos y agudos, lo cual fue identificado en 6 muestras (YCB-1, YCB-2, YCB-3, para la localidad Yacimiento Cerro Blanco y BCH-02, BCH-2 BCH-200 y BCH-1, para la localidad Barrancas Colhué Huapi). En menor medida, las reflexiones menos diferenciadas, con picos más anchos y asimétricos, muestran una baja cristalinidad de la caolinita, lo cual se identifica en 2 muestras (YCB-5, para la localidad Yacimiento Cerro Blanco y BCH-YLF, para la localidad Barrancas Colhué Huapi).

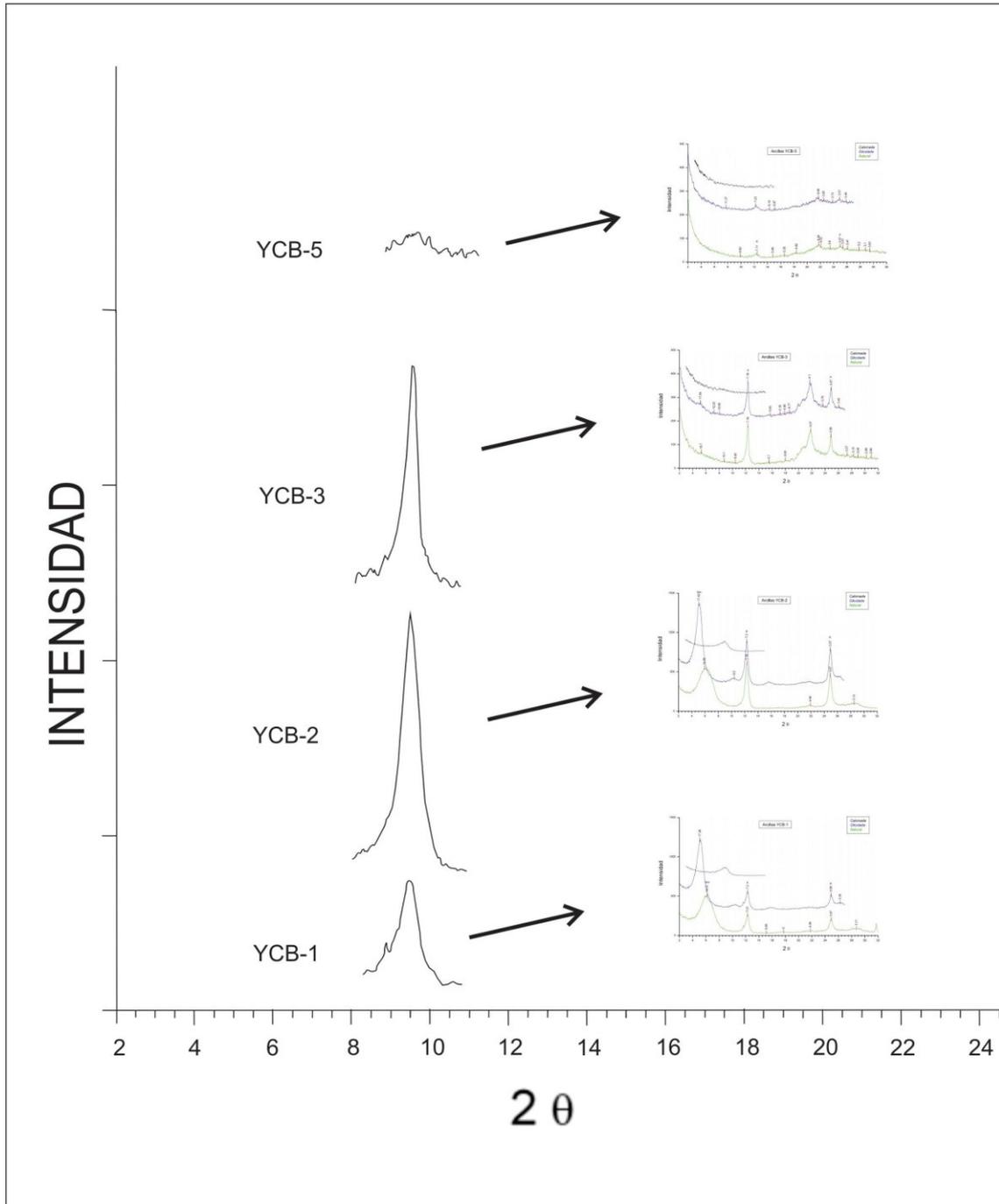


Figura 16. Variación de la cristalinidad de la caolinita en función del pico 001 de la muestra natural. Se encuentran ordenados según la posición estratigráfica de la muestra, en la localidad YCB.

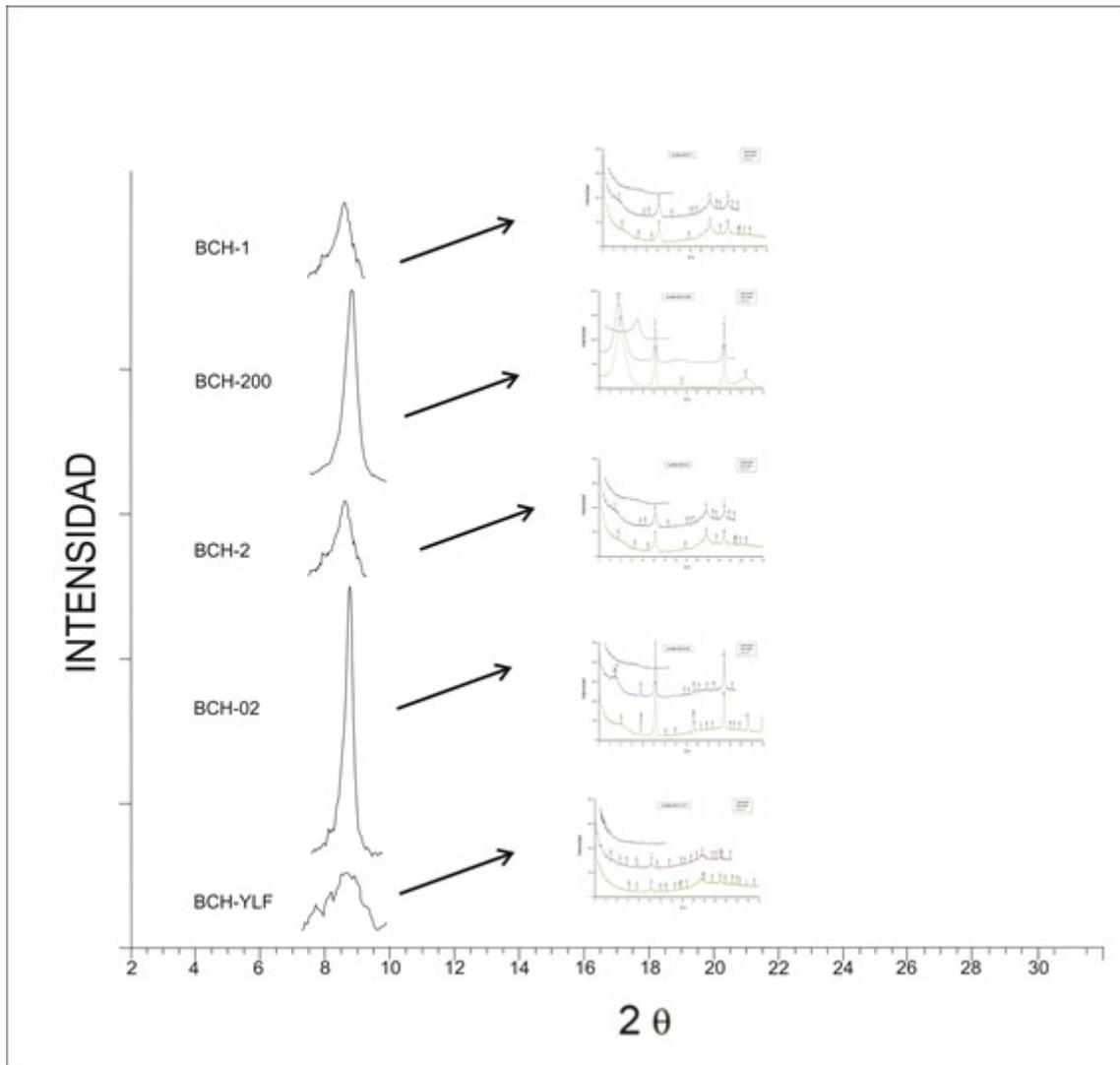


Figura 17. Variación de la cristalinidad de la caolinita en función del pico 001 de la muestra natural. Se encuentran ordenados según la posición estratigráfica de la muestra, en la localidad BCH.

4.3 MEB-EDS

En los análisis con MEB de las muestra YCB-203 (Fig. 18A-B) y BCH-02 (Fig. 19A-B) se observa a la esmectita con morfologías asociadas al reemplazo de vidrio como microesferas fibrosas (Fig. 18A-B) y como pequeñas partículas en hojas con bordes irregulares y crenulados hasta reticulados tipo panal de abeja (Fig. 19B). Su presencia fue confirmada por EDS, muestra que el Si es el catión más abundante, seguido por Al, Fe, Mg y Ca (Fig. 18). También están presentes minerales del grupo del caolín, que en función de su morfología se discriminan entre halloysita y caolinita, apreciación que no se pudo realizar en base a los patrones de DRX. Los cristales de halloysita aparecen como haces esféricos con textura fibrosa, las cuales presentan una disposición radiada (Fig. 18 A-B; Fig. 19A), mientras

que la caolinita aparece en hojas apiladas con bordes poco definidos que en algunos casos se ordena con una textura vermiforme parecida a un acordeón o las hojas de un libro (Fig. 18A y 19A), también aparecen como placas pseudo hexagonales (irregulares) (Fig. 18A). Ambos minerales fueron confirmados por microanálisis por EDS, ya que muestran picos altos de Si y Al. Sin embargo cuando, la caolinita se identifica como placas irregulares (Fig. 18A) se observan picos de Mg y Fe, lo que sugiere la presencia de capas mixtas de K/Sm. (Fig. 18A).

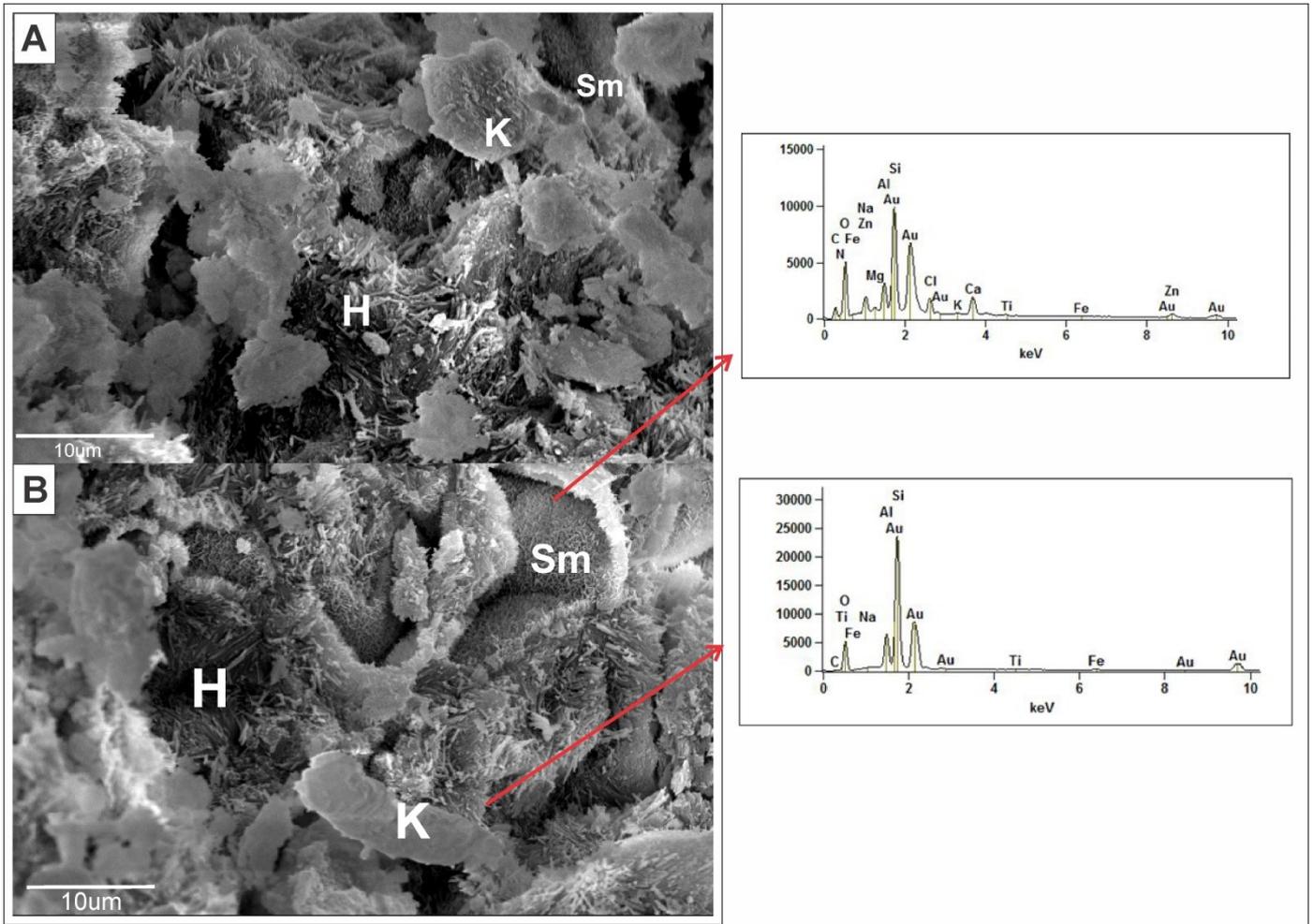


Figura 18. Imágenes MEB de minerales de las arcillas, muestra YCB-203 **A)** **Sm:** esmectitas escamosas. **H:** halloysita fibrosa radiada y **K:** caolinita vermiforme. **B)** **Sm:** esmectita como microesferas fibrosas, **H:** halloysita fibrosa radiada y **K:** caolinita pseudo hexagonal. EDS, indica los elementos químicos presentes en los argilominerales.

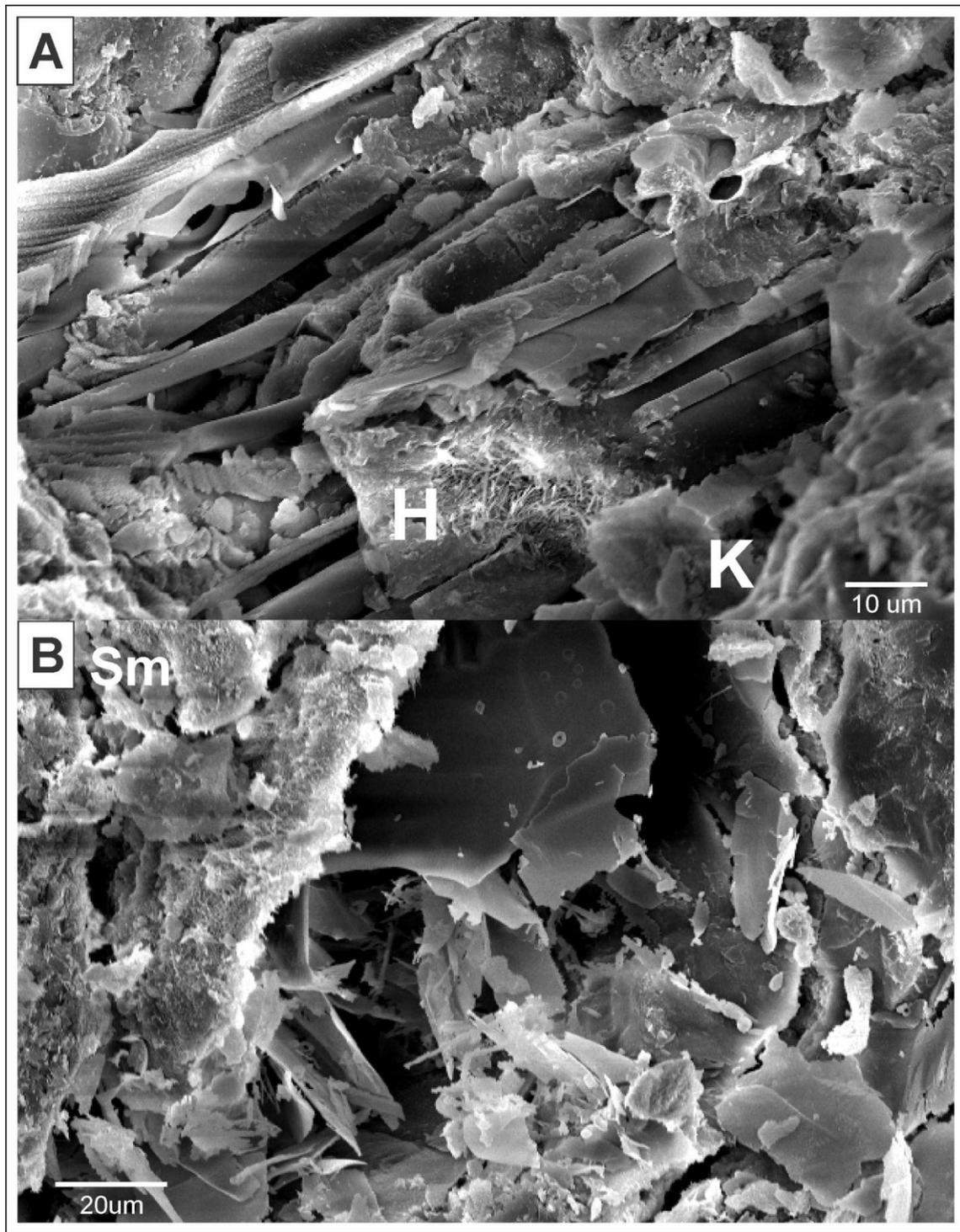


Figura 19. Imágenes MEB de minerales de las arcillas intercrecidos sobre vidrio volcánico, muestra BCH-02. A) Canal de pómez en el que se observa, **H**: halloysita fibrosa radiada y **K**: caolinita vermiforme. B) **Sm**: esmectita en escamas e incipiente reticulado tipo panal de abeja.

