



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



**Alumna: Micaela Jimenez Arana**

**Directores: Numa Nahuel Sosa y María Sol Raigemborn**

**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 sedimentario y composicional de una secuencia neógena continental en la llanura interserrana bonaerense (Argentina)”

**Alumna:** Micaela Jiménez Arana

**Directores:** Dr. Numa Nahuel Sosa y Dra. María Sol Raigemborn

**Lugar de Trabajo:** Centro de Investigaciones Geológicas; Facultad de Ciencias Naturales y Museo

**Evaluador:** Augusto Varela

## Tabla de contenidos

<b>Capítulo 1 - Introducción</b> .....	<b>1</b>
<b>Capítulo 2-Área de estudio y antecedentes</b> .....	<b>3</b>
2.1 Introducción .....	3
2.2 Sedimentación continental del Cenozoico tardío en el Positivo Bonaerense.....	4
2.3. Cuenca hidrográfica del arroyo Claromecó.....	7
<b>Capítulo 3 - Metodología</b> .....	<b>10</b>
3.1 Introducción .....	10
3.2 Tareas de gabinete .....	11
3.2.1 Recolección de material bibliográfico.....	12
3.2.2 Petrografía.....	12
3.2.3 Análisis modal.....	12
3.2.4 Descripción micromorfológica .....	12
3.2.5 Clasificación de paleosuelos y pedofacies .....	12
3.2.6 Difracción de rayos X – Análisis semicuantitativo .....	13
<b>Capítulo 4 - Resultados</b> .....	<b>15</b>
4.1 Introducción .....	15
4.2 Clasificación de paleosuelos analizados .....	16
4.3 Tipo de pedofacies.....	17
4.3.1 Argillisol gleico .....	17
4.3.2 Argillisol cálcico .....	18
4.3.3 Calcisol.....	19
4.3.4 Calcisol gleico.....	20
4.3.5 Gleysol argílico .....	22
4.3.6 Gleysol cálcico.....	24
4.3.7 Vertisol gleico.....	25
4.4 Caracterización mineralógica de la fracción arena.....	26
4.5 Caracterización mineralógica de la fracción pelítica .....	27
<b>Capítulo 5 – Discusión</b> .....	<b>29</b>

5.1 Dinámica sedimentaria .....	29
5.2 Condiciones pedogenéticas .....	32
5.3 Mineralogía .....	34
<b>Capítulo 6 -Consideraciones finales.....</b>	<b>36</b>
<b>Bibliografía.....</b>	<b>38</b>
<b>Anexo I.....</b>	<b>43</b>

## 1. INTRODUCCIÓN

La llanura interserrana bonaerense (Provincia de Buenos Aires) está compuesta por una espesa cubierta sedimentaria neógena y cuaternaria acumulada con posterioridad al retiro del Mar Paranense en el Mioceno tardío (Folguera y Zárate, 2011, entre otros). Estos depósitos, han sido desmembrados en unidades formacionales mayoritariamente de carácter bioestratigráficas debido a la homogeneidad litológica de los sedimentos. Más tarde, estos depósitos han sido reunidos en subciclos sedimentarios limitados por superficiales y discontinuidades regionales (Zárate, 2005). Estos depósitos son, en línea general, limo-arenosos acumulados mediante procesos fluvio-eólicos de tipo loess y loess retrabajado localmente por procesos fluviales (Zárate, 2003 y citas allí presentes). La abundancia de paleosuelos en las secuencias sedimentarias remite a una sedimentación discontinua y en parte condicionada por la topografía preexistente (Zarate y Rabassa, 2005 y citas allí presentes). La procedencia de los sedimentos, si bien es en larga medida de origen andina, ha sufrido variaciones desde el Mioceno hasta el presente. En particular, durante el Neógeno, el aporte en este sector fue controlado por movimientos asimétricos relacionados a subsidencia dinámica de las cuencas Pampa Sur y Nordpatagónica (Folguera *et al.*, 2015) y luego, durante el Cuaternario, se han identificado mayoritariamente con los aportes eólicos andinos y mediante los principales sistemas fluviales como el Desaguadero, el Colorado y el Río Negro (Zárate, 2005 y citas allí presentes). Desde el punto de vista mineralógico y composicional, los sedimentos neógenos y cuaternarios de la provincia de Buenos Aires se caracterizan por abundante vidrio volcánico, plagioclasas, feldespatos potásicos, cuarzo y volcániclastos; subordinadamente se encuentran anfíboles, piroxenos, magnetita, micas y apatita. Los argilominerales son mayoritariamente illita, interestratificados illita/esmectita, esmectita y escasa caolinita (Gonzalez Bonorino, 1965; Teruggi, 1957). Estas proporciones pueden variar espacio-temporalmente entre las distintas unidades formacionales. Según González Bonorino (1965), la secuencia sedimentaria del Pleistoceno-Holoceno de la provincia de Buenos Aires se puede dividir en dos zonas, una inferior (Zona II) caracterizada por mayor abundancia de esmectita por sobre caolinita e illita, y una zona superior (Zona I) caracterizada por mayor abundancia de illita por sobre esmectita y caolinita. Camilión (1993) extiende la Zona II hasta los depósitos Pliocenos de la Formación Chapadmalal (*sensu* Kraglievich, 1952). La separación entre las dos zonas estaría provocada por un cambio en la procedencia. La zona inferior (Zona II) estaría vinculada con aportes de la cuenca del Paraná y se caracterizaría por una mayor abundancia de cuarzo; mientras que la zona superior (Zona I) reflejaría una composición marcadamente más volcániclastica de origen andino. Sin embargo, en el caso de los depósitos pliocenos en cercanías de Mar del Plata, un cambio de procedencia, así como el identificado por González Bonorino (1965) no parece ser viable por razones geográficas. Por otra parte, Teruggi (1957) asevera que las esmectitas (montmorillonita) en los mismos depósitos son de naturaleza detrítica y fruto de por lo menos dos ciclos de retrabajo sedimentario. En este contexto, la uniformidad de los minerales y de la textura sedimentaria representan un problema para la determinación de de la dinámica sedimentaria de estos depósitos.

Sobre la base de estos conceptos, para poder interpretar mejor la dinámica sedimentaria se requiere elementos de análisis distintos de los nombrados. Por un lado, Teruggi *et al.* (1974), establecen para los depósitos de Miramar (Mar del Plata) un criterio estratigráfico basado en la presencia de discontinuidades que, en muchos casos, se identifican con la presencia de paleosuelos. Por otra parte, los productos de alteración determinados en minerales y mineraloides, así como la naturaleza de las arcillas, detríticas o de neoformación, pueden arrojar información sobre los tiempos de los procesos que han actuado y los tiempos de sedimentación (Stoops *et al.*, 2010).

Con el fin de dilucidar estos aspectos, se adquirieron testigos corona por aproximadamente 70 m de profundidad de sedimentos neógenos y cuaternarios continentales en las proximidades de Tres Arroyos (provincia de Buenos Aires). Sobre la base de estos estudios se determinó que las unidades sedimentarias perforadas corresponden al subciclo Pleistoceno tardío-Holoceno *sensu* Zarate (2005) (*circa* 10 m), correlacionables con la Formación Lujanense *sensu* Fidalgo *et al.* (1973); y al subciclo Mioceno tardío-Plioceno medio/tardío *sensu* Zárate (2005) (*circa* 60 m) correlacionables con la Formación Barker (Rabassa, 1973) y Monte Hermoso (Zavala, 1993). Según estudios preliminares, el tramo neógeno de la sucesión muestreada presenta niveles calcretizados y variaciones significativas en el contenido de arcillas. Las mismas no están acompañadas por variaciones significativas en la asociación mineralógica en roca total definidos mediante DRX. Es por ello que el objetivo general planteado para este trabajo es establecer la dinámica sedimentaria dentro de una sucesión neógena continental en la llanura interserrana bonaerense.

Del objetivo general se desprenden una serie de objetivos específicos que consisten en: a) Identificar variaciones en las tasas de aporte vinculadas a procesos postdepositacionales; b) Relacionar cambios de procedencia con variaciones en las asociaciones mineralógicas; c) Identificar, cuantificar y diferenciar minerales y argilominerales (ópalo, ceolita, esmectita, illita) producto de meteorización con particular énfasis en el vidrio volcánico.

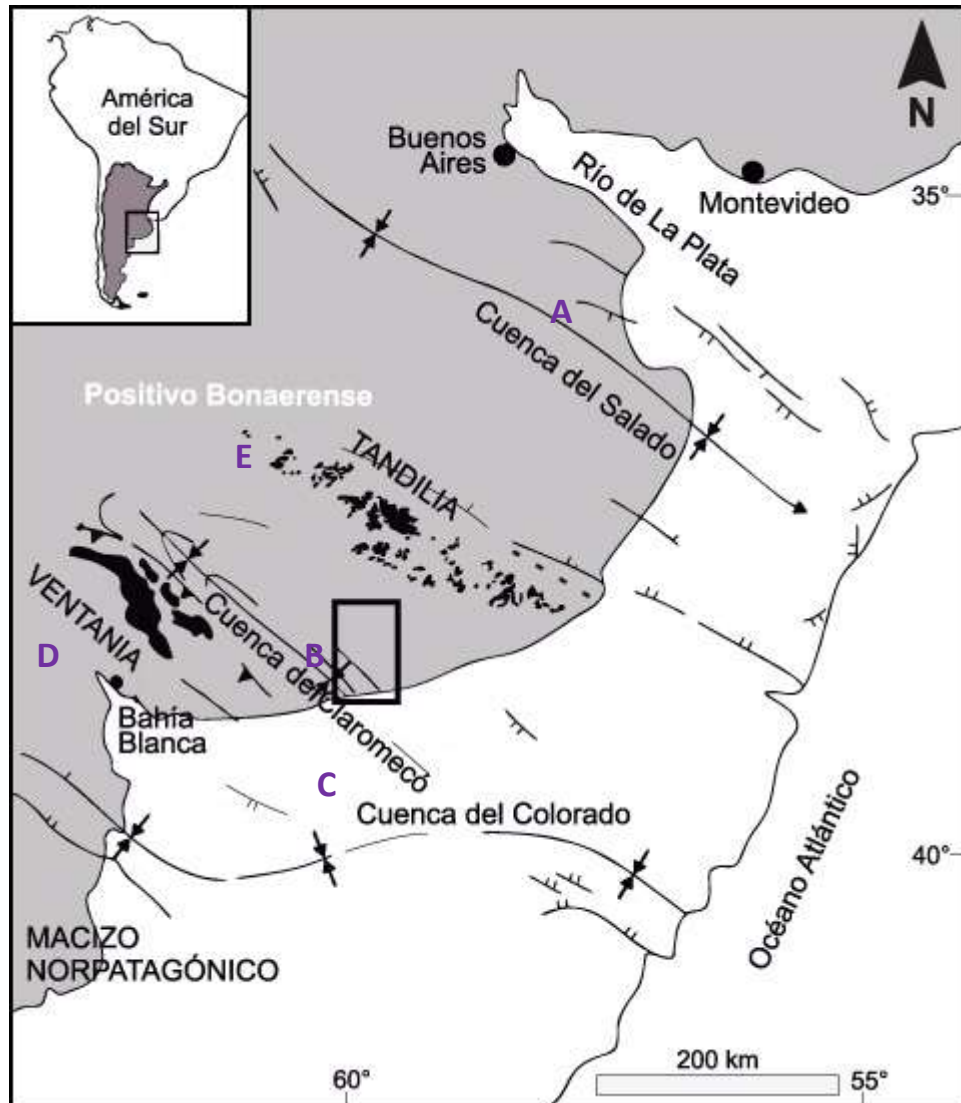
Para lograr los objetivos generales y específicos planteados se llevaron a cabo tareas secuencialmente ordenadas de: recopilación bibliográfica, microscopía óptica, difracción de rayos X (DRX) tanto en roca total como en la fracción arcilla, y luego el análisis e interpretación de los datos obtenidos.

## 2. AREA DE ESTUDIO Y ANTECEDENTES

### 2.1 INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra dentro de la llanura pampeana bonaerense, en directas cercanías de la ciudad de Tres Arroyos y dentro de la cuenca hidrográfica del arroyo Claromecó. Desde el punto de vista geológico, la misma se encuentra enmarcada en el denominado Positivo Bonaerense, área que está compuesta por tres

unidades morfoestructurales diferentes: las Sierras Septentrionales (Tandilia), las Sierras Australes (Ventania) y la llanura interserrana que coincide, aproximadamente, con la cuenca paleozoica de Claromecó (Fig.1) (Dalla Salda *et al.*, 2005).



**Figura 1.** Localización de la cuenca del Arroyo de Claromecó y principales unidades morfoestructurales en la provincia de Buenos Aires (modificado de Sosa *et al.*, 2017). **A:** Cuenca del Salado. **B:** Cuenca de Claromecó. **C:** Cuenca del Colorado. **D:** Cuenca de Macachín. **E:** Positivo Bonaerense.

Tandilia está formada por un conjunto de cerros y sierras bajas compuestas por unidades de basamento de edad transamazónica, que se extienden por 350 km de largo con una orientación NO-SE, un ancho de 60 km en la zona central y hacia los extremos 5-10 km (Zárate, 2005). Según estudios geofísicos (Kostadinoff, 1985), su estructuración puede continuarse hacia la plataforma continental con unos 57 km al sudeste de Punta Mogotes.

Por su parte, Ventania constituye un cordón montañoso de unos 160 km de longitud máxima en sentido N-S, y unos 70 km de ancho en sentido E-O y de edad más reciente, con un basamento del Neoproterozoico-

Paleozoico Inferior y una cobertura silicoclástica paleozoica con diversos grados de deformación dúctil (Cingolani, 2005 y referencias allí citadas).

Finalmente, la llanura interserrana bonaerense abarca la totalidad del sector que Frenguelli (1950) denominó Pampa Interserrana, incluyendo las áreas pedemontanas de Ventania y el piedemonte sudoccidental de Tandilia. Conforman una planicie con cotas máximas poco superiores a los 200 metros en la parte central entre ambos cordones montañosos, que desciende gradualmente hacia el océano atlántico en el sur (Zárate *et al.*, 2005).

Orientada con su eje mayor entre las sierras mencionadas, se extiende la cuenca de Claromecó la cual constituye una cuenca de antepaís periférica donde se acumularon los depósitos sinorogénicos de Ventania (Ramos y Kostadinoff, 2005). Más recientemente, a partir del Mioceno temprano, el ascenso andino procuró activar una serie de cuencas entre los 34° 30' y 41° latitud Sur que migraron desde el oeste hacia el este en concordancia con la migración del arco (Folguera *et al.*, 2015). Se generaron altas tasas de aporte sedimentario que lograron cubrir uniformemente el antepaís, incluyendo el Positivo Bonaerense. Únicamente la transgresión marina paranense (Mioceno medio-tardío; Marengo, 2006) logró interrumpir estos procesos de sedimentación. Sin embargo, luego de dicha transgresión, la sedimentación continental continuó dando inicio al denominado gran ciclo de sedimentario cenozoico de la provincia de Buenos Aires (Pascual, 1965).

## **2.2. SEDIMENTACIÓN CONTINENTAL DEL CENOZOICO TARDIO EN EL POSITIVO BONAERENSE**

El gran ciclo sedimentario cenozoico abarca un lapso muy extenso y aflora en diversas localidades dentro de la provincia de Buenos Aires. Zárate (2005), divide la sucesión sedimentaria del Cenozoico tardío (Mioceno tardío–actual) en 4 intervalos estratigráficos o subciclos a partir del análisis de las características de las litofacies y las relaciones estratigráficas, basado en la presencia de discontinuidades que, en la mayoría de los casos, coincide con la presencia de paleosuelos. En términos generales, los depósitos exhiben características litológicas que permiten ser interpretadas como facies fluviales y fluvio-eólicas subordinadamente como facies eólicas primarias (Zárate, 2005). Cada subciclo está caracterizado por diversas discontinuidades formadas, mayoritariamente, por niveles calcretizados (toscas) o paleosuelos cálcicos que indican una cierta estabilidad para el momento. El techo de cada subciclo por tanto se caracteriza por la presencia de discontinuidades de distribución regional que indican un cambio significativo en las tasas de aporte sedimentario.