5. DISCUSION

5-1 Origen de los argilominerales

Los argilominerales en cuencas sedimentarias pueden tener dos orígenes principales: detríticos o autigénicos. Los primeros se refieren a minerales de las arcillas que tienen un origen externo y que sufrieron un transporte para hospedarse en la roca que se encuentran, mientras que los autigénicos, se forman o generan “*in situ*” (Wilson y Pittman, 1977).

Para poder determinar el origen de los argilominerales una de las herramientas más recomendadas es el MEB-EDS. Por tal motivo, en este trabajo se analizaron determinadas muestras representativas de la Fm. Las Flores con esta técnica, a fin de determinar el origen de los principales argilominerales registrados. Así se observaron en esta formación esmectitas con morfología como: microesferas fibrosas, pequeñas partículas en hojas con bordes irregulares y crenulados hasta reticulados tipo panal de abeja. Considerando estas microtexturas se determinó un origen autigénico para estas esmectitas (Chamley, 1989; Setti et al., 2001). Esto se ve reforzado por la relación que muestra la esmectita reemplazando o creciendo sobre el vidrio volcánico. Por otra parte se descarta un origen detrítico de las mismas ya que las morfologías mencionadas son consideradas formas frágiles que no sobreviven al transporte (Chamley, 1989). Asimismo, en la reflexión 001 de la esmectita en las muestras glicoladas, se observan picos agudos, bien marcados, con valles profundos lo cual da una alta relación V/P que en función de los descripto por Setti et al., 2001, permite ratificar su origen autigénico.

Bajo MEB se reconocen microcristales de halloysita dentro de las muestras de la Fm. Las Flores. Este mineral, se presentan como haces esféricos con textura fibrosa, las cuales presentan una disposición radiada que crecen a expensas de cristales de esmectita o vidrio volcánico. Por su parte, la caolinita que en función de sus picos bien definidos, estrechos y agudos muestran una buena - muy buena cristalinidad relativa, aparece en hojas apiladas con bordes poco definidos que en algunos casos se ordena con una textura apilada vermiforme, la cual crece a partir de agregados de halloysita, mostrando una transformación progresiva entre ambos argilominerales. La caolinita también aparece como placas pseudo hexagonales (irregulares), que junto con el EDS, sugieren la presencia de capas mixtas de tipo K/Sm, interpretados como un producto intermedio del pasaje de esmectita a caolinita. Particularmente, la presencia de este interestratificado se relaciona en la literatura con suelos tropicales (Fisher y Ryan, 2006), situación que se corresponde con los paleosuelos

encontrados de la Fm. Las Flores. En función de las relaciones de crecimiento mencionadas, la ausencia de placas de caolinita rotas y ante la delicada morfología de la halloysita se define un origen autigénico para los minerales del grupo del caolín presentes en la Fm. Las Flores. Asimismo, se descarta la posibilidad de un origen detrítico con transporte para dichos minerales.

Por otra parte, si bien se identificaron los picos principales de la pirofilita en el diagrama DRX de la muestra BCH-02 (ver anexo), la misma no fue reconocida bajo MEB por lo que se desconoce su morfología y distribución. Esto último dificulta hacer una interpretación sobre su origen. Sin embargo, dada la ausencia de evidencias de pedogénesis muy intensa, de metamorfismo, diagénesis y/o hidrotermalismo (Raigemborn, 2018), se postula para la misma un origen detrítico, posiblemente proveniente de rocas de origen continental (Chamley, 1989), ya que se sabe que la Pirofilita resiste a la meteorización y a la diagénesis (Marques et al., 2002). Estudios de mayor resolución como análisis bajo MEB permitirían confirmar o refutar este origen hipotético

5-2 Controles sobre la distribución de argilominerales en la Fm las Flores.

La distribución de los argilominerales se podría vincular con varios factores, como las variaciones de la composición en el material parental, el ambiente sedimentario en la cual los mismos se desarrollan, fluctuaciones climáticas que influyen en el tipo de meteorización que prevalece, como así también procesos post-depositacionales, entre ellos, pedogénesis y diagénesis.

5.2.1- Material Parental.

En función de los minerales identificados con las distintas metodologías aplicadas, y haciendo hincapié en los datos de DRX obtenidos de la roca total, se puede indicar que el área de aporte ha sido la misma para toda la formación, no mostrando cambios significativos en la composición, tratándose el mismo de un material epiclástico-volcanoclástico. El área de aporte se encontraría potencialmente en el Cinturón Volcánico de Pilcaniyeu y en el Complejo Volcánico-Piroclástico del Río Chubut Medio, que en función de la distancia deben haber sido depositados como facies distales subaéreas (Raigemborn *et al.*, 2014-a).

En las localidades descriptas se identificó un incremento del material tobáceo hacia la parte superior de la Fm Las Flores, coincidentes con la presencia de la argilofacies K, y en menor medida de S2.

5.2.2- Fluctuaciones climáticas y meteorización

En climas cálidos y húmedos domina la meteorización química y da lugar a cantidades significativas de esmectita y/o caolinita, mientras que en climas áridos predomina la meteorización física y produce minerales como illita y/o clorita (Raigemborn *et al.*, 2014-a). De esta forma, la relación esmectita y caolinita con respecto a illita y clorita indican que la meteorización química prevaleció durante la depositación de la unidad. Por otra parte, la esmectita se forma en climas cálidos con estaciones secas y húmedas bien marcadas (régimen estacional) y en suelos débilmente drenados. Los minerales del grupo del caolín, necesitan condiciones oxidantes, con una alta tasa de precipitación y alteración química, típicamente desarrollada en áreas tropicales (Thiry, 2000). Dentro de la Formación Las Flores, las variaciones de la relación de esmectita-caolinita son indicadoras de la existencia de un clima cálido y húmedo, donde las precipitaciones pasan de estacionales (argilofacies S1 y S2) a perennes (argilofacies K). De esta forma, la Argilofacies S1, es indicativa de un régimen estacional, mientras que la Argilofacies S2 indica una cantidad de lluvia más perenne, aunque no tan marcada como sí lo muestra la Argilofacies K. Por otra parte, la ausencia/escasez de illita en la formación analizada, revelan la inexistencia de condiciones climáticas frías y secas requeridas para su desarrollo, del mismo modo que muestran la ausencia de meteorización física (Chamley, 1989).

5.2.3- Procesos post-depositacionales

5.2.3.1- Pedogénesis

Otros de los procesos post-depositacionales que afectaron a los sedimentos de la Fm Las Flores, son los vinculados con el desarrollo de paleosuelos. A partir de la observación y descripción de cortes delgados se interpretaron procesos pedogenéticos, en función de los pedorasgos descriptos (*Ver Cap. 4, 4.1*).

En base a la presencia de grietas planares con revestimientos típicos de caolinita, sumado a la fábrica-b estriada cruzada, se pueden identificar procesos como argiluviación y vertisolización, respectivamente. Esto permite clasificar a la muestra YCB-203 como un posible horizonte Btss.

Por otra parte, la presencia de un esqueleto alterado, cámaras sin revestimientos, la fábrica-b de tipo grano-estriada, la ausencia de microestructuras agregadas, y de pedregos, definen un horizonte pedogenético con escaso desarrollo, siendo un posible horizonte Bw, para la muestra BCH-02. Para el mismo sector, la muestra BCH-2 presenta un esqueleto con un grado de alteración medio y nódulos de hierro abundantes, los que permiten inferir una escasa pedogenesis y procesos de hidromorfismo, pudiendo ser clasificada esta muestra como un posible horizonte Cg. En esta muestra se identificó la presencia de fluorapatita, identificada tanto en DRX como en corte delgado.

5.2.3.2- Diagenésis

A medida que las condiciones de soterramiento aumentan, se produce un pasaje gradual de esmectita a illita, dado por el incremento de la temperatura. La esmectita desaparece en sucesiones sedimentarias que han alcanzado un grado de diagénesis medio (Pollastro, 1993; Merriman y Peacor, 1999). En la sucesión analizada la esmectita constituye el argilomineral predominante (56% en promedio) con valores de cristalinidad relativa, en función del V/P próximos a 1 (*Ver Cap. 4, 4.2.4.1*). La gran abundancia de este mineral, junto con valores altos de V/P, sugieren que la unidad analizada solo se vio afectada por la diagénesis temprana. De la misma forma que lo interpretó Raigemborn *et al.*, 2014a, b.

Con respecto a la presencia de Ópalo CT, el mismo constituye una clara evidencia de la transformación diagenética temprana a partir del vidrio volcánico del material parental (Raigemborn *et al.*, 2014c). En este sentido, las estimaciones realizadas por Raigemborn (2006) sobre la diagénesis alcanzada por la unidad subyacente a la Fm. Las Flores, la Fm. Peñas Coloradas, en el área noroeste de la Cuenca del Golfo San Jorge, la cual no habría alcanzado una profundidad de soterramiento de 1 km, es congruente con lo aquí propuesto para la unidad en estudio.

Durante estas condiciones de eodiagénesis (etapa más somera de la diagénesis), los argilominerales no sufren transformaciones importantes, de manera tal que las modificaciones que los mismos presenten pueden estar relacionadas a factores como el área de aporte y el clima (Scasso y Limarino, 1997).

6. CONSIDERACIONES FINALES

La Formación Las Flores, de edad Paleoceno superior- Eoceno medio (parte media-superior del Grupo Río Chico), aflora en la Cuenca del Golfo San Jorge y está compuesta de material continental epiclástico-volcaniclástico, que representa en el sector de estudio (borde sudoeste del Flanco Norte de la cuenca, en las localidades Yacimiento Cerro Blanco y Barrancas del Lago Colhué Huapi) un ambiente fluvial distal de baja energía. La depositación del Grupo Río Chico, se vinculó con un periodo de *Greenhouse*, registrado a nivel mundial para el Paleógeno temprano. Cabe mencionar que la formación se encuentra afectada por condiciones diagenéticas muy someras (eodiagénesis) y por modificación pedogenética en grado variable.

Los análisis de DRX y MEB demuestran que la esmectita y los minerales del grupo caolín (caolinita, halloysita y K/Sm) son los principales constituyentes arcillosos. Por otra parte se identificó pirofilita en escasa proporción en una muestra. En cuanto a los minerales no arcillosos se destacan cuarzo, ópalo C-T y en menor proporción feldespatos. Los estudios microtexturales indican que la esmectita se forma por alteración del vidrio volcánico y que muestran un buen grado de cristalización, teniendo un origen autigénico. Las pequeñas variaciones del valor de cristalinidad de las esmectitas podría asociarse a su origen pedogenético (Raigemborn *et al.*, 2014a). La caolinita, bien cristalizada y de textura vermiforme revela su origen autigénico. Con respecto a la halloysita se presentan con textura fibrosa con disposición radiada que crece a expensas de cristales de esmectita o de vidrio volcánico, evidenciando su origen autigénico. En tanto las capas mixtas K/Sm representan el pasaje de esmectita a caolinita, vinculado a procesos pedogenéticos in-situ en climas tropicales. Como se mencionara se identificó pirofilita en una de las muestras analizadas, dado que la misma no fue reconocida bajo MEB no se pudo establecer su origen, para lo cual se propone realizar estudios de mayor detalle a futuro.

Los minerales de las arcillas mencionados fueron agrupados en tres argilofacies: S1: rica en esmectita; S2, con predominio de esmectita pero con cantidades importantes de caolinita y K rica en caolinita. Estas argilofacies muestran un aumento de caolinita hacia el techo de la Formación Las Flores.

La presencia de esmectita y caolinita sugieren meteorización química asociada a condiciones de climas cálidos y húmedos, vinculados con el Óptimo Climático del Eoceno

temprano. Esto se ve reforzado por picos de caolinita, que son compatibles con la fuerte meteorización química y la disminución de la relación Sm/K en la parte media de la Formación Las Flores.

La vinculación de esta formación con condiciones de *greenhouse* se ve ratificada por la fuerte abundancia de fitolitos hallados en la formación que representan el desarrollo de bosques tropicales (Zucol *et al* 2018). Como también la presencia de paleosuelos con grados variables de desarrollo, donde se pudieron identificar rasgos vérticos, indicando precipitaciones estacionales en suelos mal drenados, rasgos hidromórficos que reflejan condiciones de saturación de agua, generando la reducción, solución y migración del hierro y la argiluvación que conlleva a la translocación de material donde es necesario contar con un suministro de agua que percole las capas de suelo y luego un periodo seco en donde el material, en este caso los minerales de las arcillas, puedan depositarse generando revestimientos, es decir que son necesarias las condiciones de precipitaciones estacionales (Tomado de la Cátedra de Micromorfología de Suelos: Curso 2019). La presencia de fluorapatita registrada en una de las muestras se vincula con un origen pedogenético, asociado a suelos ácidos y altamente meteorizados en climas cálidos y tropicales, siendo otra evidencia de condiciones de *greenhouse* (Mullen, 2005).

En síntesis, al no variar el material parental a lo largo de la sucesión y al no estar afectada por condiciones diagenéticas importantes se considera que los argilominerales presentes en la formación Las Flores constituyen una fiel herramienta que muestra las variaciones paleoclimáticas ocurridas durante el lapso de tiempo que abarca la misma.

Agradecimientos:

A mi papá y a mi mamá quienes siempre brindaron todo su apoyo y amor incondicional y que supieron guiarme y contenerme en todo momento.

A mi familia, Laura, Juana, Sara y César quienes siempre estuvieron presente en los momentos más difíciles. A mis tíos y primos que nunca me soltaron.

A mi abuelo y todas sus travesuras.

A mis directoras María Sol Raigemborn y Lucía Gómez Peral, quienes me brindaron todo sus conocimientos, paciencia y contención. Con quienes nos queda un largo camino por recorrer.

A mis amigos y amigas de las FCNyM, que estuvieron siempre con mis locuras, mis ataques y mis exigencias sin ellos no hubiera llegado a estar donde hoy estoy. Fueron, son y serán siempre parte de mí.

A todas las personas que me acompañaron, apoyaron y cuidaron durante esta hermosa experiencia de aprendizaje, deconstrucción y formación.

A la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, institución que además de formarme como profesional, se convirtió en mi segundo hogar.

A la Universidad Nacional de La Plata. A la educación pública y gratuita a la cual me comprometo a defender hoy y siempre.

Al Centro de Investigaciones Geológicas, por brindarme el espacio y herramientas para poder realizar este trabajo. Muchas gracias a Pablo García y Daniel Mártire del taller de cortes delgados, Germán Kürten y Luis Vigiani del laboratorio de DRX, Claudia Cavarozzi del laboratorio de Geoquímica y a toda su gente que siempre con buena onda y compromiso estuvo dispuesta a ayudarme.

Al Lic. Martín Morosi, evaluador de esta TFL, por enriquecer el trabajo con sus sugerencias.

Muchas gracias a todxs.

7. REFERENCIAS

- Andreis, R., Mazzoni M. y Spalletti, L., 1975.** Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, Provincia de Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30(1): 85-103.
- Andreis, R.R., 1977.** Geología del área de Cañadón Hondo. Departamento de Escalante, Provincia del Chubut, República Argentina. *Obra del Centenario del Museo de La Plata* 4: 77-102.
- Arostegui, J., Baceta, J., Pujalte, V., Carracedo, M., 2011.** Late Cretaceous- Palaeocene mid-latitude climates: inferences from clay mineralogy of continental-coastal sequences (Trempe-Graus area, southern Pyrenees, N Sapin). *Clay Minerals*. 46, 105-126.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A., Zucchi, H.E., 1989.** Cuenca Golfo San Jorge. En: Chebli, G., Spalletti, L. (Eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica Nro 6*, Universidad Nacional de Tucumán: 319-345.
- Biscaye, P., 1965.** Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of American Bulletin*, 76: 803-832.
- Brindley, G. y Brown, G., 1980.** Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, Londo, Monografía 5: 495pp
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T. y Babel, U., 1985.** Handbook for Soil Thin Section Description. Waine Research Publication, Wolverhampton, 152pp.
- Chamley, H., 1989.** Clay Sedimentology. Springer, Berlin, p. 623.
- Clyde, W.C., Wilf, P., Iglesias, A., Slingerland, R.L., Barnum, T., Bijl, P.K., Bralower, T.J., Brinkhuis, H., Comer, E.E., Huber, B.T., Ibañez-Mejía, M., Jicha, B.R., Krause, J.M., Schueth, J.D., Singer, B.S., Raigemborn, M.S., Schmitz, M.D., Sluijs, A., del Zamalao, M.C., 2014.** New age constraints for the Salamanca formation and lower Río Chico group in the western San Jorge Basin, Patagonia, Argentina: implications for Cretaceous-Paleogene extinction recovery and land mammal age correlations. *Geological Society of America. Bulletin*, 126: 289-306.
- Delvigne, J.P., 1998.** Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering. Mineralogical Association of Canada, Special Publication 3. 515p.
- Egger, H., Homayoun, M., Schnabel, W., 2002.** Tectonic and climatic control of paleogene sedimentation in the Rhenodanubian Flysch Basin (Eastern Alps, Austria). *Sedimentary Geology*, 152, 147-162.
- Feruglio, E., 1949.** Descripción Geológica de la Patagonia, vol. II. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF), Buenos Aires, p. 349pp.

- Figari, E., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R., y Villar, H., 1999.** Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo de San Jorge: síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. Cuarto Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Acta I: 197-237
- Figari, E.G., 2014.** Cuencas cretácicas de la Patagonia Central: génesis, evolución tectosedimentaria e interconexiones. XIV Reunión Argentina de Sedimentología
- Fisher, G.B., Ryan, P.C., 2006.** The smectite-to-disordered kaolinite transition in a tropical soil chronosequence, Pacific Coast, Costa Rica. *Clays Clay Miner.* 54 (5), 571-586.
- Fitzgerald, M., Mitchum, R., Uliana M. y Biddle, K., 1990.** Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 74 (6): 879-920.
- Folguera, A., Ortis, D., Spagnuolo, M., Rojas Vera, E., Litvak, V., Sagripani, L., Ramos, M.E., Ramos, V.A., 2011.** A review of Late Cretaceous to Quaternary palaeogeography of the southern Andes. *Biological Journal of the Linnean Society.* 103 (2), 250-268.
- Folguera, A., Ramos, V., 2011.** Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences.* 32 (4), 531-546.
- Gibson, T.G., Bybell, L.M., Mason, D.B., 2000.** Stratigraphic and climatic implications of clay mineral changes around the Paleocene/Eocene boundary of the northeastern US margin. *Sedimentary Geology*, 134: 65-92.
- Hechem, J. y Strelkov, E., 2002.** Secuencia sedimentaria mesozoica del Golfo San Jorge. En Haller, M.J. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz.* 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 129-147, Buenos Aires
- Krause, J.M., Clyde, W.C., Ibáñez-Mejía, M., Schmitz, M.D., Barnum, T., Bellosi, E.S., Wilf, P., 2017.** New age constraints for early Paleogene strata of central Patagonia, Argentina: implications for the timing of South American Land Mammal Ages. *Geological Society of America Bulletin*, B31561-1.
- Legarreta, L., Uliana, M., 1994.** Asociación de fósiles y hiatos en el supracretácico-Neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana* 31, 257-281.
- Lesta, P.J., 1968.** Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge. *Actas III Jornadas Geológicas Argentinas*, Buenos Aires, I: 251-289.
- Marques, J.J. ., Teixeira, W.G., Schulze, D.G., & Curi, N. (2002).** Mineralogy of soils with unusually high exchangeable Al from the western Amazon Region. *Clay Minerals*, 37(04), 651–661.
- Merriman, R.J., Peacor, D.R., 1999.** Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. In: Frey, M., Robinson, D. (Eds.), *Lowgrade Metamorphism.* Blackwell Sciences, Oxford, pp. 10e60.
- Moore, D.M., Reynolds, Jr.R.C., 1989.** X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, 332 pp.

- Murray, H.H., 1954.** Structural variations in some kaolinites in relation to dehydrated halloysite. *American Mineralogist* 39, 97-108.
- Mullen, M.D., 2005.** Phosphorous in soils- Biological interactions. In *Encyclopedia of soils in the environment*, 210-216.
- Piatnitzky, A. 1931.** Observaciones estratigráficas sobre las Tobas con Mamíferos del Terciario inferior en el valle del Río Chico (Chubut). *Boletín de Informaciones Petroleras* 85: 617-634.
- Pollastro, R.M., 1993.** Considerations and applications of the illite/smectite geothermometer in hydrocarbon-bearing rocks of Miocene to Mississippian age. *Clays Clay Minerals*. 41, 119-133.
- Raigemborn, M., 2006.** Análisis composicional y procedencia de la Formación Peñas Coloradas, Grupo Río Chico (Paleoceno superior-Eoceno?), en la región oriental de la Cuenca del Golfo San Jorge, Chubut, Argentina. *Lat. Am. J. Sedimentol. Basin Anal.* 13, 65-87.
- Raigemborn, M.S., 2008.** Estudio estratigráfico, sedimentológico y composicional de las sedimentitas del Terciario inferior (Grupo Río Chico) en el sector sudoriental del Chubut Extraandino. Tesis Doctoral de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.
- Raigemborn, M., Brea, M., Zucol, A., Matheos, S., 2009.** Early Paleogene climate at mid latitude in South America: mineralogical and paleobotanical proxies from continental sequences in Golfo San Jorge basin (Patagonia, Argentina). *Geologica Acta: An International Earth Science Journal* 7(1-2): 125-145.
- Raigemborn, M.S., Krause, J.M., Bellosi, E., Matheos, S.D., 2010.** Redefinición estratigráfica del Grupo Río Chico (Paleógeno inferior), en el norte de la cuenca del Golfo San Jorge, Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina (RAGA)*, 67(2), 239-256.
- Raigemborn, M.S., Gómez Peral, L.E., Krause, J.M., Matheos, S.D., 2014a.** Controls on clay minerals assemblages in an early paleogene nonmarine succession: implications for the volcanic and paleoclimatic record of extra-andean patagonia, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences* 52, 1-23.
- Raigemborn, M.S., Gómez Peral, L., Bertolino, S., Krause, J.M., 2014b.** Record of kaolin minerals from an Early Paleogene succession of central Patagonia. *XIX Congreso Geológico Argentino*: S1-18.
- Raigemborn, M.S., Gómez Peral, L. y Krause, J.M. 2014c.** Transformaciones mineralógicas en ópalos de depósitos continentales silicificados del Paleógeno temprano de Patagonia central, Argentina. *Actas de la XIV Reunión Argentina de Sedimentología*: 227-228.
- Raigemborn, M.S., Beilinson, E., Krause, J.M., Varela, A.N., Bellosi, E., Matheos, S., Sosa, N., 2018.** Paleolandscape reconstruction and interplay of controlling factors of an Eocene pedogenically-modified distal volcanoclastic succession in Patagonia. *J. S. Am. Earth Sci.* 86, 475–496.

- Robert, C., Kennett, J., 1994.** Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: clay-mineral evidence. *Geology*, 22, 211-214.
- Scasso, R.A., Limarino, C.O., 1997.** Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial 1, 258 pp.
- Simpson, G., 1933.** Stratigraphic nomenclature of the Early Tertiary of Central Patagonia. *American Museum Novitates* 644: 1-13.
- Simpson, G., 1935.** Occurrence and relationships of the Río Chico fauna of Patagonia. *American Museum Novitates* 818: 1-21.
- Simpson, G., 1941.** The Eocene of Patagonia. *American Museum Novitates* 1120: 1-15.
- Setti, M., Marinoni, L., López-Galindo, A., 2001.** Crystal-Chemistry of Smectites in sediments of CRP-3 Drillcore (Victoria Land Basin, Antarctica): *Terra Antarctica*, 7, 581-587.
- Sylwan, C., Droeven, C., Iñigo, J., Mussel, F y Padva, D., 2011.** Cuenca del Golfo de San Jorge VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Simposio Cuencas Argentinas: visión actual, Actas electrónicas, 46pp.
- Stoops, G., 2003.** Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, 184 pp.
- Stoops, G. y Jongerius, A., 1975.** Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I. A classification of the related distributions of fine and coarse particles. *Geoderma* 13, 189–199.
- Stoops, G., Altemuller, H.J., Bisdom, E.B.A., Delvigne, J., Dobrovolsky, V.V., FitzPatrick, E.A., Paneque, G. y Sleeman, J., 1979.** Guidelines for the description of mineral alterations in soil micromorphology. *Pedologie* 29(1), 121–135.
- Thiry, M., 2000.** Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science. Reviews*. 49, (1) 201-221.
- Tucker, M.E., 1988.** Techniques in Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 394 pp.
- Westerhold, T., Rohl, U., Donner, B., McCarren, H., Zachos, J.C., 2011.** A complete high-resolution Paleocene benthic stable isotope record for the central Pacific (ODP Site 1209). *Paleoceanography* 26, PA2216. <http://dx.doi.org/10.1029/2010PA002092>
- Wilf, P., 2000.** Late Paleocene–early Eocene climate changes in southwestern Wyoming: paleobotanical analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 112(2), 292-307.
- Wilson, M.D., Pittman, E.D., 1977.** Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *J. Sediment. Petrol.* 47, 3e31.
- Woodburne, M.O., Goin, F.J., Bond, M., Carlini, A.A., Gelfo, J.N., López, G.M., Iglesias, A., Zimicz, A.N., 2013.** Paleogene land mammal faunas of South America: a

response to global climatic changes and indigenous floral diversity. *Journal of Mammalian Evolution*. <http://dx.doi.org/10.1007/s10914-012-9222-1>.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686-693.

Zucol, A. F., Krause, J. M., Brea, M., Raigemborn, M. S., & Matheos, S. D. (2018). Emergence of Grassy Habitats during the Greenhouse–Icehouse Systems Transition in the Middle Eocene of Southern South America. *Ameghiniana*, 55(4), 451–482. doi:10.5710/amgh.12.03.2018.3152

ANEXO 1

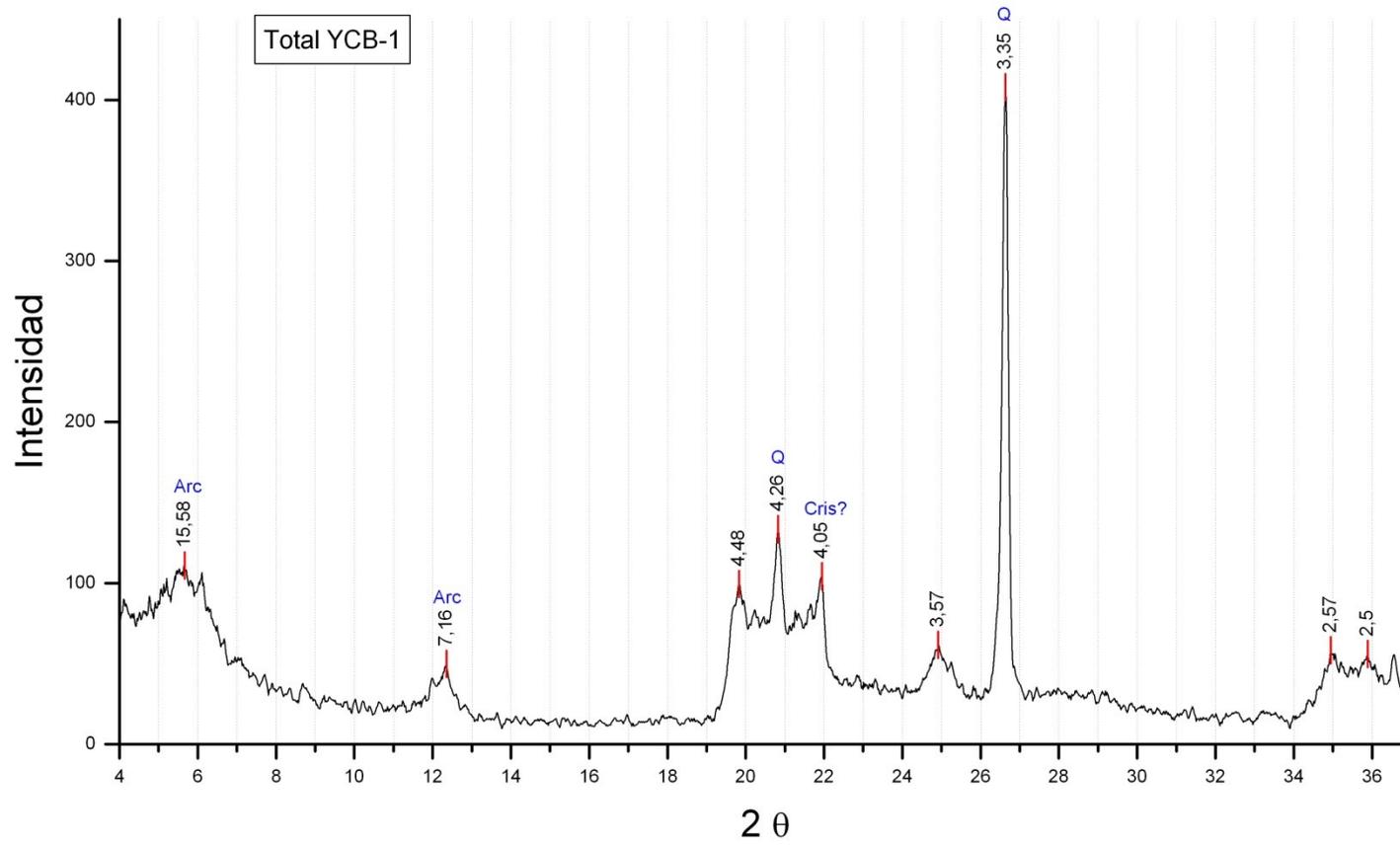


FIG. A.1. Difractograma RT. Muestra YCB-1 de la localidad YCB.

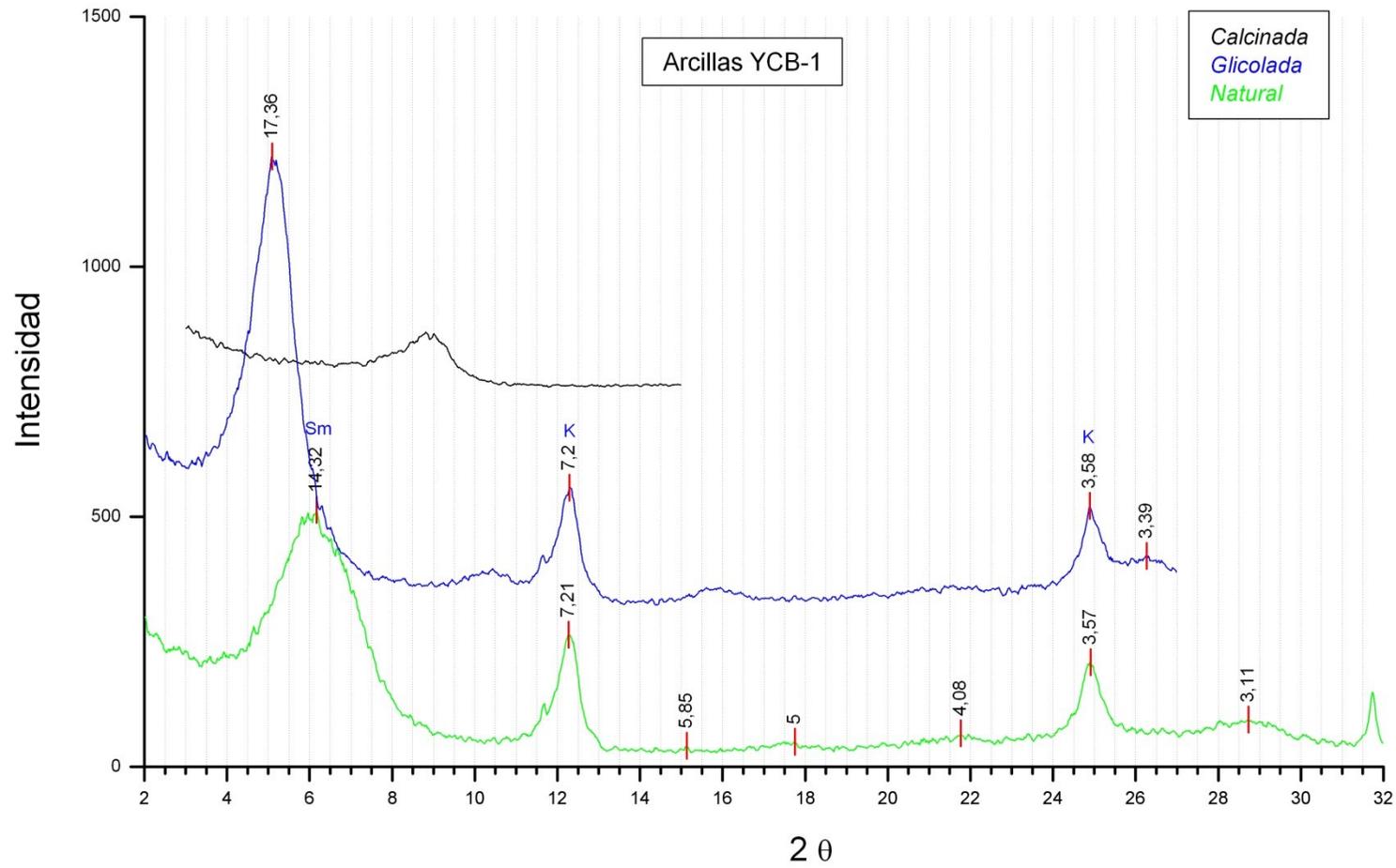


FIG. A.2. Difractograma FA. Muestra YCB-1 de la localidad YCB.

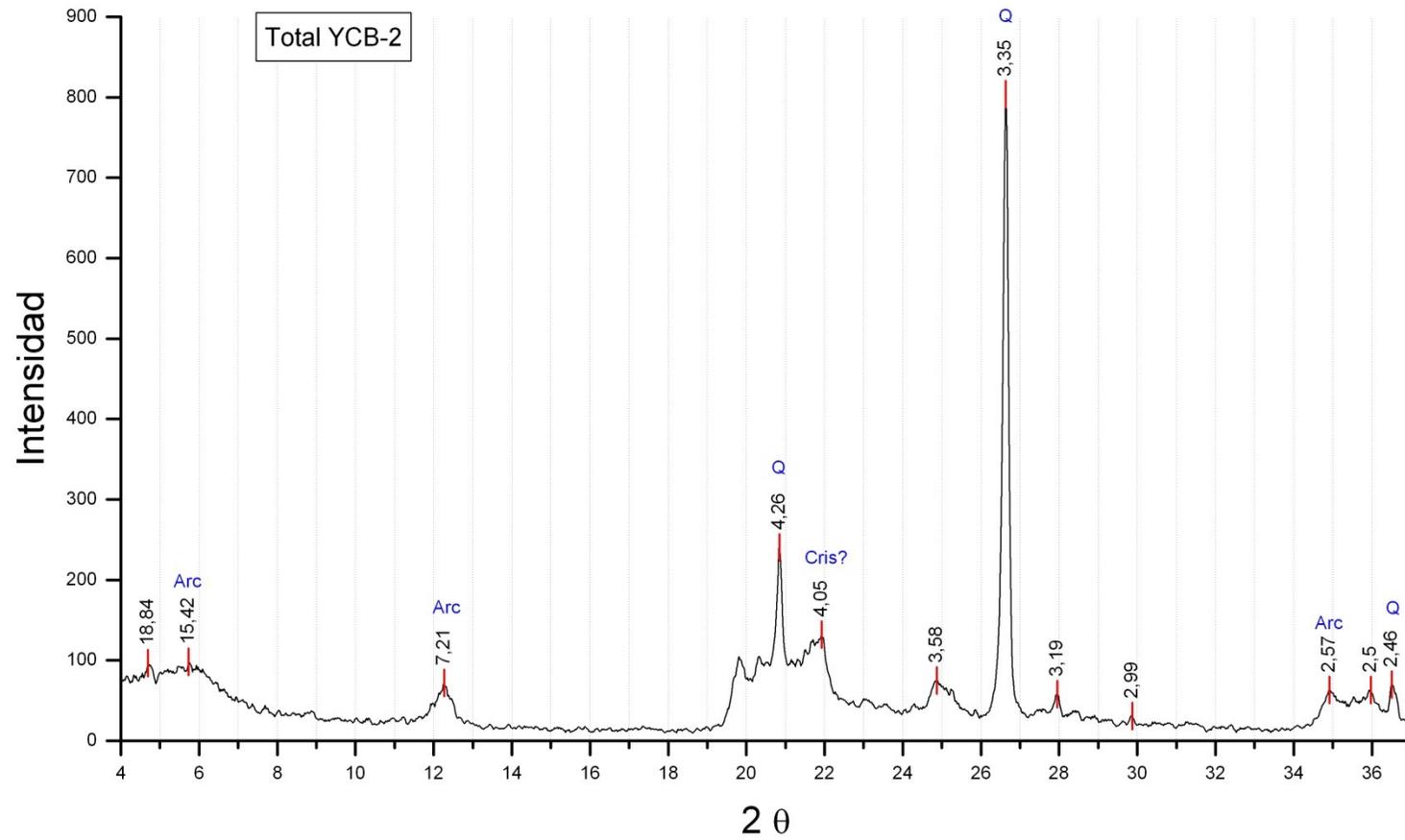


FIG. A.3. Difractograma RT. Muestra YCB-2 de la localidad YCB.