El primer intervalo, que caracteriza el Mioceno tardío (12/11 Ma - 7/6 Ma), registra el comienzo del ciclo sedimentario continental del Cenozoico tardío. Los depósitos forman parte de la cubierta sedimentaria que aflora en el sur bonaerense, que continúan en la provincia de La Pampa (Fm. Cerro Azul), abarcando los dominios de la Cuenca del Colorado, Macachín y el Positivo Bonaerense (Fig. 1 C, D y E). En las dos primeras áreas, suprayace a los depósitos marinos miocenos del mar paranaense (Fm. Barranca Final, Yrigoyen, 1975). La

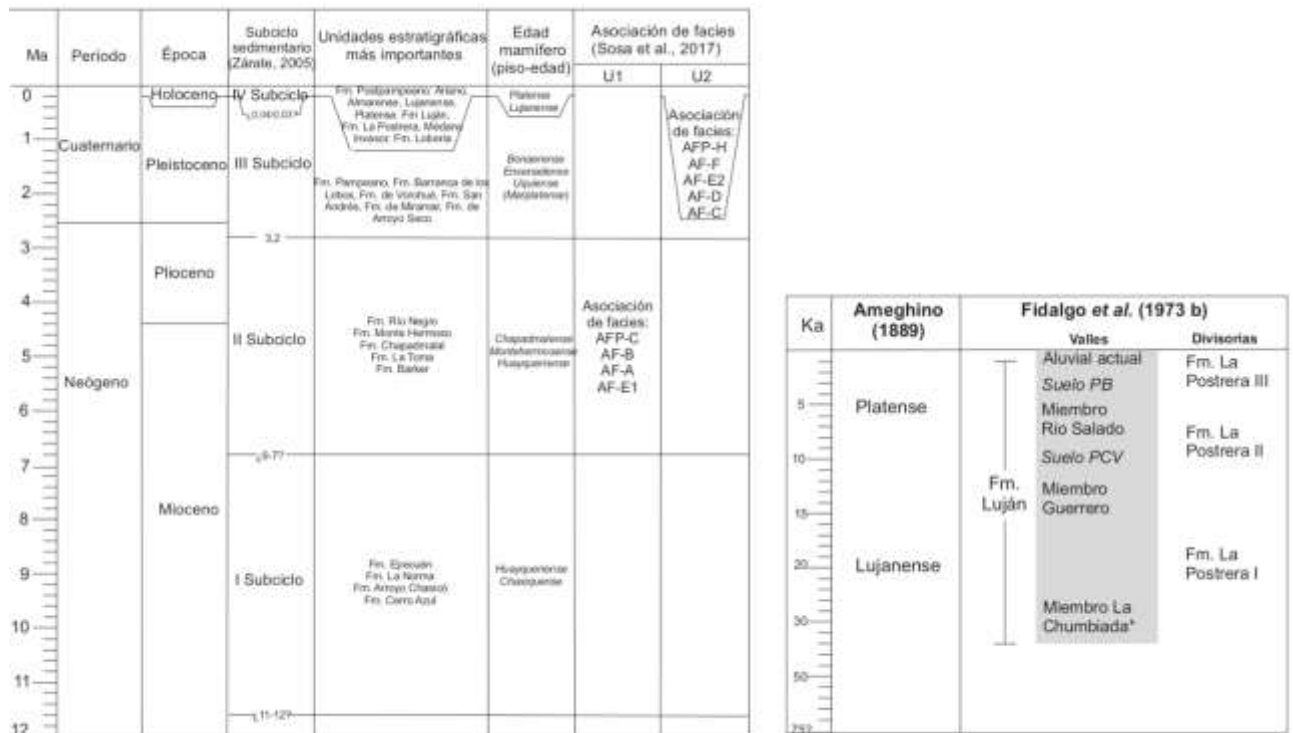
sucesión de este intervalo finaliza con una capa de tosca sucedida por los depósitos eólicos del Pleistoceno tardío-Holoceno, constituyendo el material parental de los suelos actuales.

El segundo intervalo, que inicia en el Mioceno tardío y perdura hasta el Plioceno medio/tardío, aflora en la Cuenca del Colorado y en el Positivo Bonaerense (Fig. 1 C y E). En la Cuenca del Colorado, los sedimentos son de naturaleza volcániclastica (Fm. Rio Negro, Andreis, 1965) y provienen de un ambiente de depositación aluvial intercalado a depósitos eólicos. Los espesores se incrementan de norte a sur hacia Carmen de Patagones (Fidalgo *et al.*, 1975). Éstos son sucedidos por los Rodados Patagónicos (rodados de vulcanitas) que afloran en varias localidades de la Cuenca del Colorado. En el Positivo Bonaerense las sucesiones sincrónicas con la Fm. Rio Negro, afloran en su perímetro sur, en la costa atlántica, desde Mar del Plata hasta Bahía Blanca y a lo largo de los valles australes de Ventania. Este intervalo también finaliza con una costra calcárea cubierta, en general, por depósitos eólicos del Pleistoceno tardío- Holoceno.

El tercer intervalo (Plioceno tardío-Pleistoceno tardío) está expuesto en el extremo sudeste de Tandilia (acantilados de Mar de Plata-Miramar) y en el flanco norte de la cuenca del Salado (Pampa Ondulada) (Fig. 1). Se inicia con facies fluviales que gradan a ambientes de planicies de inundación. En la sección de los acantilados se registra un cambio sustancial en las condiciones paleoambientales, con respecto a las condiciones precedentes, que incluyen un cambio faunístico significativo (Tonni *et al.*, 1992; Vizcaíno *et al.*, 2004). Se produce una reactivación de los valles excarvados por el sustrato plioceno medio-tardío, el relleno de estos paleovalles fueron reunidos en varias unidades litoestratigráficas, y éstos a su vez, fueron reunidas en dos aloformaciones, que se subdividieron en alomiembros (Zárate, 1989). La sucesión se inicia con depósitos areno-limosos que rellenan paleocanales; lateralmente gradan a depósitos de desborde y facies eólicas finas. Hacia arriba pasan a depósitos de planicie de inundación con intervalos con formación de suelos y costras de tosca. Los niveles cuspidales incluyen depósitos de canal y de desborde.

El cuarto y último intervalo abarco un lapso que se extiende desde el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno). Registra, por lo tanto, el último ciclo de glaciación, así como la transición climática hacia el interglacial actual y la colonización por parte del hombre. Es por ello que representa el subciclo sedimentario más estudiado y que reúne una gran cantidad de propuestas estratigráficas. Del punto de vista sedimentario, está integrado por depósitos de interacción fluvio-eólica. Inicialmente, Ameghino (1889) subdivide este paquete sedimentario en dos pisos: Lujanense y Platense (Fig. 2). Sucesivamente, Fidalgo *et al.* (1973a y b) subdividen la propuesta de Ameghino en secuencias estratigráficas de valle y de divisorias, siendo las primeras caracterizadas por sedimentos aluviales y las segundas mayoritariamente eólicos. Bajo este criterio, en las secuencias de valle, el piso Lujanense está integrado por los miembros La Chumbiada (Dillon y Rabassa, 1985) y Guerrero de la Formación Luján, mientras que el piso Platense es redefinido como equivalente al Miembro Río Salado de la misma unidad, y se incorporan dos suelos enterrados denominados Suelo Puesto Callejón Viejo y Suelo Puesto Berrondo. Las divisorias, en cambio, suelen estar cubiertas por un extenso manto eólico que cubre

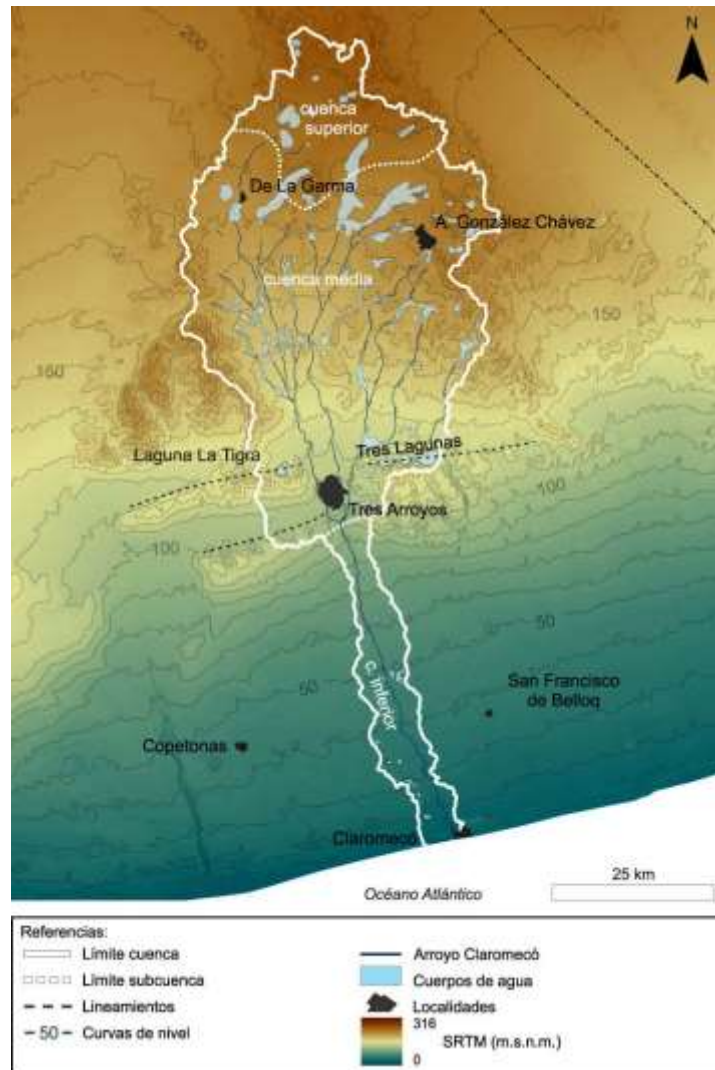
transgresivamente unidades de diferentes edades según la región, inclusive el sustrato paleozoico. Fidalgo *et al.* (1973 a) agrupan estos depósitos en la Formación La Postrera (Fig. 2)



**Figura 2.** Correlación entre las asociaciones de facies de la cuenca del arroyo Claromecó, los subciclos sedimentarios definidos por Zárate (2005) y la asociación de facies de Sosa *et al.* (2017). Esquema estratigráfico para los depósitos del subciclo Pleistoceno tardío-Holoceno, modificado de Zárate (2005). Modificado de Sosa (2018).

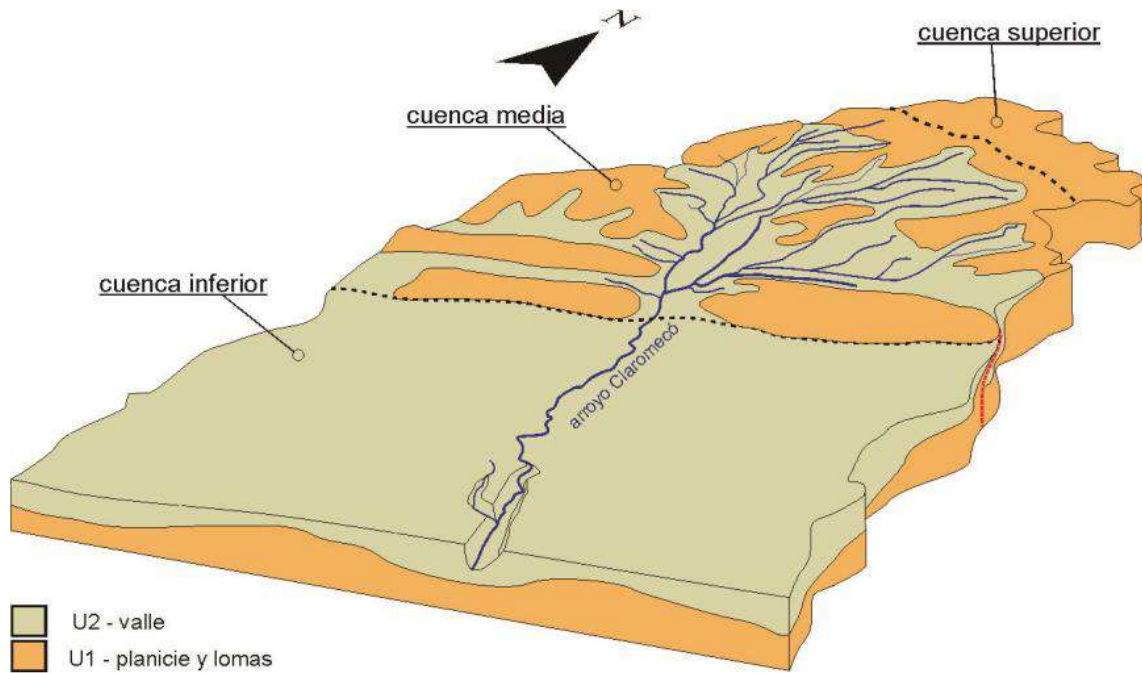
### 2.3. CUENCA HIDROGRAFICA DEL ARROYO CLAROMECÓ

La cuenca hidrográfica del arroyo Claromecó (37°42'S, 59°57'O; 38°54'S, 60°33'O) está ubicada en el sector central del Positivo Bonaerense y su orientación y posición atribuye el nombre a la cuenca paleozoica de Claromecó. El arroyo nace en un alto topográfico llamado Pampa de Juárez, el cual presenta un drenaje con tres brazos principales que confluyen en un solo curso a la altura de la localidad de Tres Arroyos y que, finalmente, desemboca en la costa atlántica unos 130 km hacia el SSE (Fig.3) (Sosa *et al.*, 2017). La cuenca cubre una superficie de 3017,18 km<sup>2</sup> y un perímetro de 285 km (Carbone y Pícolo, 2002). Las rocas más antiguas aflorantes en el área son de edad paleozoica y pertenecen a la Formación Tunas; por encima se dispone una cubierta sedimentaria de edad Neógena-Cuaternaria (Sosa *et al.*, 2017).



**Figura 3.** Cuenca del arroyo Claromecó y su partición en cuenca superior, media e inferior. (Tomado de Sosa *et al.*, 2017)

Geomorfológicamente, el paisaje se caracteriza por la presencia de planicies relativamente elevadas y lomas asociadas, que representan el sustrato neógeno de la cuenca, y por la presencia de valles excavados en dicho sustrato (Fig. 4). Sosa *et al.* (2017) divide estas geofomas en unidades: la unidad U1 (planicie y lomas), constituida por una zona de planicie de baja pendiente asociada a una serie de lomas elongadas y de poca elevación relativa ( $\sim 15$  m); y la U2 (valle) que se desarrolla entre las lomas del sustrato neógeno. La U1 está compuesta por sedimentos finos a conglomerádicos cubiertos por una costra calcárea de espesores que varían entre 0,3 y 2 m. La U2, por su parte, constituye el relleno sedimentario cuaternario que conforma la planicie aluvial actual.



**Figura 4.** Diagrama de bloques de la cuenca del arroyo Claromecó con la distribución de las unidades geomorfológicas (U1 y U2) tomado de Sosa *et al.* (2017).