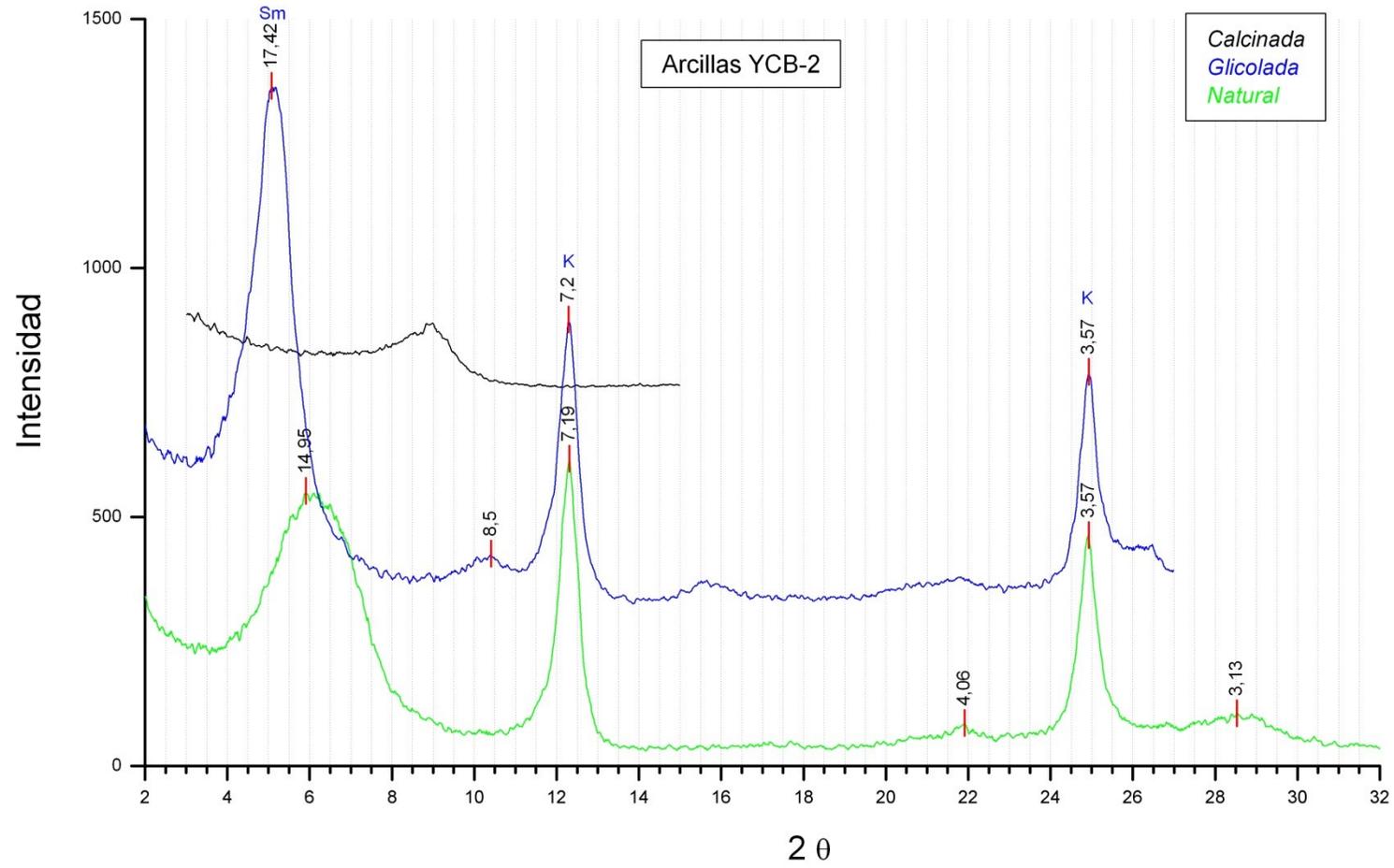


FIG. A.4. Difractograma FA. Muestra YCB-2 de la localidad YCB.

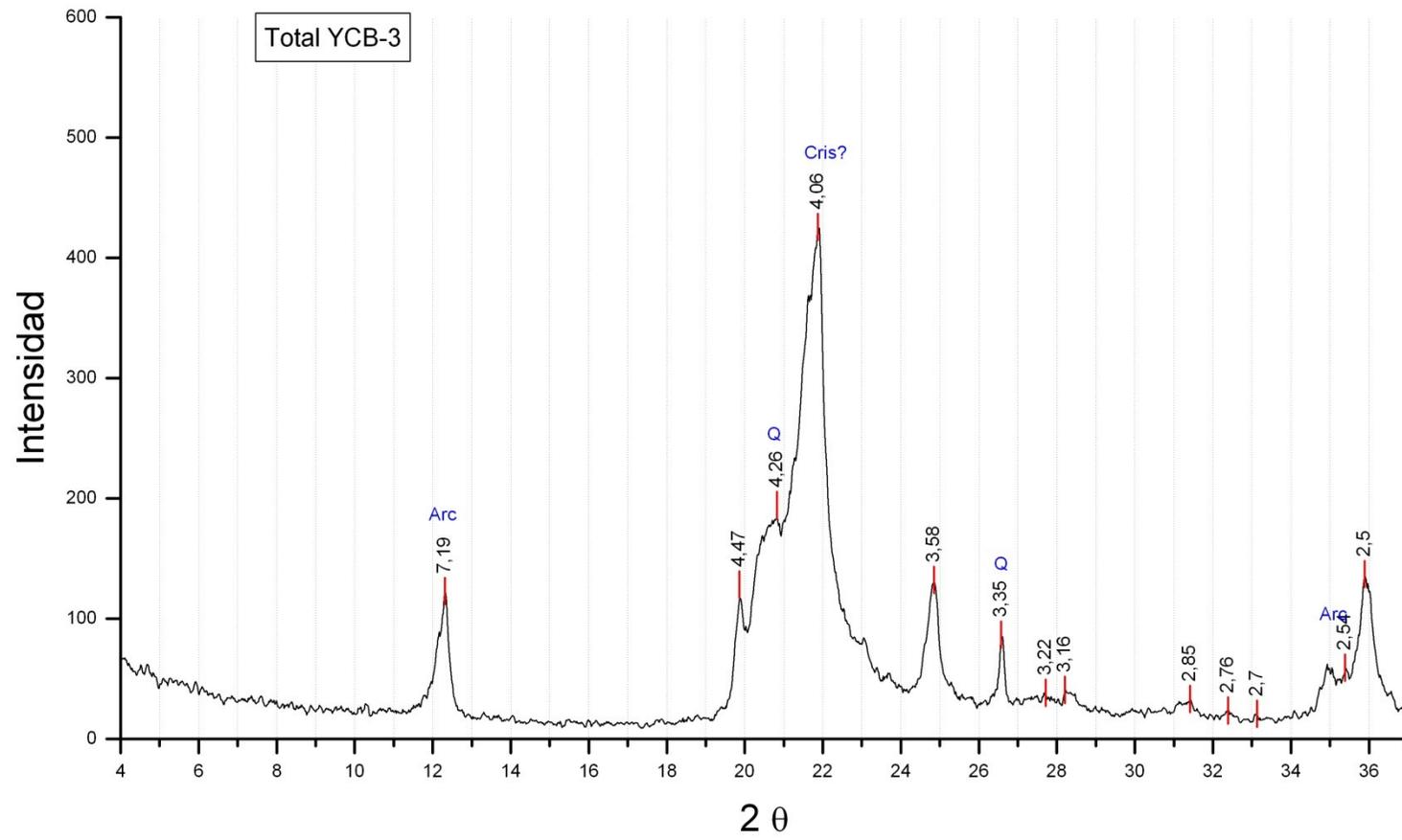


FIG. A.5. Difractograma RT. Muestra YCB-3 de la localidad YCB.

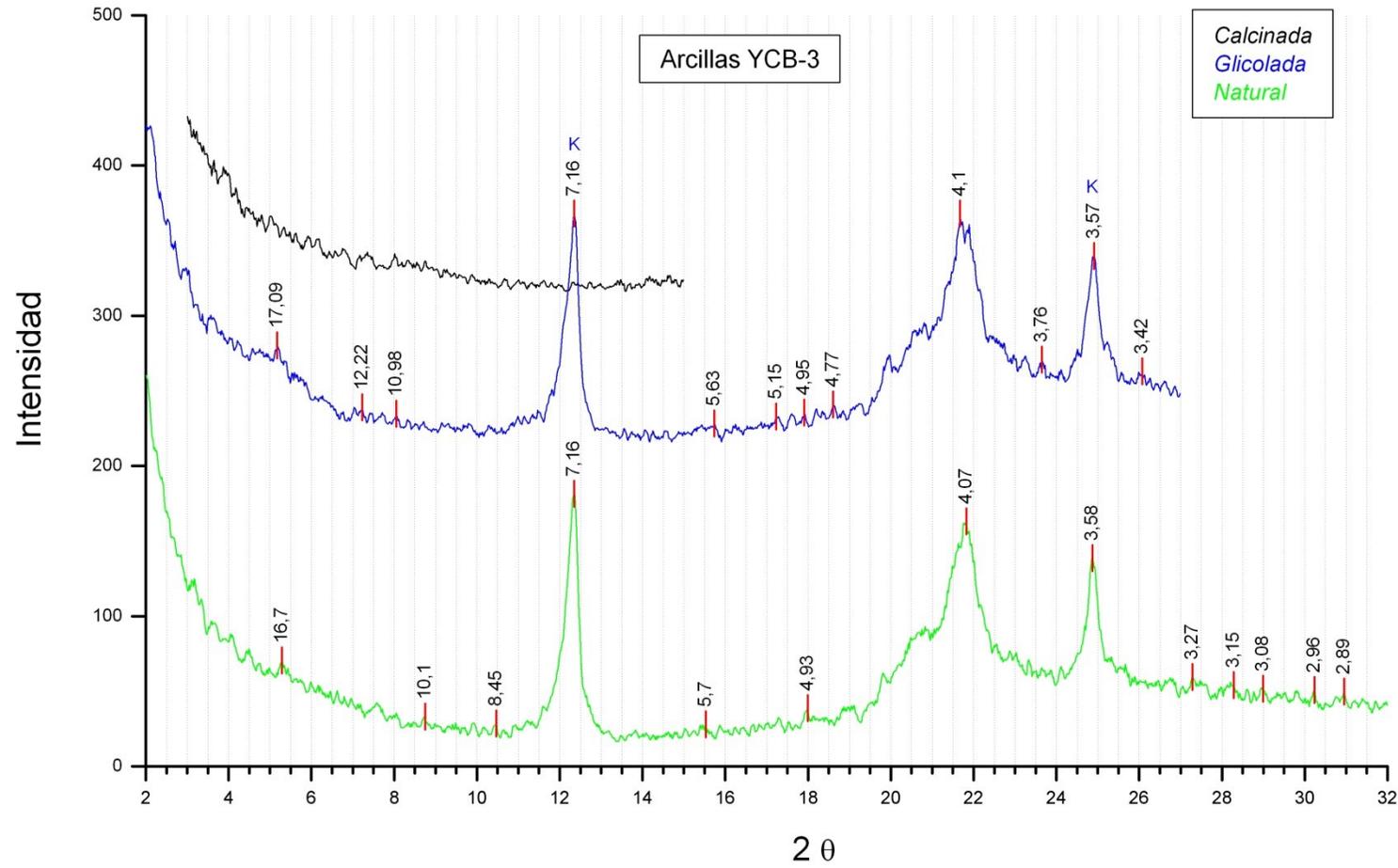


FIG. A.6. Difractograma FA. Muestra YCB-3 de la localidad YCB

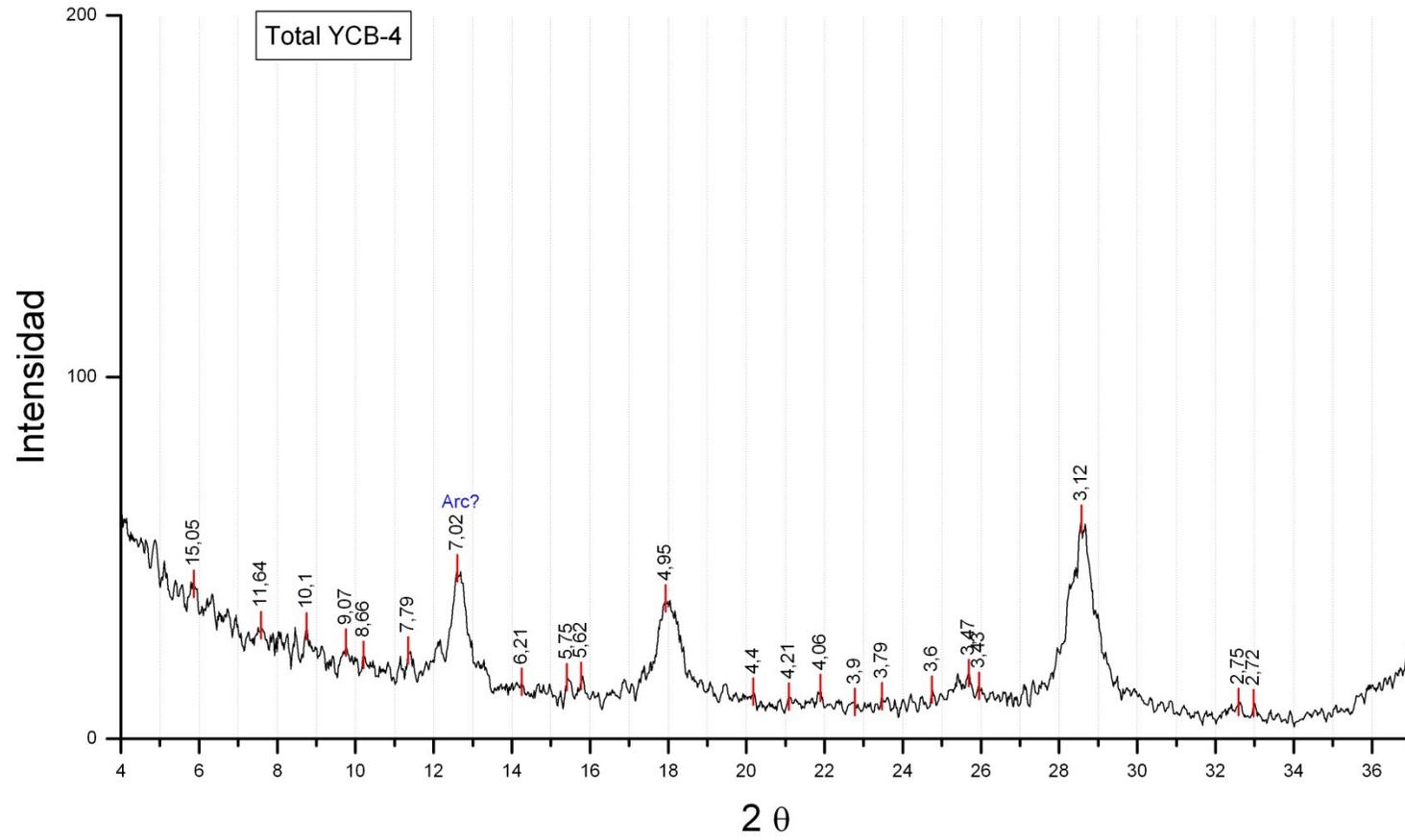


FIG. A.7. Difractograma RT. Muestra YCB-4 de la localidad YCB.