En este contexto y en el marco de un estudio conducido por el Instituto de Hidrología de Llanuras “Dr. Usunoff” (Azul, Buenos Aires), se realizó una perforación de 70 m con el objetivo de estudiar las concentraciones de Arsénico, tanto en el sedimento como en el agua, y sucesivamente, dilucidar los procesos geoquímicos que determinan su movilidad. El pozo, llamado PP-6, fue realizado al este de la ciudad de Tres arroyos, en la propiedad del Tiro Federal de la ciudad homónima ( $38^{\circ}21'54.68''S$ ;  $60^{\circ}14'39.95''O$ ), (Fig. 5). El punto de perforación se encuentra dentro de los depósitos de valle (*sensu* Sosa *et al.*, 2017) y pocas decenas de metros del Primer Brazo del Tres Arroyos. Sierra *et al.* (2016) sintetizan la estratigrafía para el lugar de la siguiente manera: un basamento hidrogeológico de rocas sedimentarias paleozoicas a 150 - 200 m de profundidad. En discordancia angular, se presenta una sucesión sedimentaria de edad Cenozoico: “El Rojo” (Mioceno inferior), “El Verde” (Mioceno superior), sedimentos Pampeanos (Mio-Plioceno) y Pospampeanos (Pleistoceno-actual). Estas dos últimas, se estimaron en 120 m de espesor en la zona de estudio mediante SEV (Weinzettel y Varni, 2007).

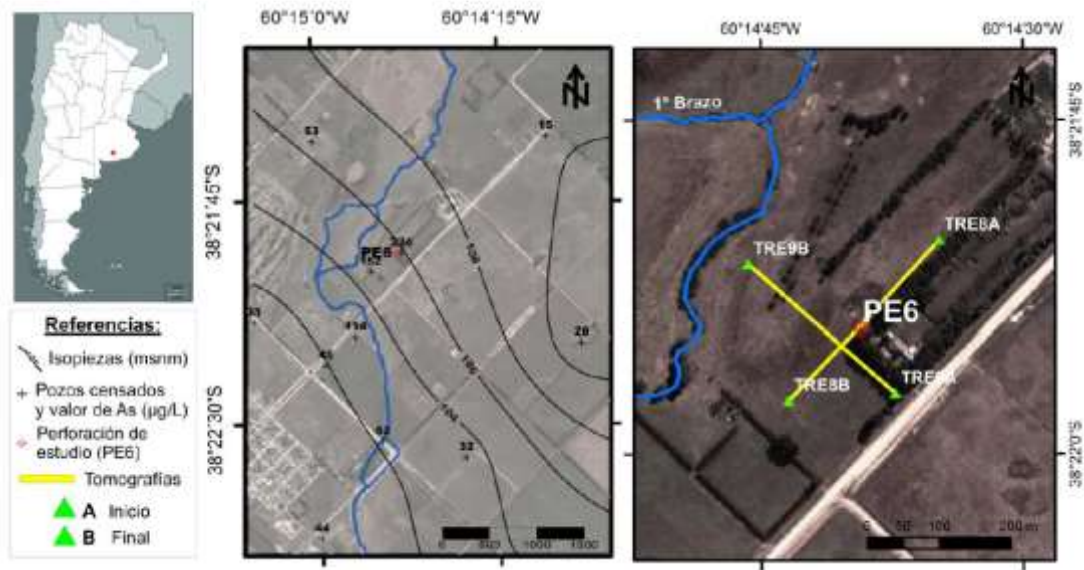


Figura 5. Ubicación del área de estudio. Imagen tomada de Sierra *et al.* (2016).

### 3. METODOLOGÍA

#### 3.1. INTRODUCCIÓN

#### 3.2. TAREAS DE GABINETE

Al momento de iniciar con las actividades de la TFL, se contó con muestras continuas de sedimentos neógenos continentales extraídos en la perforación realizada en las inmediaciones del tiro federal de la ciudad de Tres Arroyos (partido de Tres Arroyos, provincia de Buenos Aires) ( $38^{\circ}21'54.68''S$ ;  $60^{\circ}14'39.95''O$ ) (Fig. 5) y proporcionadas por el Instituto de Hidrología de Llanuras (IHLLA). De los 70 m perforados, los primeros 40 m son de testigos corona continuos, mientras que los restantes 30 m son de *cutting*. Asimismo, se obtuvo una descripción macroscópica de las litologías, estructuras y características relevantes de los testigos, así como Difracción de Rayos X (DRX) de roca total y de arcillas, las cuales fueron utilizadas para el estudio llevado a cabo en este trabajo (Fig. 6).

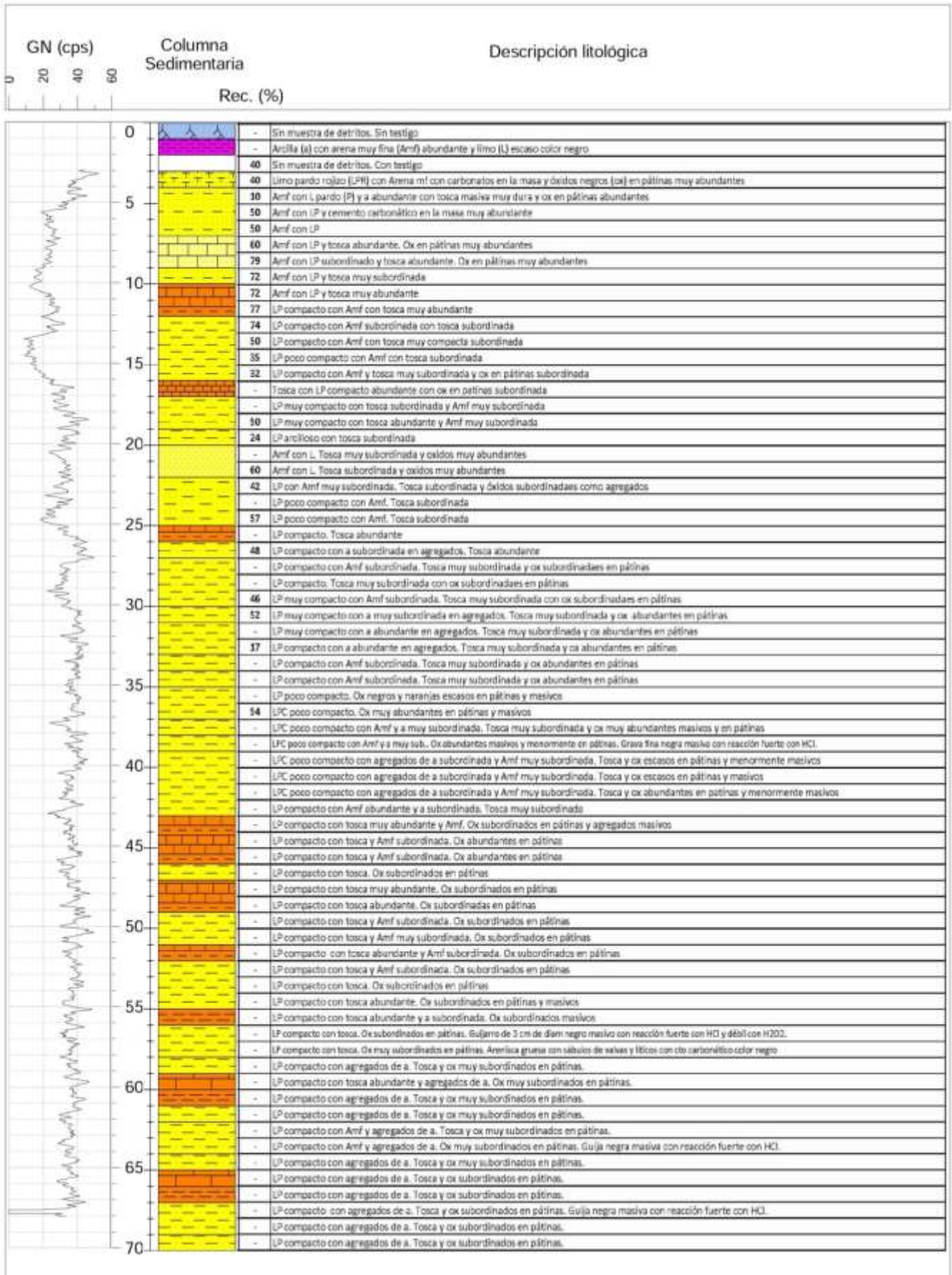


Figura 6. Columna sedimentaria obtenida a partir del análisis del testigo corona y cutting proporcionado por el IHLLA

### 3.2.1 Recolección de material bibliográfico

Con el objetivo de investigar el estado del conocimiento del área de estudio se realizó una recopilación bibliográfica abarcando aspectos generales de la Llanura Interserrana Bonaerense (Argentina) e información de detalle sobre la localidad de Tres Arroyos (Provincia de Buenos Aires) incluyendo sus características estratigráficas, sedimentarias, y composicionales, y haciendo hincapié en los paleosuelos presentes.

### 3.2.2 Petrografía

Con el fin de estudiar la dinámica sedimentaria en la columna analizada, se realizaron un total de 15 cortes delgados. La elección de los cortes se estableció, por su parte, sobre la base de la presencia de pedregos que pudieran indicar la presencia de paleosuelos. En cada corte delgado, se estudió la mineralogía de los sedimentos tamaño limo mediante microscopio óptico de polarización *Nikon Eclipse E-200 POL* en el Laboratorio de Petrografía del Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP). Con éste se reconocieron especies minerales presentes en la muestra y se clasificaron según su grado de alteración relativa, siguiendo un criterio generado en este trabajo, en: clase 0 (no alterado), clase 1 (poco alterado), clase 2 (alterado) y clase 3 (muy alterado).

### 3.2.3 Análisis modal

Sobre los cortes delgados se realizó además un análisis modal de limos mediante un contador *Swift*<sup>®</sup> instalado en microscopio *Nikon Eclipse E-200 POL* en el Laboratorio de Petrografía del Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP). Para cada muestra se contaron 200 puntos con los cuales se calcularon los principales índices estadísticos: promedio, valor mínimo y valor máximo. No sólo se tuvo en cuenta la mineralogía presente, sino también la cantidad de minerales y mineraloides isomorfos, opacos, asimilables por su aspecto y forma a rasgos redoximórficos compuestos por óxidos e hidróxidos de Fe y Mn.

### 3.2.4 Descripción micromorfológica

Con el fin de establecer alguna dinámica postsedimentaria vinculada a la formación de paleosuelos, se realizó sobre los 15 cortes delgados seleccionados con presencia de pedregos, una descripción micromorfológica usando la metodología propuesta por Bullock *et al.* (1985) y modificaciones posteriores (Stoops, 2003; Stoops *et al.*, 2010). Para ésto se tuvieron en cuenta diversos aspectos como: la relación entre los componentes gruesos (esqueleto) y los finos (plasma), sus respectivos porcentajes y el límite gruesos/finos (basado en la escala granulométrica *Phi*). Además, se observó el patrón de distribución de la basal, su tipo de fábrica y microestructuras presentes. También se tuvo en cuenta la presencia de vacíos o poros, de granos y agregados, como así también pedregos asociados. Estos últimos, han sido particularmente descriptos y calificados en términos de calidad y abundancia en cada muestra. Por último, se

interpretaron los principales procesos pedogenéticos que dieron lugar a los diferentes paleosuelos. Los componentes descriptos fueron fotografiados a través de la cámara fotográfica *Nikon Coolpix 995* montada sobre el microscopio *Nikon Eclipse E-200 POL* en el Laboratorio de Petrografía del Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP).

### 3.2.5 Clasificación de paleosuelos y pedofacies

La clasificación de los paleosuelos está basada principalmente en la metodología descrita por Mack *et al.* (1993), la cual está centrada en la identificación de los rasgos principales observables en el perfil, como los procesos de hidromorfismo, argiluvación, carbonatación, entre otros. Sin embargo, con el fin de establecer un criterio más abarcativo de los procesos observados, se implementó la metodología mencionada, un propio código de pedofacies con el fin de enriquecer los procesos descriptos por Mack *et al.* (1993) con aquellos observados en las propias muestras. De manera similar a las formas comúnmente usadas para clasificar litofacies, se tomó como modelo la denominación de Miall (1985) para, en este caso, mediante el uso de letras mayúsculas y minúsculas jerarquizar los procesos pedogenéticos y denominar, en este caso, las pedofacies. Para esto, la primera letra en mayúscula representa el proceso pedogenético primario o dominante y la segunda letra en minúscula representa el proceso pedogenético secundario o predominante dentro de los procesos no dominantes.

### 3.2.6 Difracción de Rayos X - Análisis semicuantitativo

Las 15 muestras de sedimento con rasgos postsedimentarios fueron analizadas mediante análisis por Difractometría de Rayos X (DRX) en un difractómetro PANalytical X'Pert PRO utilizando radiación de Cu y filtro de Ni, en el Laboratorio de Difracción por Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP) con el fin de identificar y semicuantificar la mineralogía de la roca total y de los argilominerales presentes en la fracción arcilla de las muestras. La preparación de las muestras, tanto de roca total como de la fracción menor a 4  $\mu\text{m}$  (fracción arcilla) se realizó mediante la metodología propuesta por Moore y Reynolds (1997). La técnica consiste en una etapa de pretratamiento común para las muestras de Roca Total y Arcillas orientadas. En primera instancia, se muelen la muestra en un mortero de porcelana hasta obtener un polvo impalpable. Una vez que se consigue la textura esperada, se guardan en envases de plástico rígido rotulados.

Roca total (RT): Luego del pretratamiento, las muestras se colocan en discos portamuestra de acero inoxidable y se ingresan al equipo de difracción de rayos X. La lectura de las muestras se realiza con una velocidad de registro de  $2^\circ 2\theta/\text{min}$ , con una constante de tiempo de 4 segundos y un intervalo de registro entre  $5^\circ$  y  $80^\circ 2\theta$ .

Los archivos generados en la etapa de adquisición de datos son abiertos por el software X'Pert Highscore Plus. Allí, los difractogramas se grafican directamente con el espaciado  $d$  (Å) de los planos que producen la reflexión. Este valor depende directamente de la relación establecida por la Ley de Bragg:

$$n\lambda = 2d\sin\theta$$

Donde  $n$  es un número entero,  $\lambda$  es la longitud de onda del rayo X,  $d$  es el espaciado (Å) entre la familia de planos equivalentes y  $\theta$  es el ángulo de difracción. Se visualizan, de tal manera, difractogramas de intensidad versus  $d$ .

Estos gráficos son luego estandarizados mediante la definición de la línea base (*background*) y la identificación de los parámetros de ancho/profundidad de pico. La interpretación de los picos correspondientes a los componentes presentes en la muestra bajo estudio se realiza mediante la comparación de la intensidad y espaciado de los mismos en el difractograma con una base de datos. De las especies minerales reconocidas se consideraron solo aquellos que superaban una probabilidad de coincidencia de picos del 10%.

Arcillas orientadas (AO): la preparación de las muestras se ha realizado según la propuesta de Moore y Reynolds (1997). Para ésto, las muestras molidas se mezclan enérgicamente con agua destilada en cilindros de 25 ml. Luego de 20 minutos, tiempo estimado sobre la base de la ley de Stokes, se extraen mediante pipeteo 4ml de solución en alícuotas de 2 ml. De esta manera, se obtienen las fracciones inferiores a los 4  $\mu\text{m}$ . Cada alícuota (2 ml) de sobrenadante extractado se coloca en un portaobjetos de vidrio (2 vidrios portaobjetos por muestra) y se deja secar 24 horas. Con ellos se realizan tres tratamientos que se detallan a continuación:

- Natural: la muestra se inserta en el portamuestras del difractómetro y se mide sin ulteriores procedimientos.

- Glicolada: una vez medida la muestra natural, se coloca el portaobjeto en un glicolador y se deja expuesto a los vapores del etilenglicol por 24 horas con el objetivo de hidratar las arcillas expansivas.

- Calcinada: se toma el segundo portaobjeto con la muestra natural secada anteriormente y se coloca en una mufla a 550°C durante 2 horas para que colapse la estructura cristalina de las arcillas expansivas y de la caolinita.