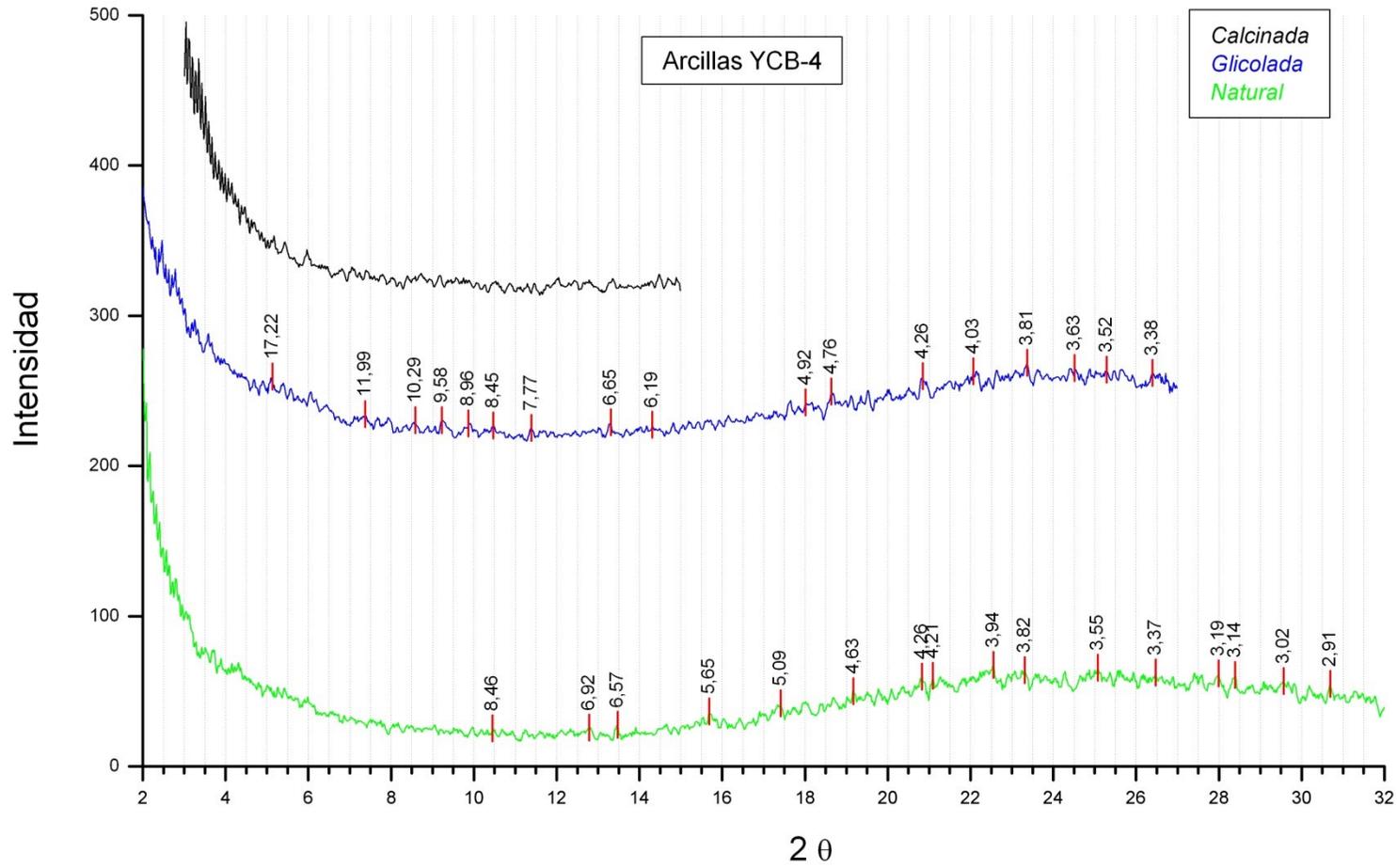


FIG. A.8. Difractograma FA. Muestra YCB-4 de la localidad YCB.

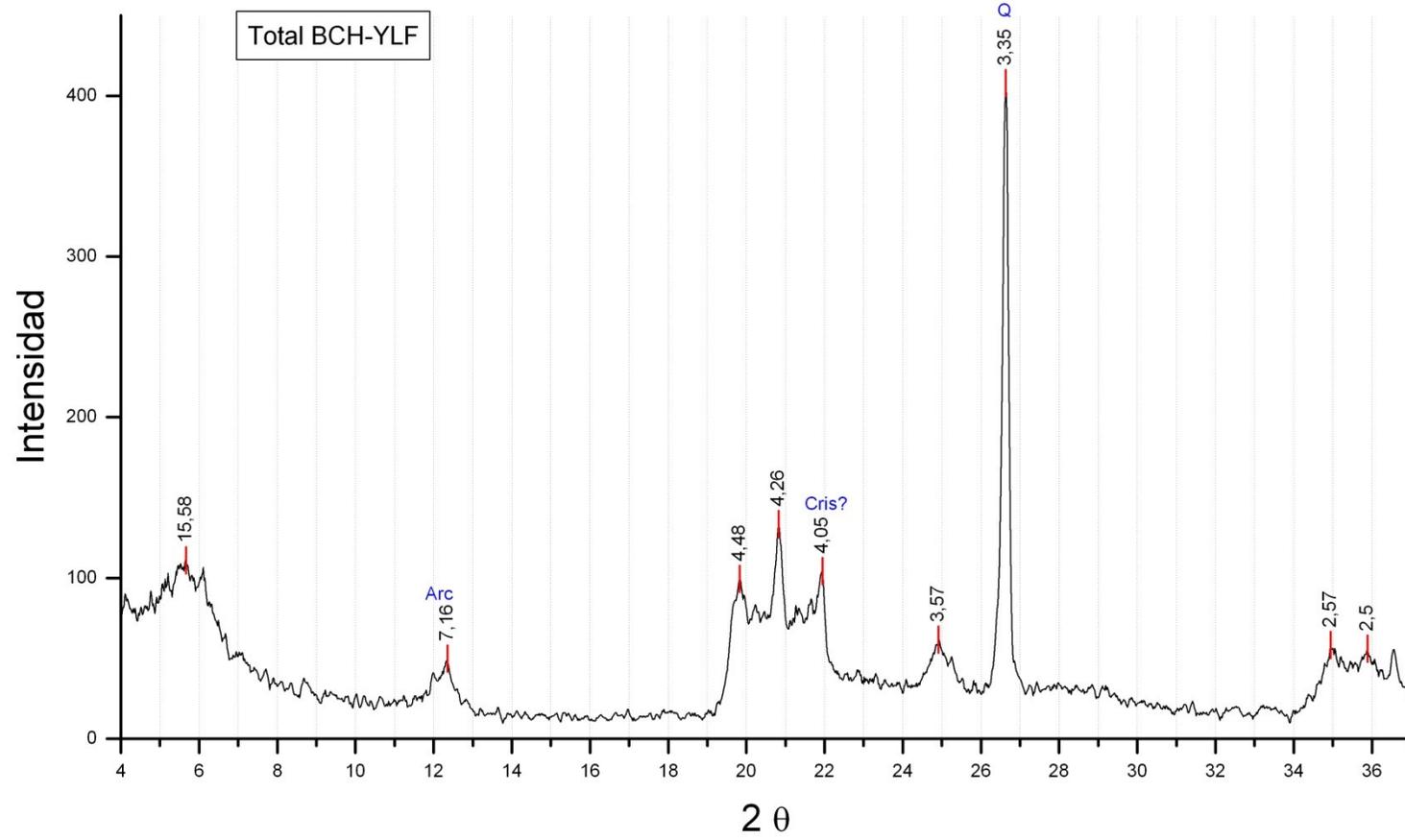


FIG. A.9. Difractograma RT. Muestra BCH-YLF de la localidad BCH.