La lectura de las muestras se realizó con una velocidad de registro de 2°  $2\theta$ /min, constante de tiempo de 4 segundos y un intervalo de registro definido para cada una, siendo: entre 2° y 32°  $2\theta$  para la muestra natural, entre 2° y 26°  $2\theta$  para la muestra glicolada, y entre 2° y 15°  $2\theta$  para la muestra calcinada.

La semicuantificación de las diferentes especies de argilominerales se realizó mediante estimación manual según Biscaye (1965). Para esto, se miden las áreas encerradas bajo los picos de las reflexiones (001) de la illita, (002) de la caolinita, (001) de la clorita, (001) de la esmectita (001) de los interestratificados de illita-esmectita sobre el patrón de la precipitación natural. Se determinan así los porcentajes relativos de cada argilomineral dividiendo los valores de las áreas por un factor empírico de 1 (illita), 4 (esmectita) y 2 (caolinita y clorita).

## 4. RESULTADOS

### 4.1 INTRODUCCIÓN

En esta sección se presentan los resultados obtenidos a partir del análisis micromorfológico de las muestras estudiadas. Seguido por los resultados de la mineralogía y conteo sobre la base de la clasificación de pedofacies obtenida.

### 4.2 CLASIFICACIÓN DE PALEOSUELOS

Se analizaron 15 muestras de paleosuelos mediante la descripción micromorfológica basada en Bullock *et al.* (1985), Stoops (2003) y Stoops *et al.* (2010). Los pedorasgos hallados permitieron la interpretación de los procesos pedogenéticos que actuaron sobre las mismas. Finalmente, a cada muestra se le asignó un código pedofacial, donde la primer letra en mayúscula representa el proceso pedogenético dominante y la segunda letra en minúscula representa el proceso pedogenético secundario (Tabla 1). Este tipo de clasificación, fundado sobre la base observacional de los principales pedorasgos identificados a microescalas, permitió identificar pedofacies constituidas por procesos postdepositacionales (pedogenéticos) similares. Si bien Miall (1985) clasifica las litofacies en términos granulométricos, en este caso, dado los diferentes procesos pedológicos que pueden afectar a distintos sedimentos, no se quiso ordenar a las pedofacies por alguna clasificación jerárquica y por tanto figuran en orden alfabético. Las mismas se describen a continuación.

Tipo de paleosuelo	Pedofacies	Rasgos micromorfológicos	Proceso
--------------------	------------	--------------------------	---------

<b>Argillisol gleico</b>	Ag	Revestimientos de arcillas	Argiluviación
		Nódulos de Fe/Mn	Hidromorfismo
<b>Argillisol cálcico</b>	Ac	Revestimientos de arcillas	Argiluviación
		Canales rellenos de carbonatos	Carbonatación
		Nódulos de Fe /Mn	Hidromorfismo
<b>Calcisol</b>	C	Revestimientos de carbonatos	Carbonatación
		Hiporevestimientos de carbonatos	
		Nódulos de micrita	
<b>Calcisol gleico</b>	Cg	Revestimientos de carbonatos	Carbonatación
		Hiporevestimientos de carbonatos	
		Rellenos de carbonatos	
		Nódulos de micrita	
		Nódulos y revestimientos de Fe/Mn	Hidromorfismo
<b>Gleysol argílico</b>	Ga	Nódulos de Fe/Mn	Hidromorfismo
		Revestimientos de arcillas	Argiluviación
<b>Gleysol cálcico</b>	Gc	Nódulos de Fe/Mn	Hidromorfismo
		Rellenos de carbonatos	Carbonatación
<b>Vertisol gleico</b>	Vg	Grietas planares	Vertisolización
		Revestimientos microfracturados de arcillas	Argiluviación
		Nódulos de Fe/Mn	Hidromorfismo
		Cavidades alineadas	Bioturbación

**Tabla 1.** Tipo de paleosuelos, pedofacies, rasgos micromofológicos y procesos pedogenéticos.

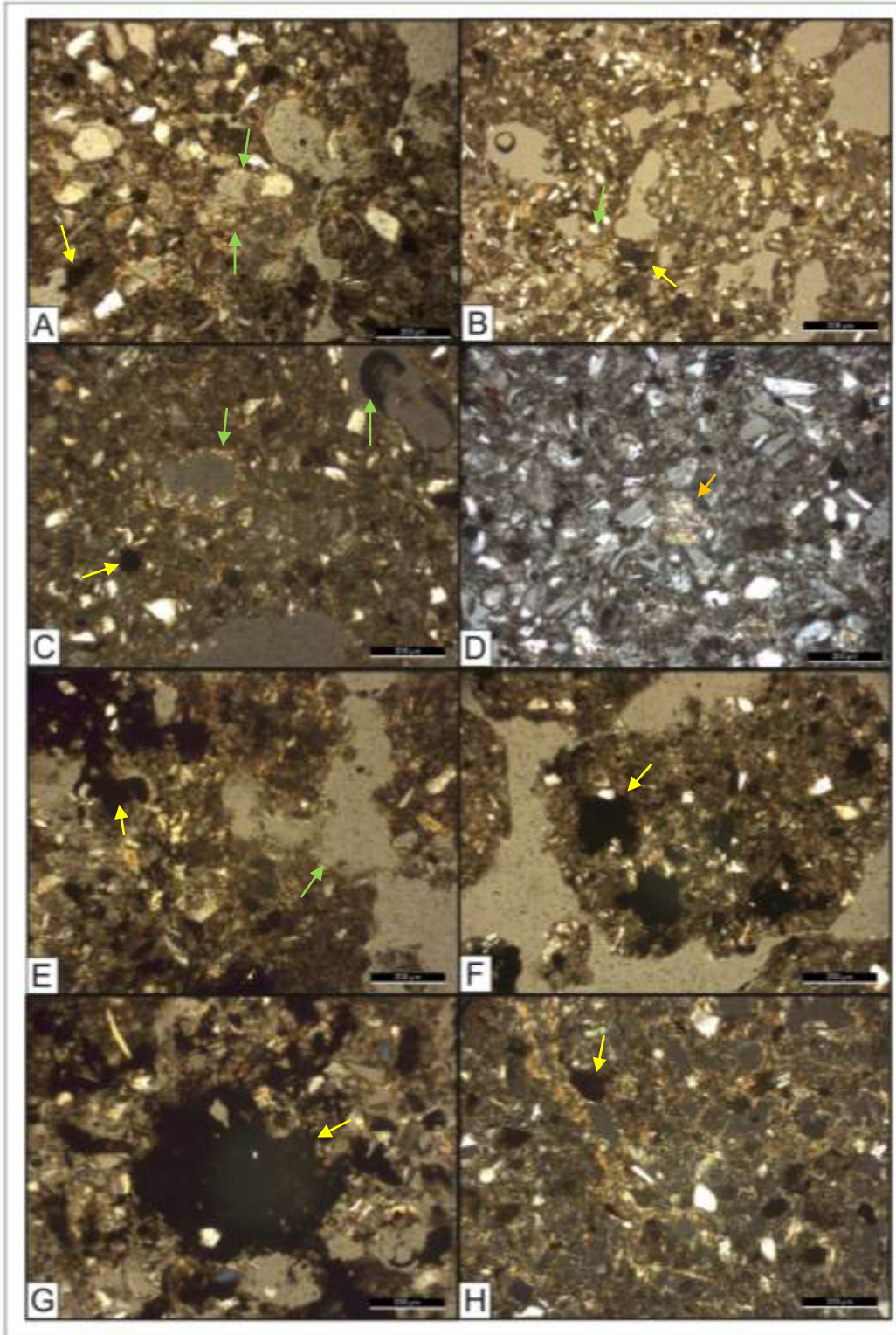
### 4.3 TIPO DE PEDOFACIES

#### 4.3.1 *Argillisol gleico (Aq)*

Esta pedofacies se reconoció en las muestras PP6-51, 55, 65 y 69. Presentan un 40% de componentes gruesos compuesto por granos minerales moderadamente a mal seleccionado, subangulosos a angulosos con superficie ondulada y poco esféricos. Los minerales más representativos son el cuarzo, plagioclasas, anfíboles, micas y trizas vítreas. El plasma está representado por el 60% restante, son minerales de arcillas indiferenciadas. Basados en la escala granulométrica *Phi* el límite gruesos/finos se encuentra en 6. En cuanto a los vacíos, se presentan como cavidades conectadas a canales y cámaras (Fig. 7. A-B-C-E).