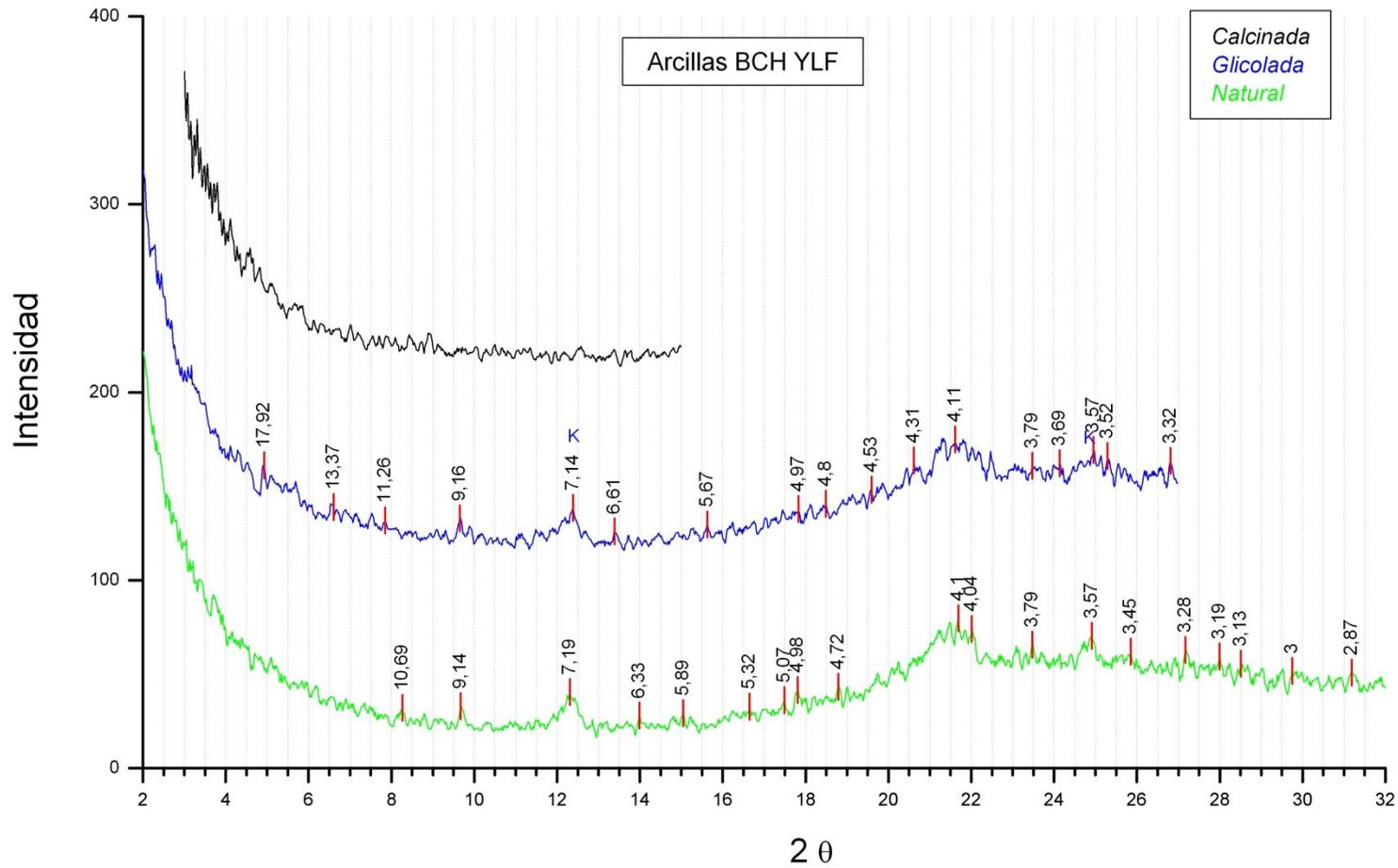


FIG. A.10. Difractograma FA. Muestra BCH-YLF de la localidad BCH

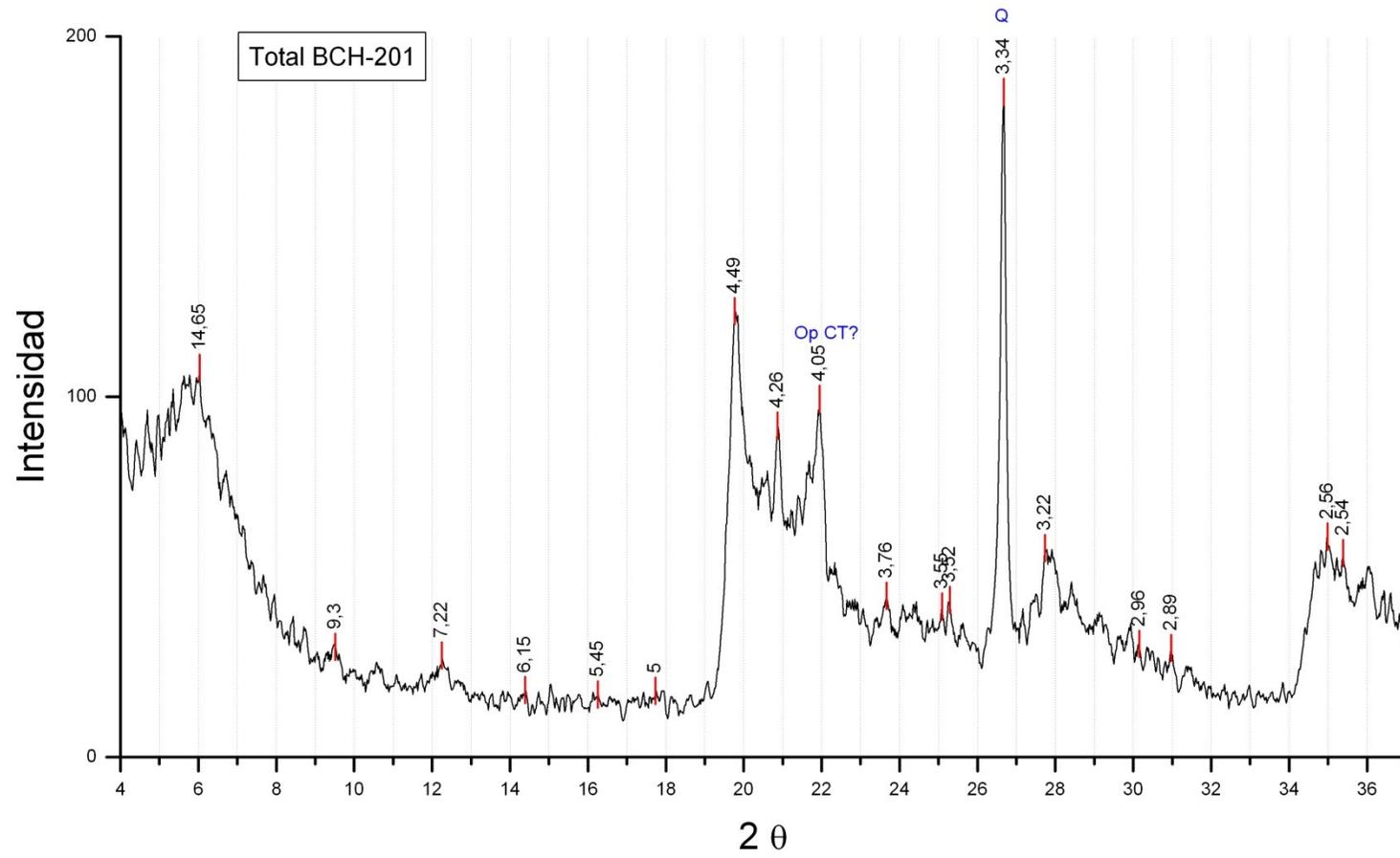


FIG. A.11. Difractograma RT. Muestra BCH-201 de la localidad BCH

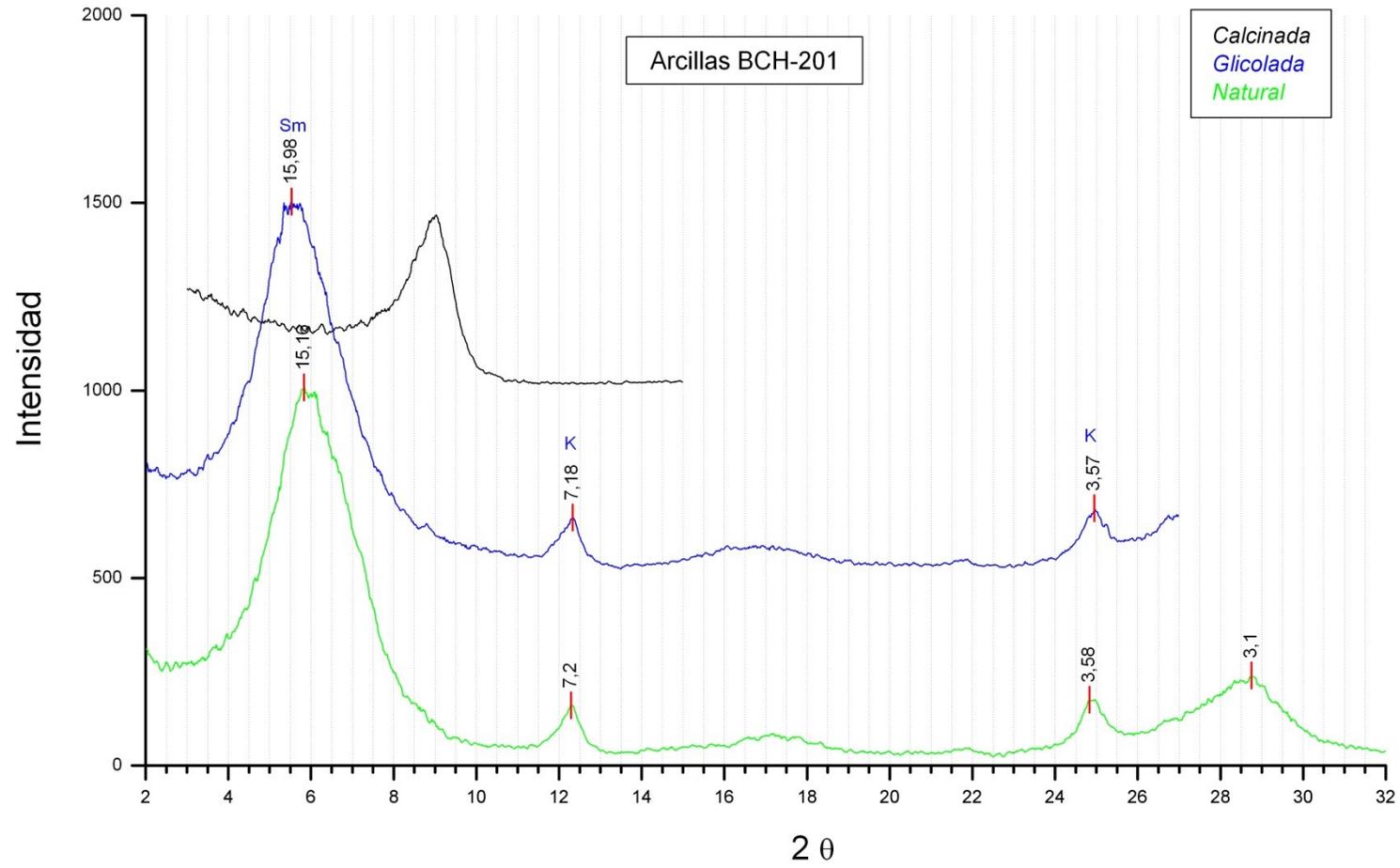


FIG. A.12. Difractograma RT. Muestra BCH-201 de la localidad BCH

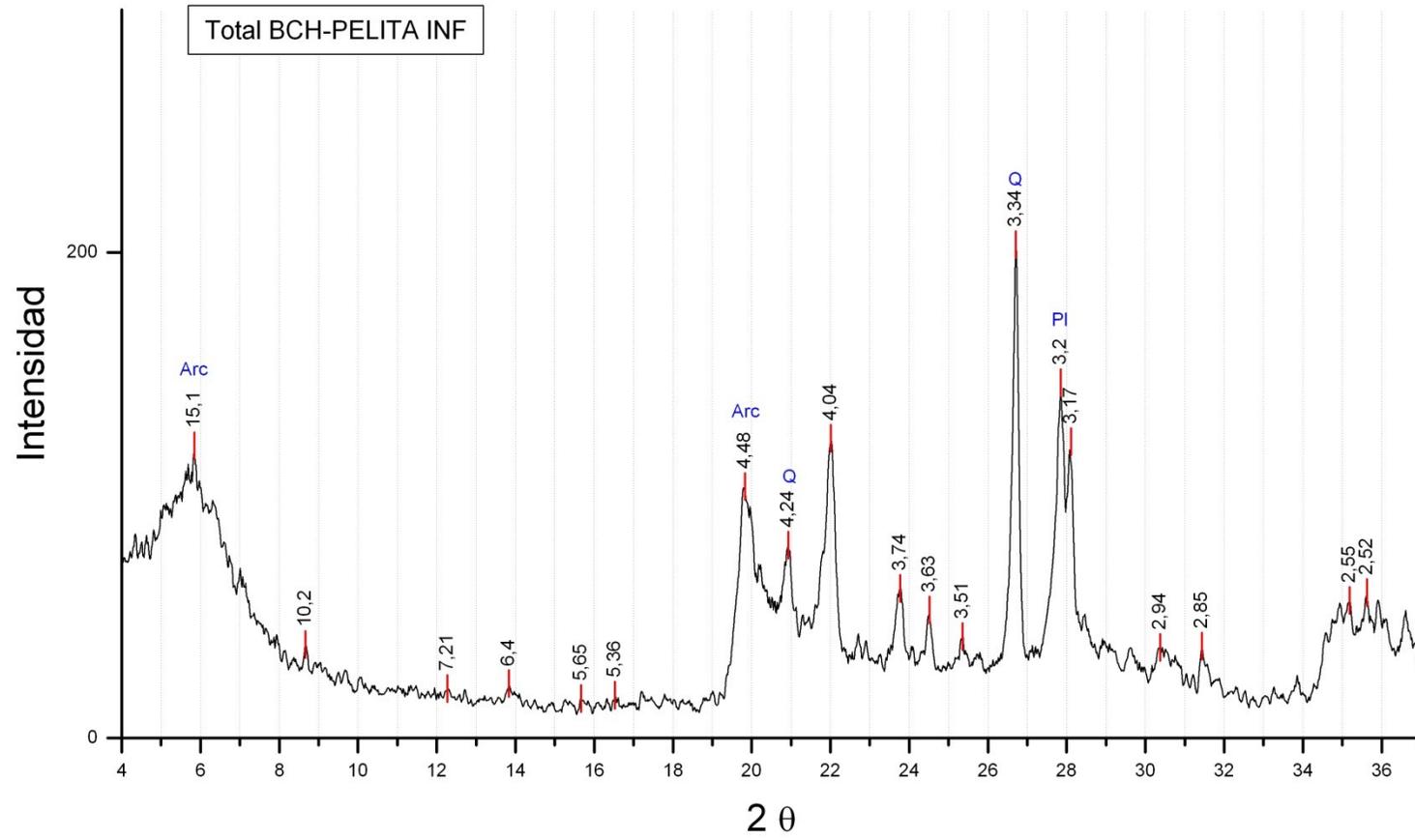


FIG. A.13. Difractograma RT. Muestra BCH-Pelita inferior de la localidad BCH

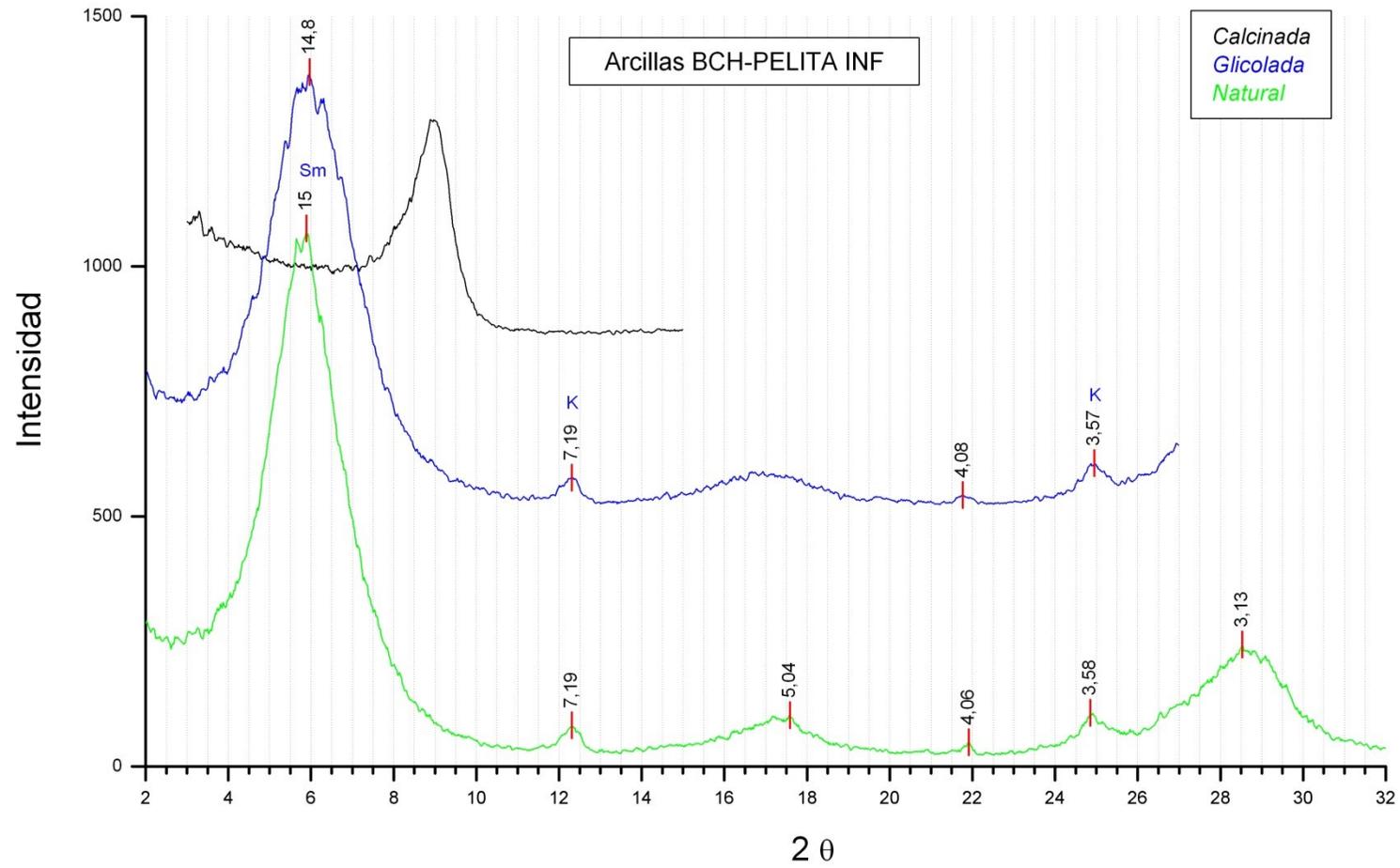


FIG. A.14. Difractograma FA. Muestra BCH-Pelita inferior de la localidad BCH

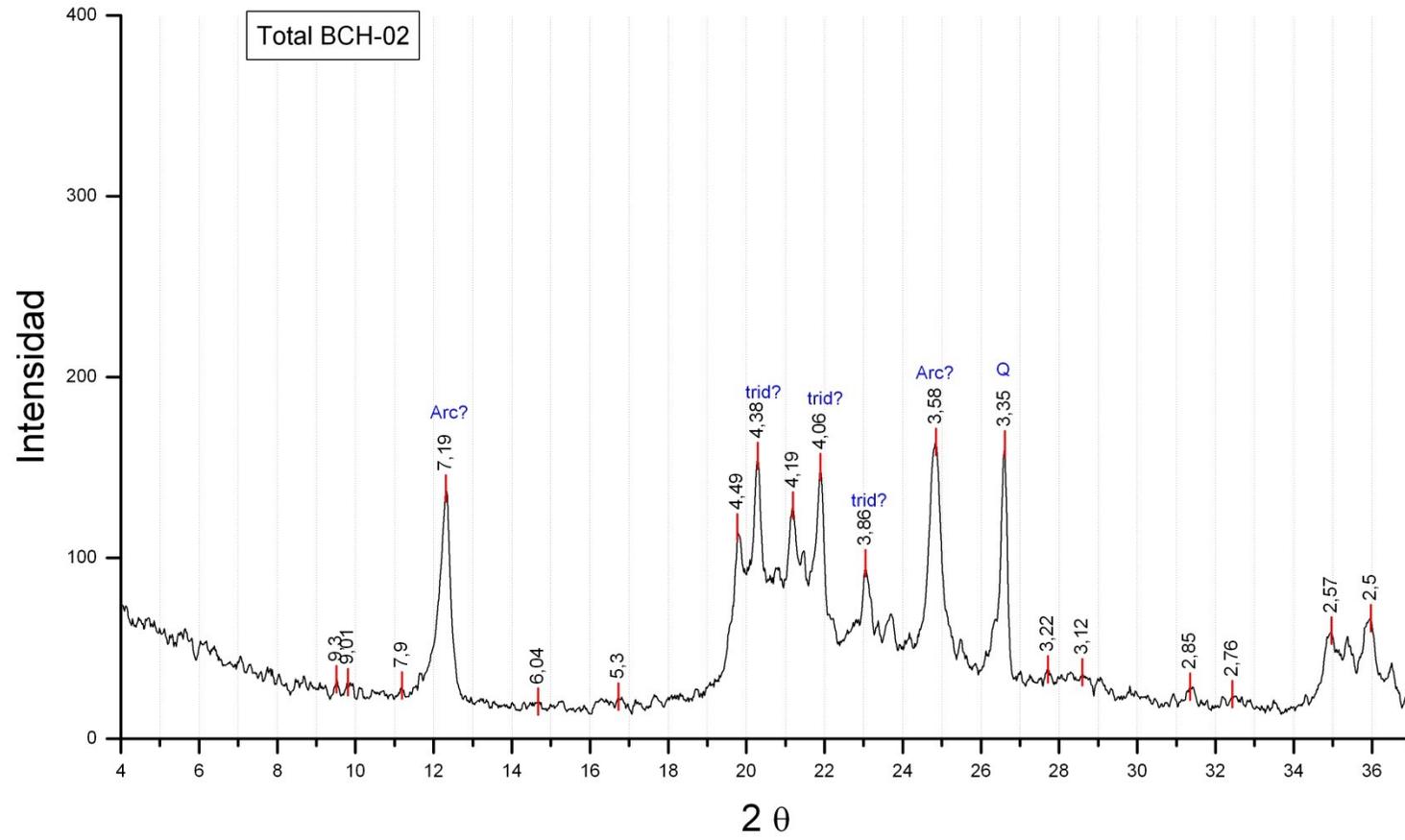


FIG. A.15. Difractograma RT. Muestra BCH-02 de la localidad BCH.

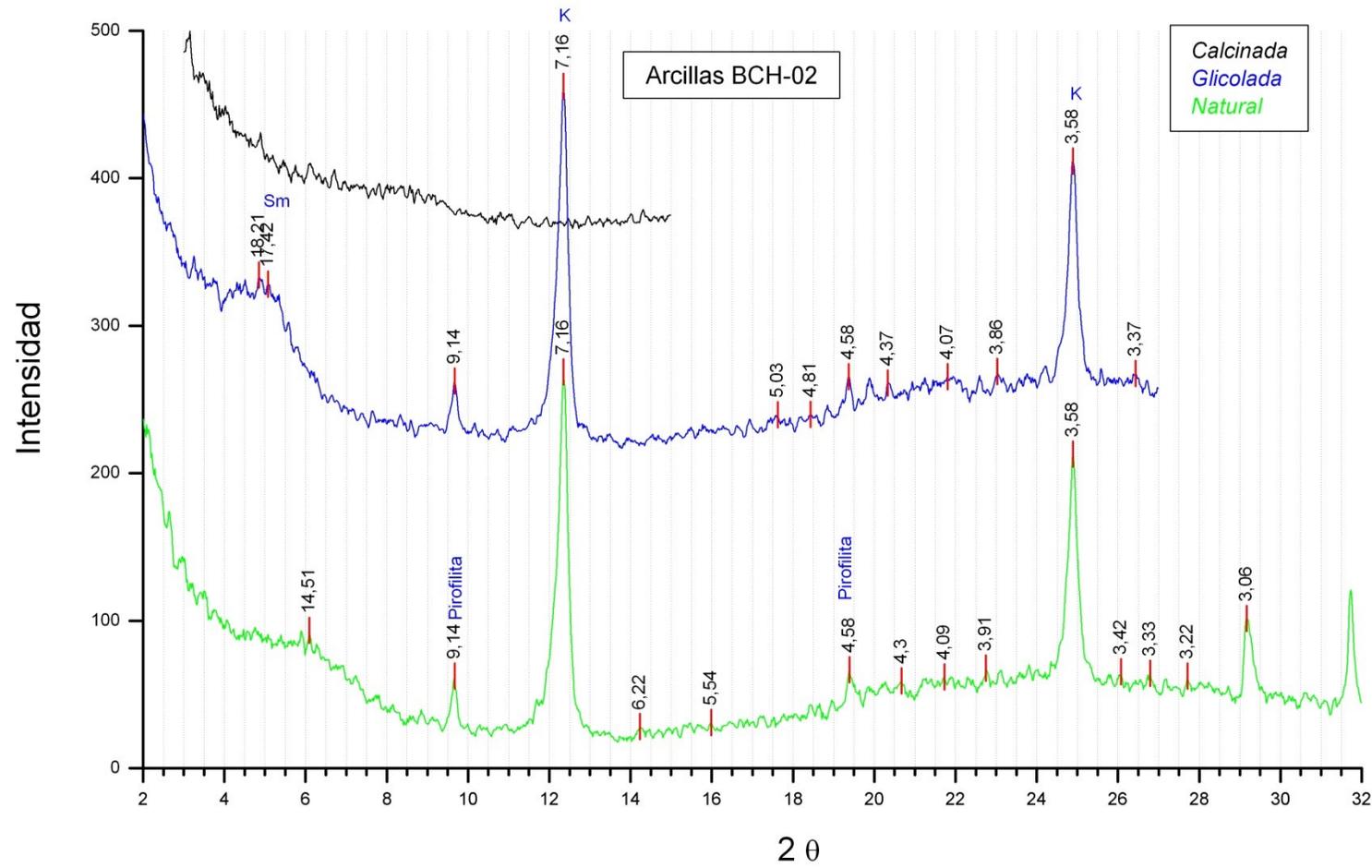


FIG. A.16. Difractograma FA. Muestra BCH-02 de la localidad BCH.

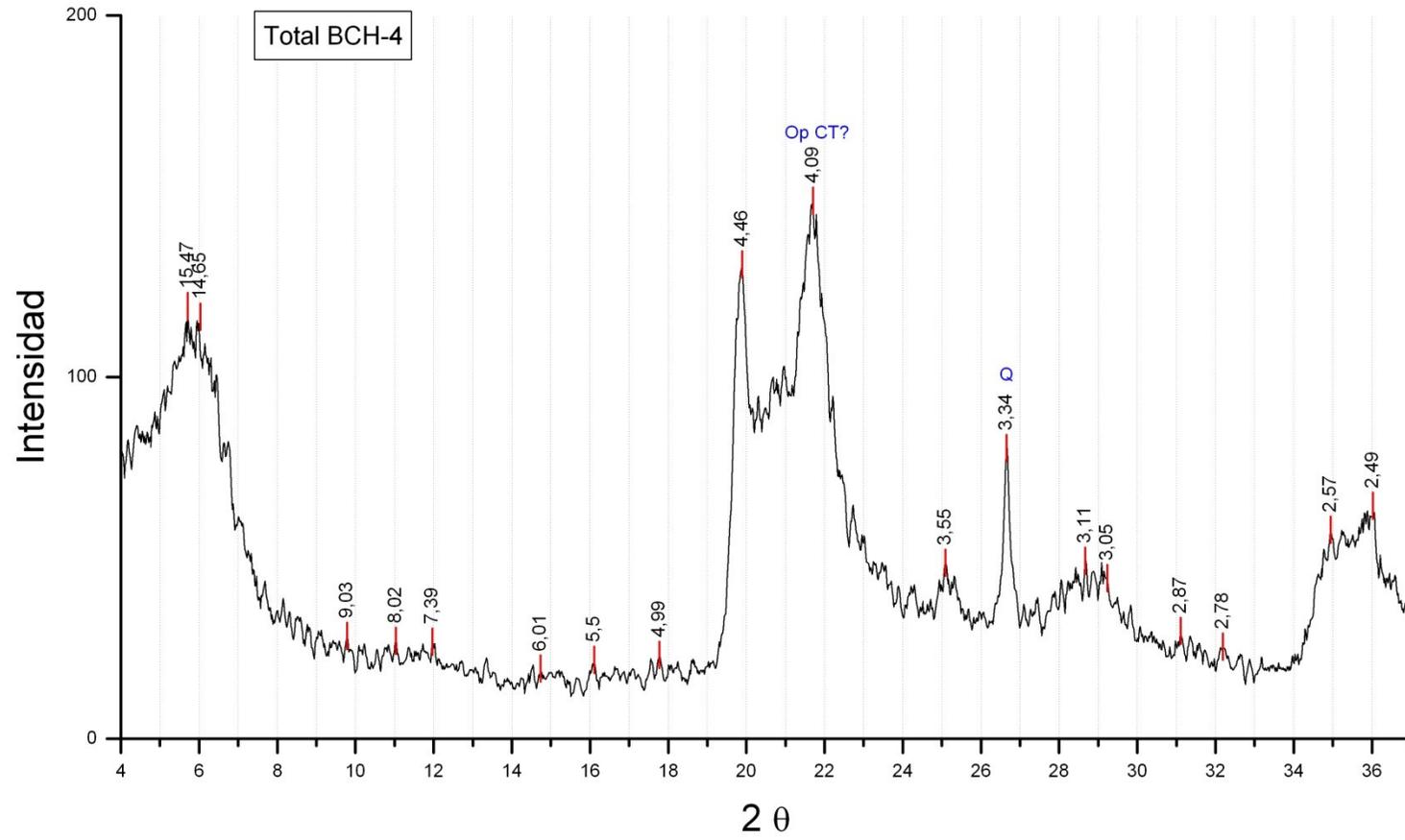


FIG. A.17. Difractograma RT. Muestra BCH-4 de la localidad BCH.

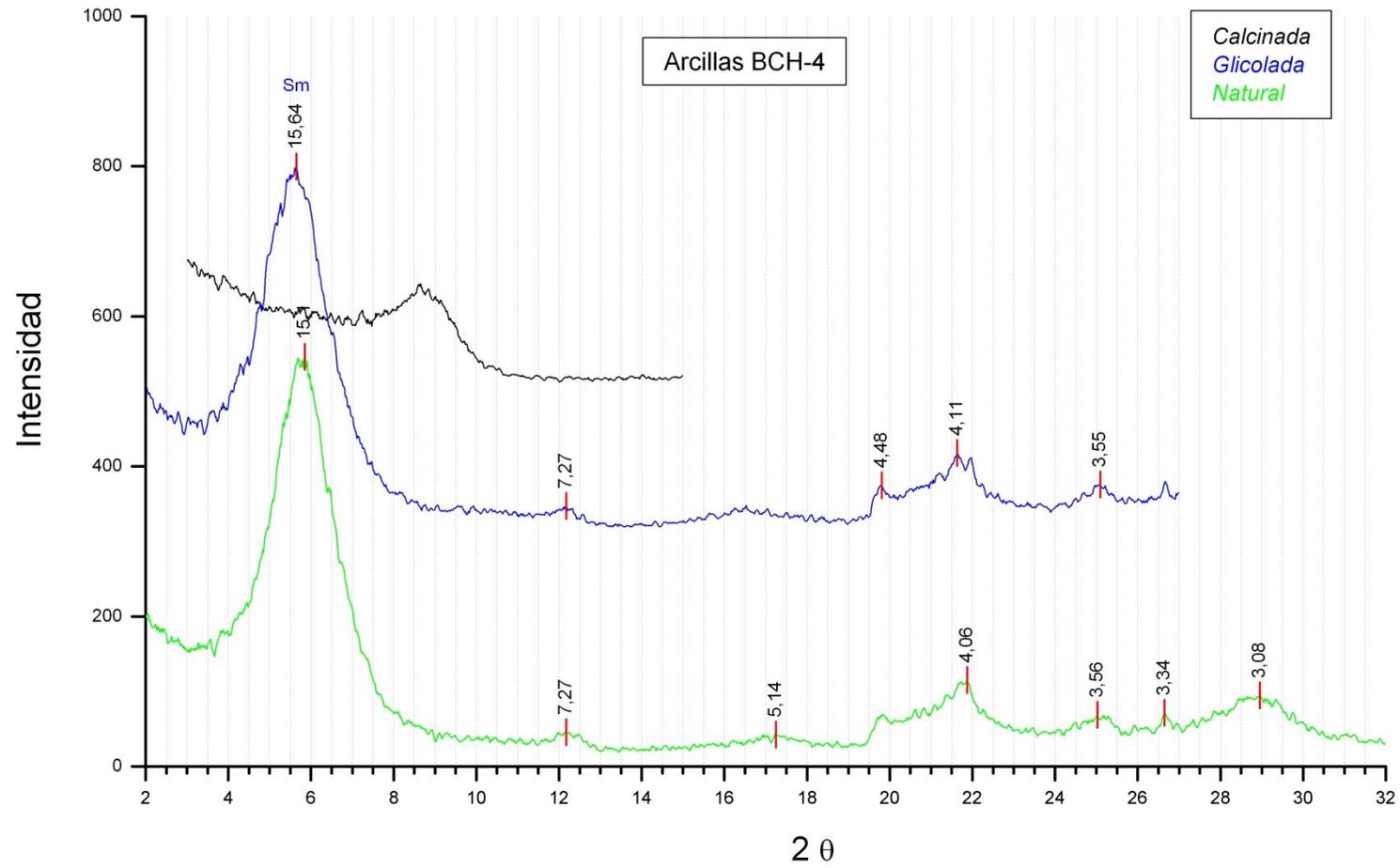


FIG. A.18. Difractograma FA. Muestra BCH-4 de la localidad BCH.

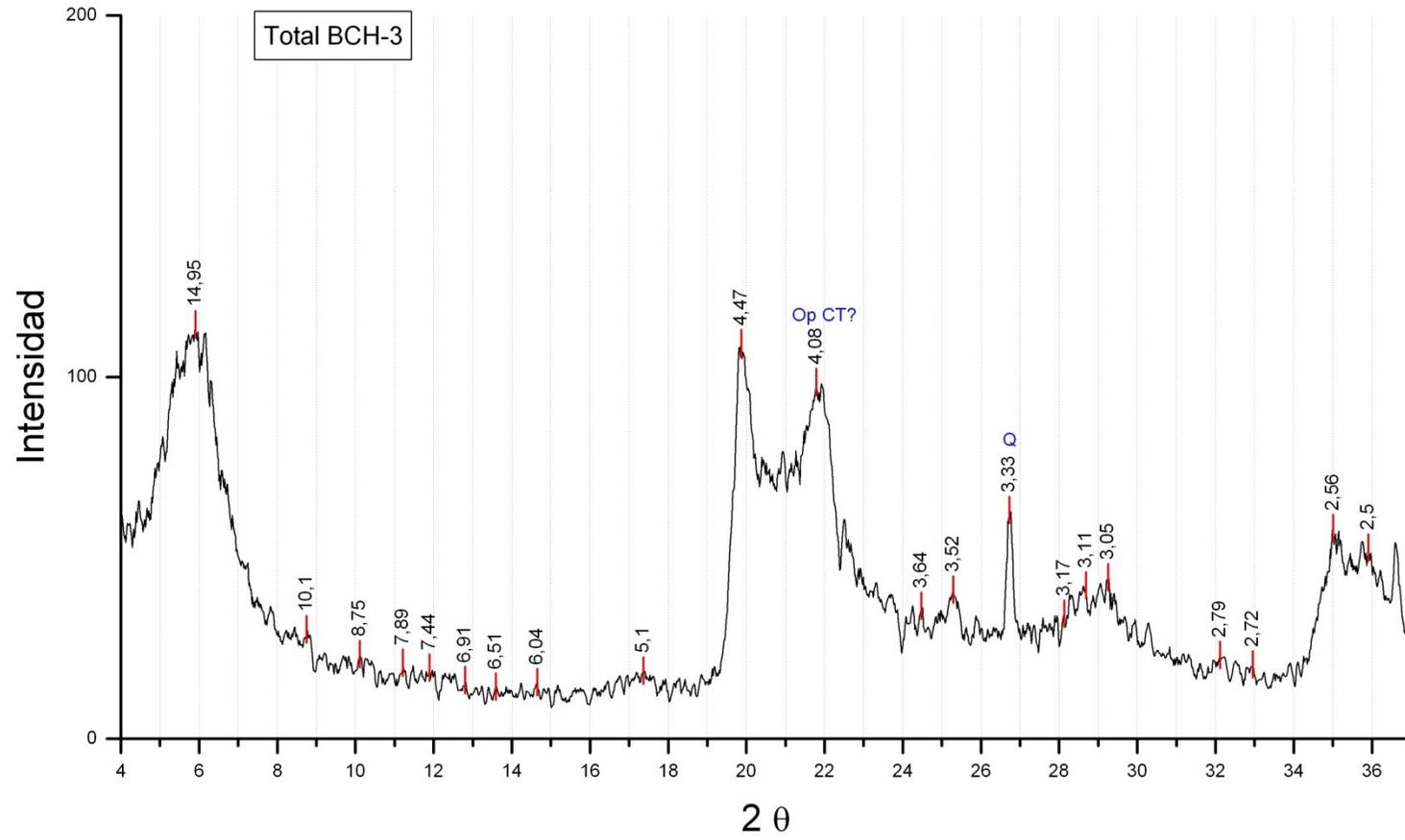


FIG. A.19. Difractograma RT. Muestra BCH-3 de la localidad BCH.

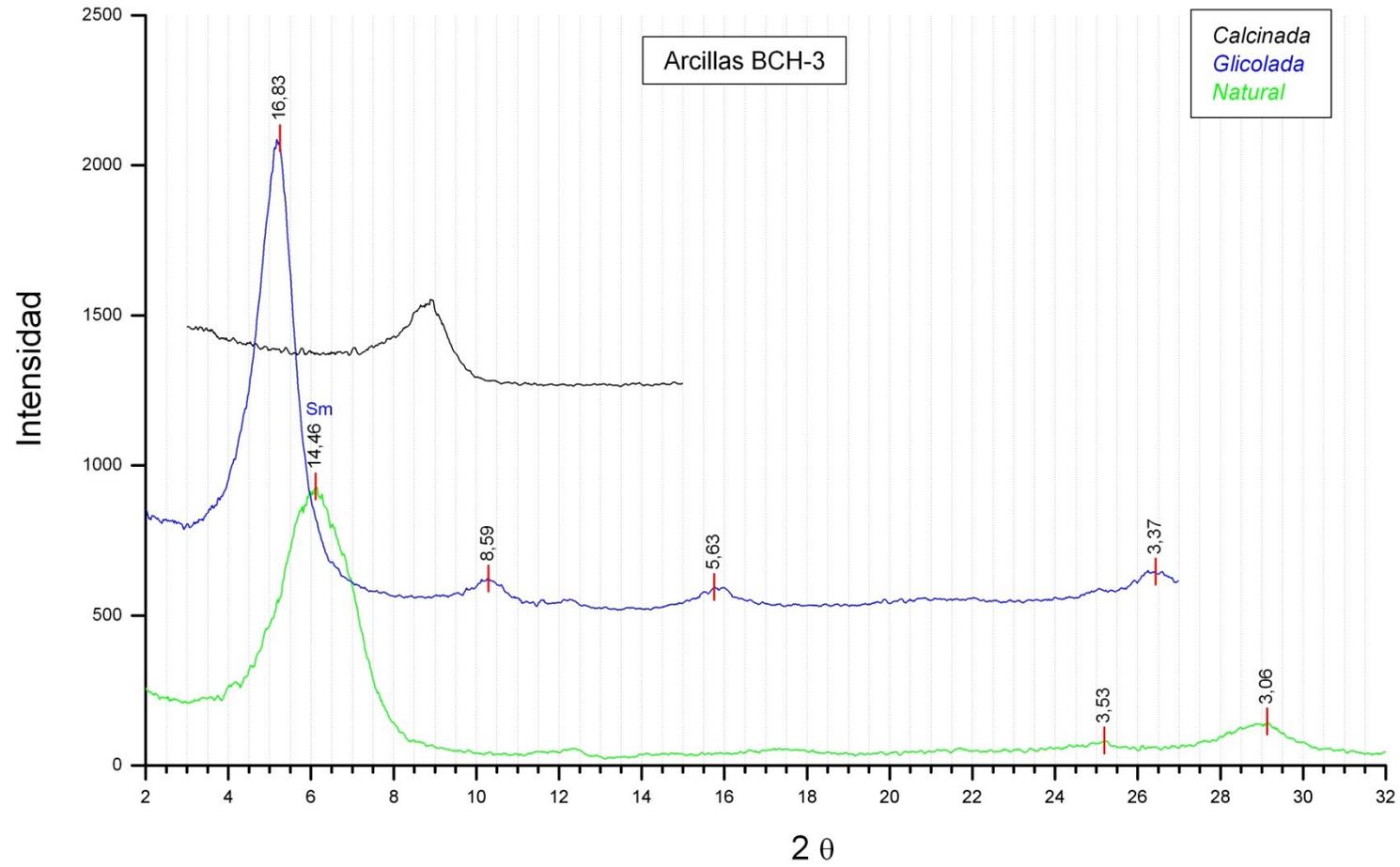


FIG. A.20. Difractograma RT. Muestra BCH-3 de la localidad BCH.

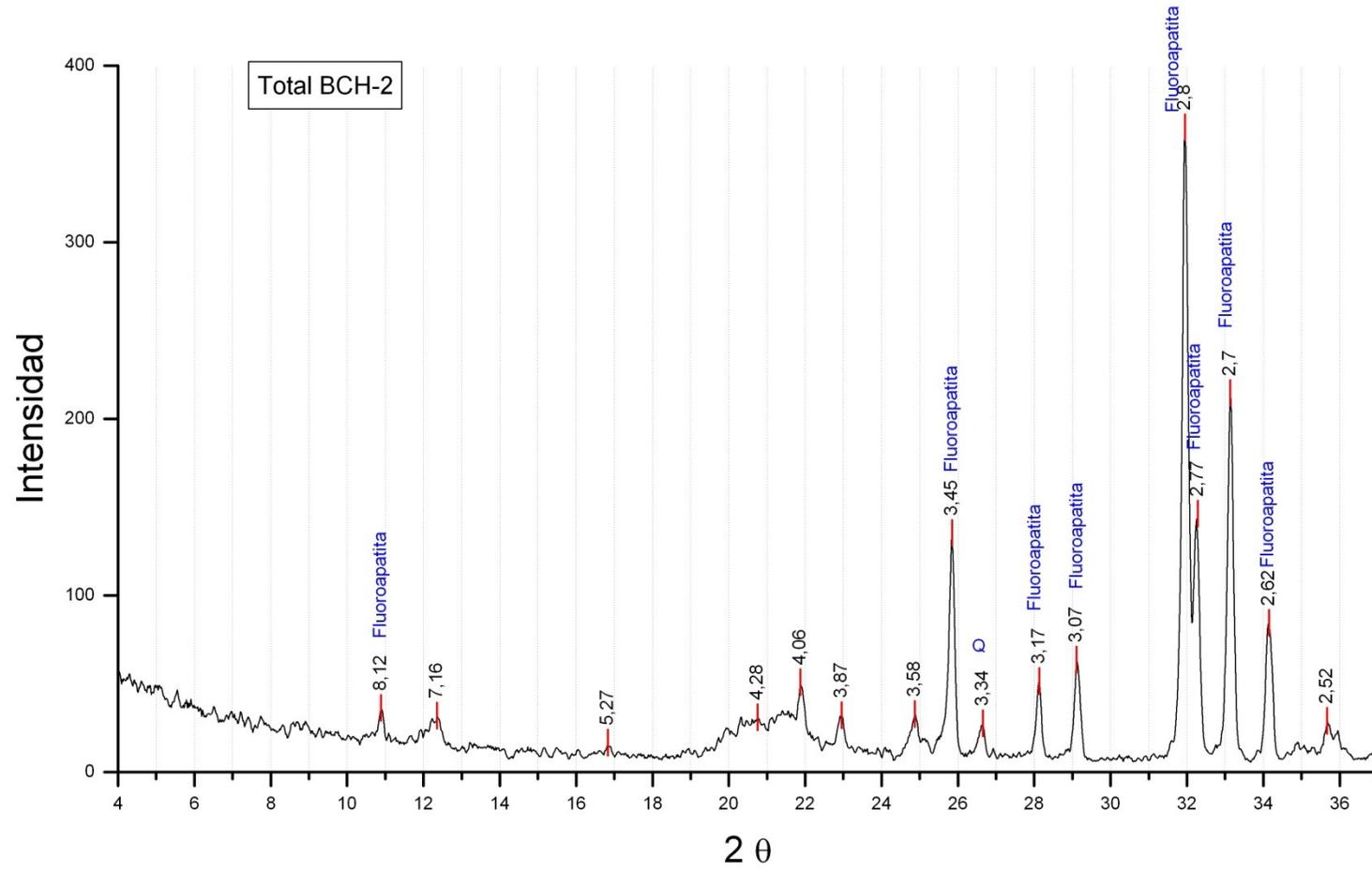


FIG. A.21. Difractograma RT. Muestra BCH-2 de la localidad BCH.

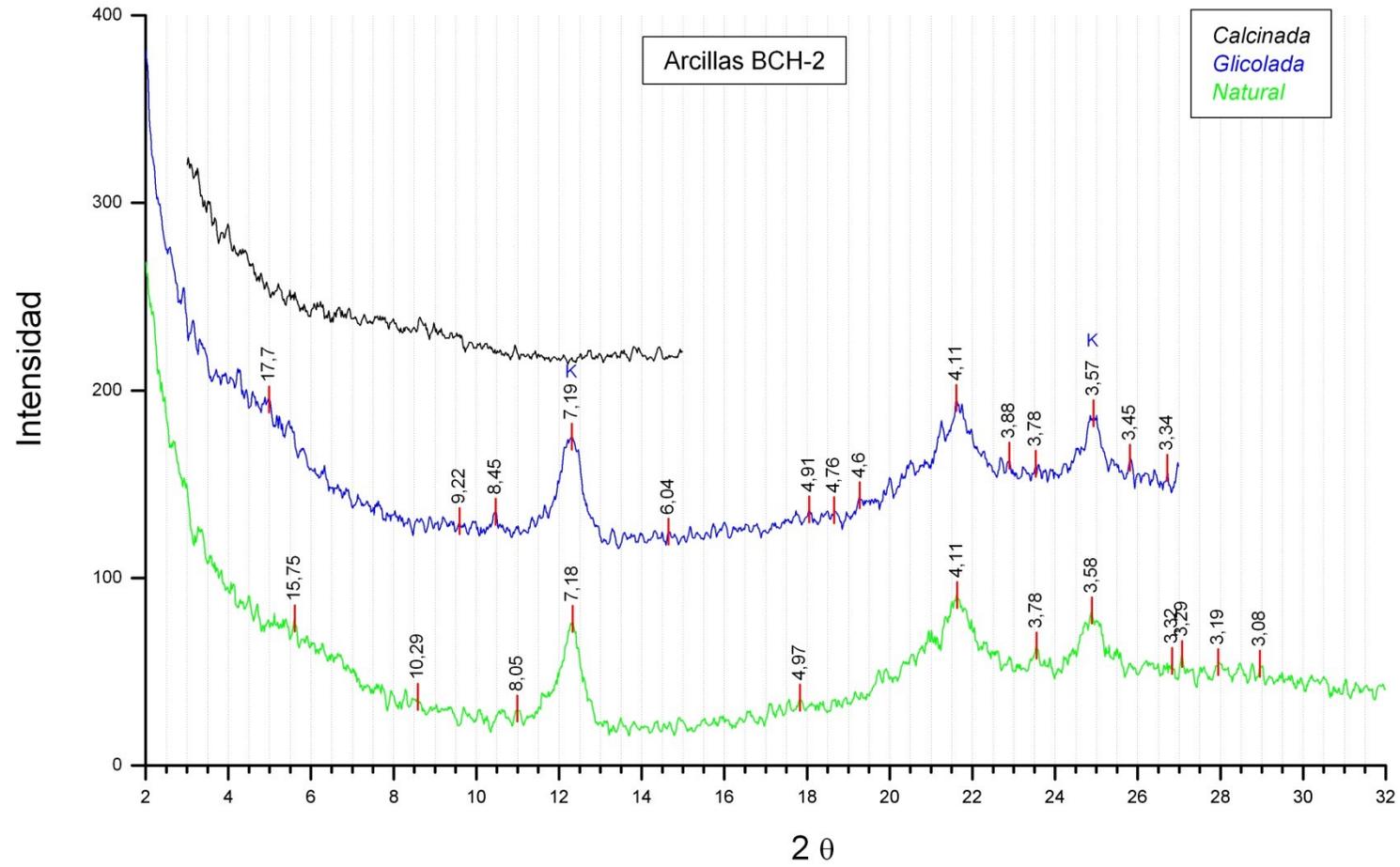


FIG. A.22. Difractograma FA. Muestra BCH-2 de la localidad BCH.

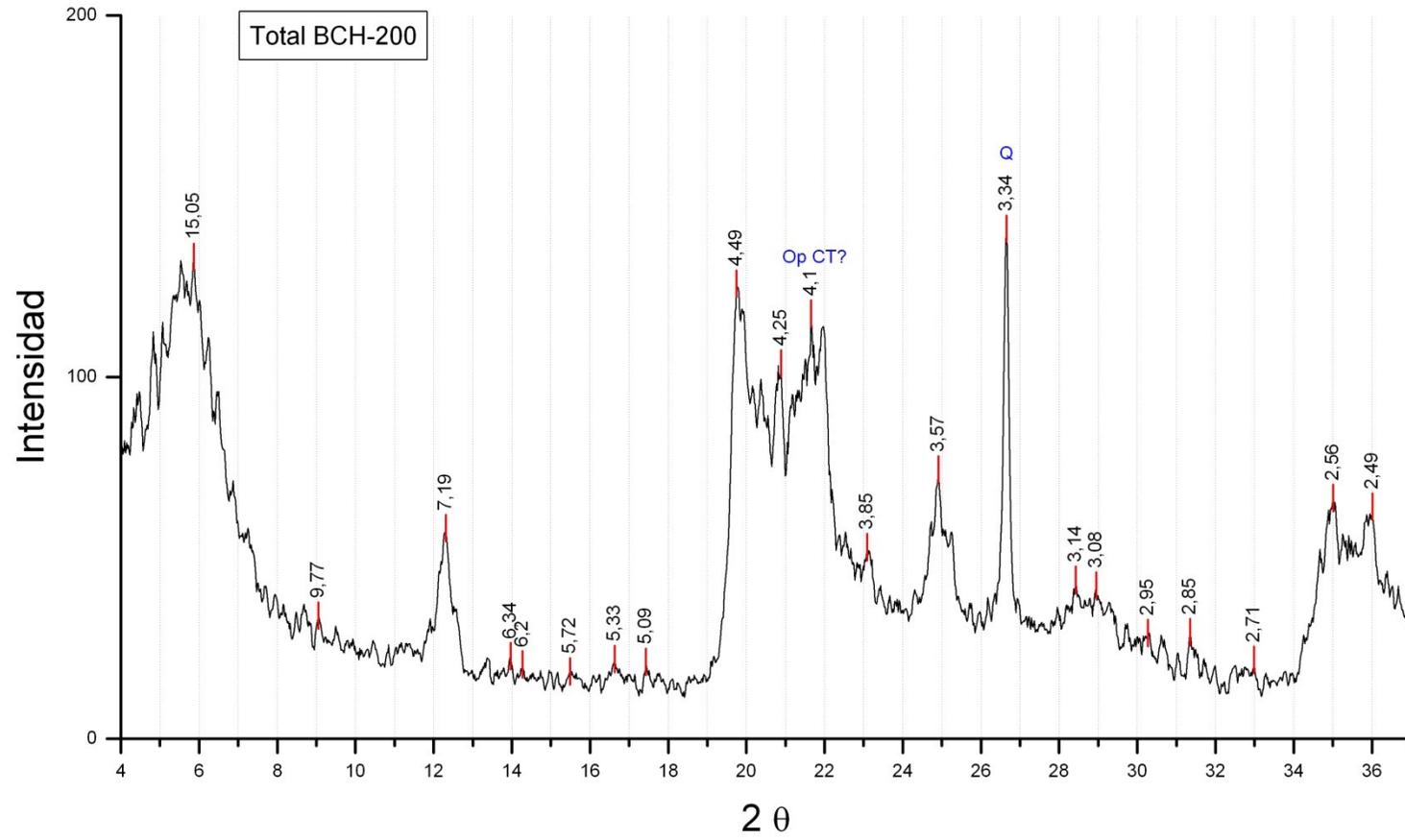


FIG. A.23. Difractograma RT. Muestra BCH-200 de la localidad BCH.

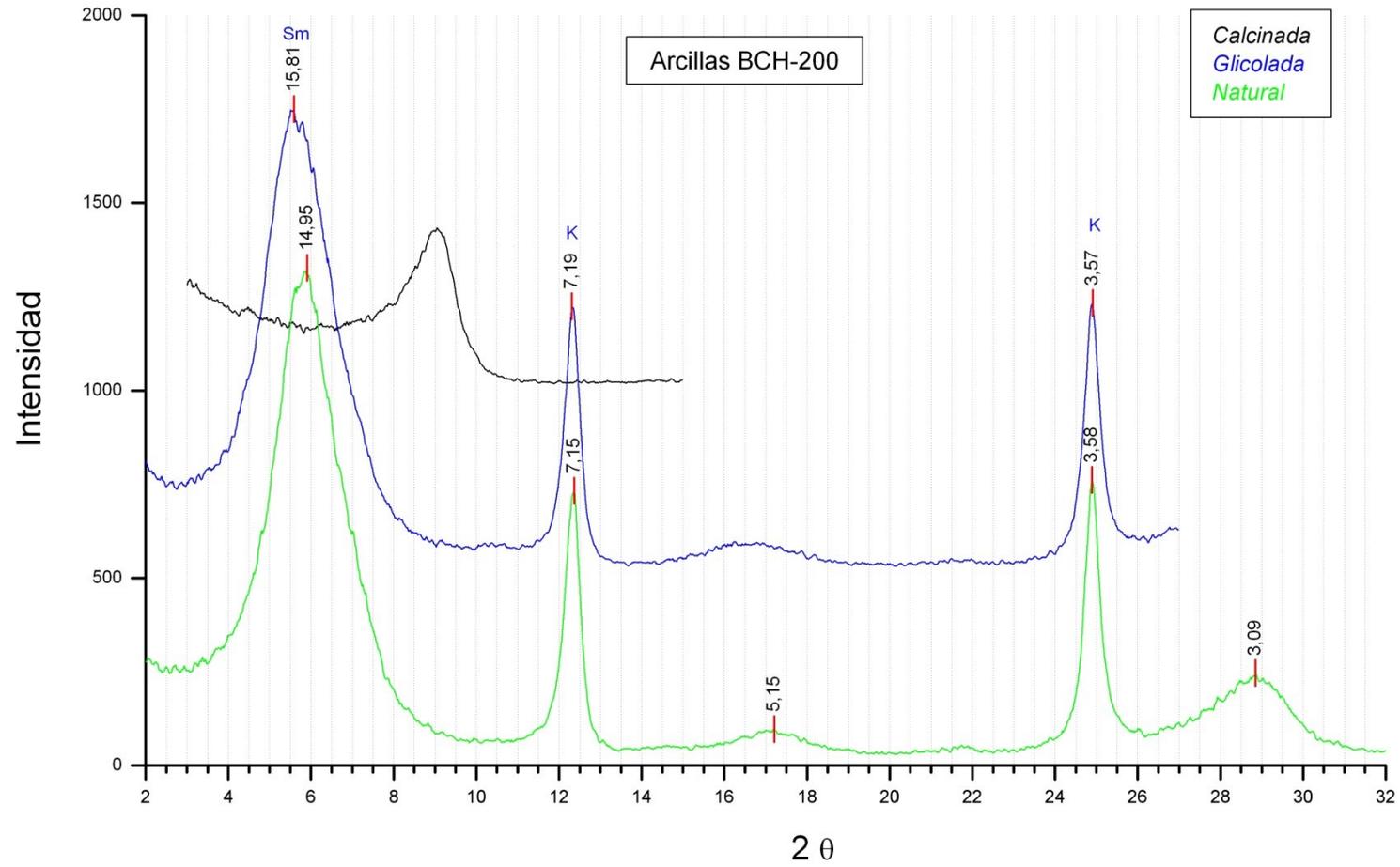


FIG. A.24. Difractograma FA. Muestra BCH-200 de la localidad BCH.

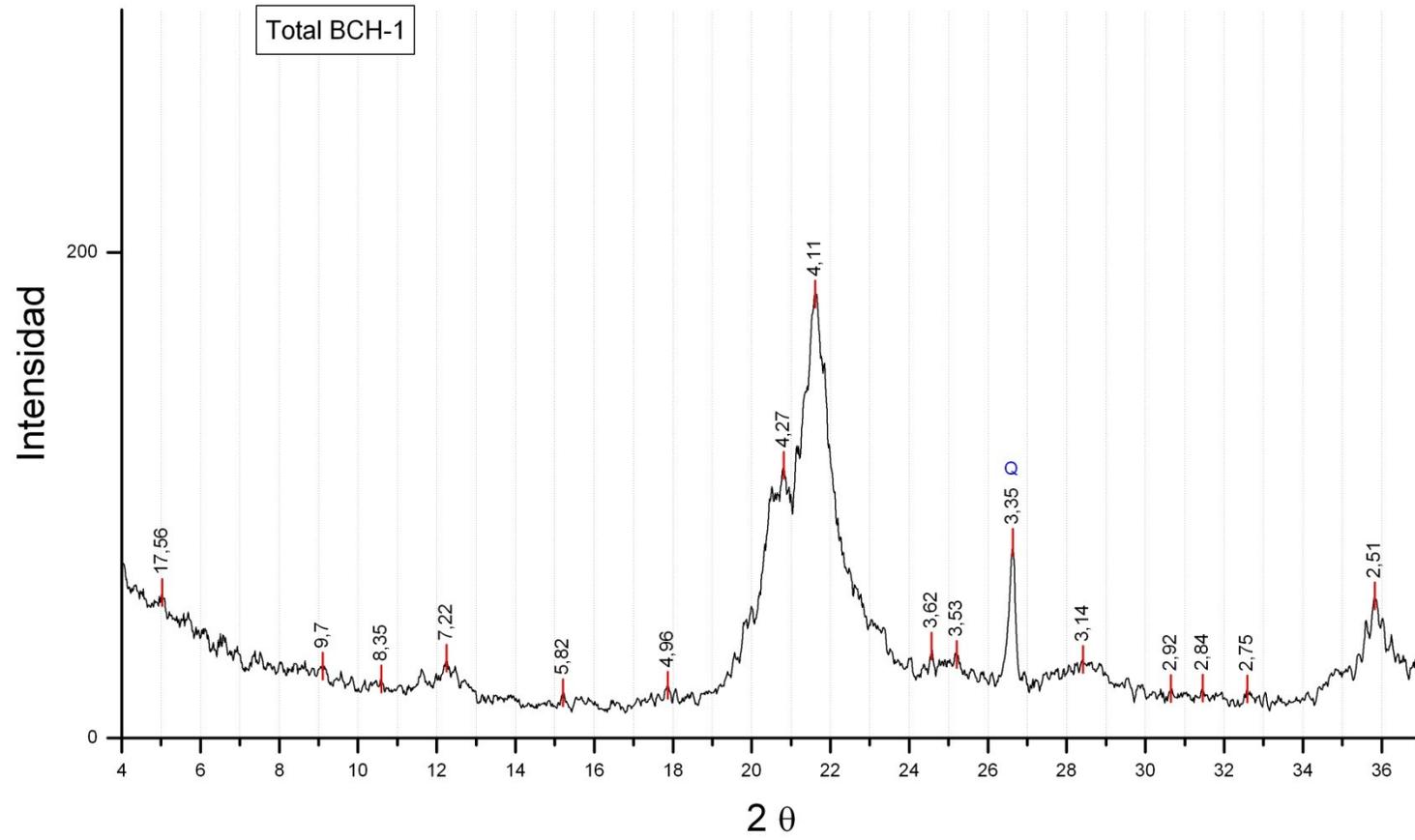


FIG. A.25. Difractograma RT. Muestra BCH-1 de la localidad BCH.

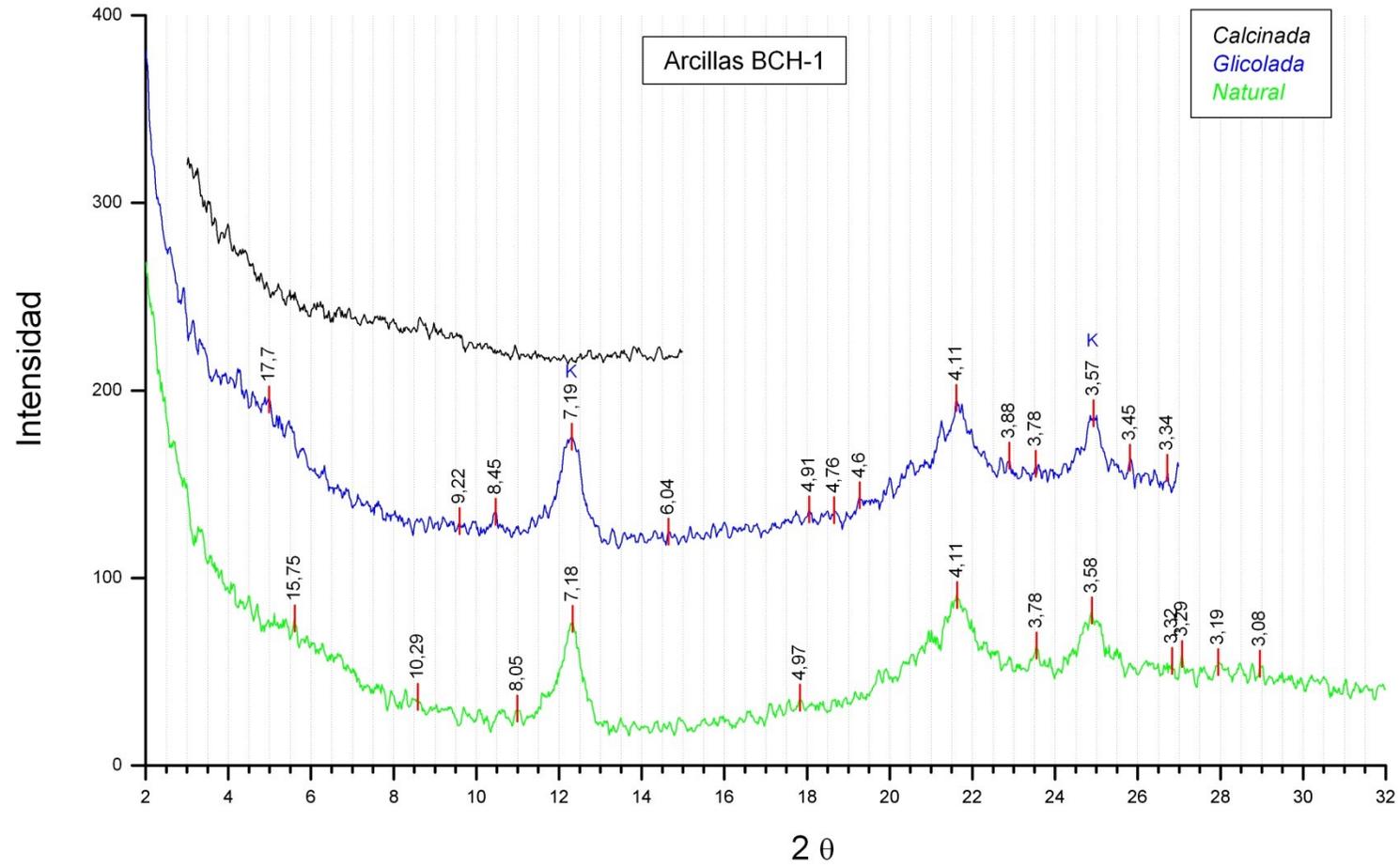


FIG. A.26. Difractograma FA. Muestra BCH-1 de la localidad BCH.