La masa basal tiene un patrón de distribución relativa porfírica simple a abierta. La fábrica-b del plasma es estriada cruzada (Fig. 7. H), en cambio la del esqueleto es de tipo aleatoria.

Los pedorasgos más abundante en esta pedofacies son los revestimientos de arcillas impuras (Fig. 7. B-E) y límpidas (Fig. 7. A); así como revestimientos de arcillas sucias (Fig. 7. B-C) y cavidades con relleno incompleto de arcillas límpidas (Fig. 7. D). Secundariamente, se observan nódulos de óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso, los cuales son típicos, con una morfología en agregados, están fuertemente impregnados y son de tipo órticos (Fig. 7. A-B-C-E-F-G-H). Los rasgos de revestimientos e hiporevestimientos se pueden asociar a paleosuelos que han sufrido el proceso de argiluvación (Stoops, 2003; Stoops *et al.*, 2010). Asimismo, los pedorasgos identificados secundariamente, son generalmente asociados al proceso de hidromorfismo (Stoops, 2003; Stoops *et al.*, 2010). Por lo tanto, se define la presente pedofacies como Argillisol gleico, es decir un suelo asociado a procesos de argiluvación principalmente, con una componente de hidromorfismo importante.



**Figura 7.** Microfotografía de un Argillisol gleico **A:** Cavidades, recubiertas por revestimientos de arcillas límpidas (flecha verde). **B-E:** Cavidades recubiertas por revestimientos de arcillas sucias (flecha verde). **B- C:** Revestimiento de arcillas sucias (flecha verde). **D:** Relleno incompleto de arcillas laminadas límpidas (flecha naranja). **A-B-C-D-E-F-G-G-H:** Nódulos de óxidos de Fe y Mn (flecha amarilla). **H:** Fábrica- b estriada cruzada.

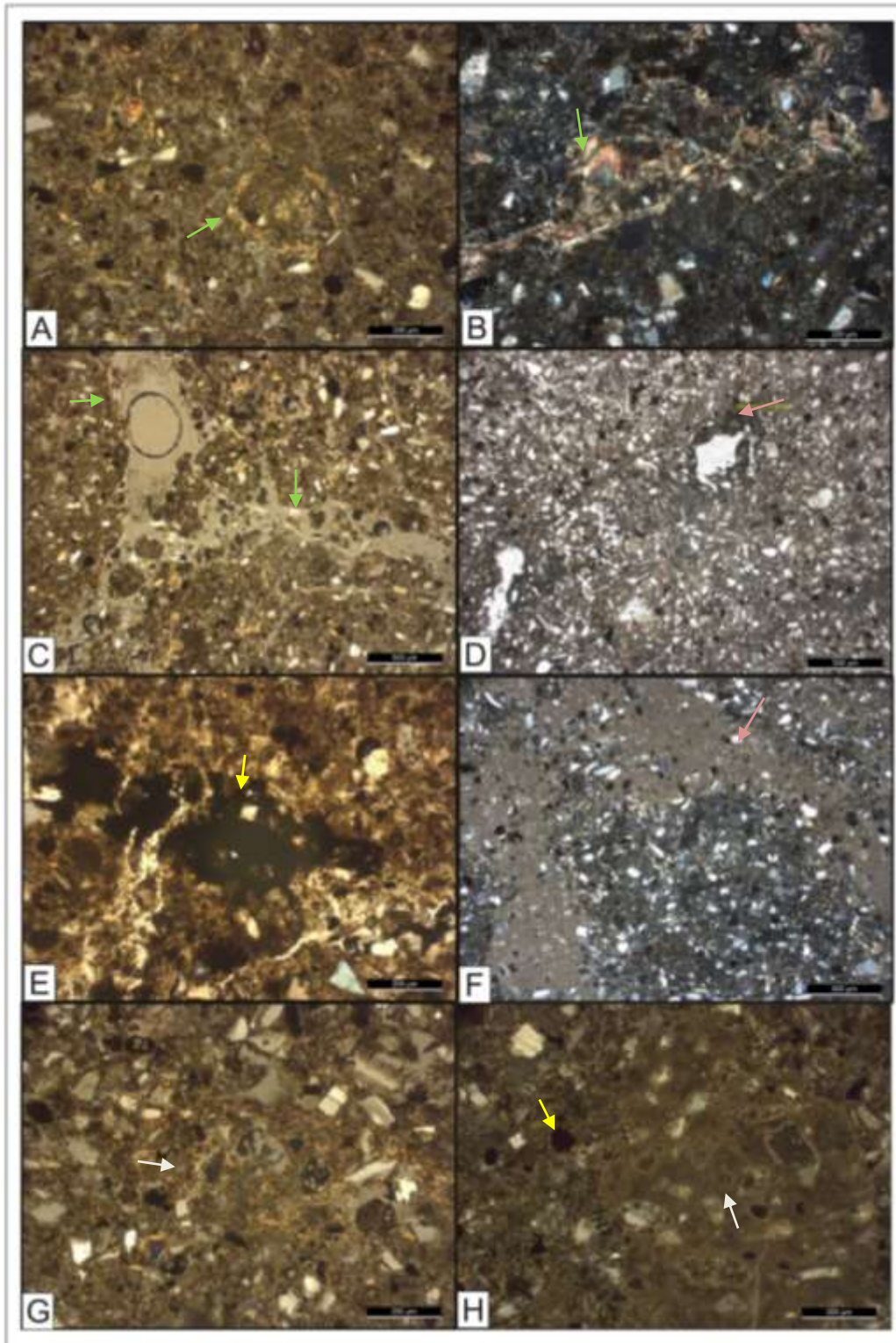
#### 4.3.2 *Argillisol cálcico (Ac)*

Esta pedofacies se reconoció únicamente en la muestra PP6-21. Presenta un 40% de componentes gruesos compuesto por granos minerales moderadamente seleccionados, subangulosos con superficie ondulada y poco esféricos. Los minerales más representativos son el cuarzo, plagioclasas, anfíboles, micas, trizas vítreas y clorita. Los componentes finos representan el 60% restante, son minerales de limos finos, arcillas indiferenciadas y micrita. Basados en la escala granulométrica *Phi* el límite gruesos/finos es igual a 6. En cuanto a los vacíos, se encuentran representados como cavidades, cámaras, grietas y canales rellenos con carbonatos (Fig. 8. F).

La masa basal presenta un patrón de distribución porfírica cerrada a abierta con una fábrica- b entrecruzada (Fig. 8. G). Las arcillas del plasma se encuentran orientadas, laminadas y son límpidas (Fig. 8. A-B).

Los pedorasgos que se destacan son los revestimientos de arcillas límpidas y laminadas, cubriendo granos (Fig. 8. A-B-C), hiporevestimientos de carbonato pulvurulento (Fig. 8. D-F). Así como la presencia de nódulos posiblemente de óxidos de hierro y manganeso típicos, con una morfología en agregados, moderadamente impregnados y órticos (Fig. 8. E-H).

Los pedorasgos más abundantes y por ende los que se definen como principales son los revestimientos e hiporevestimientos de arcillas. Estos tipos de pedorasgos, según Bullock *et al.* (1985) y modificaciones posteriores (Stoops, 2003; Stoops *et al.*, 2010), se identifican con el proceso pedogenético de argiluvación. Secundariamente, se observaron pedorasgos de tipo rellenos de carbonatos. Según Bullock *et al.* (1985) y modificaciones posteriores (Stoops, 2003; Stoops *et al.*, 2010), estos pedorasgos pueden asociarse a suelos caracterizados por carbonatación. Por tanto, se define la presente pedofacies como Argillisol Cálcico, es decir, un suelo asociado a procesos de argiluvación principalmente, con una componente de carbonatación importante.



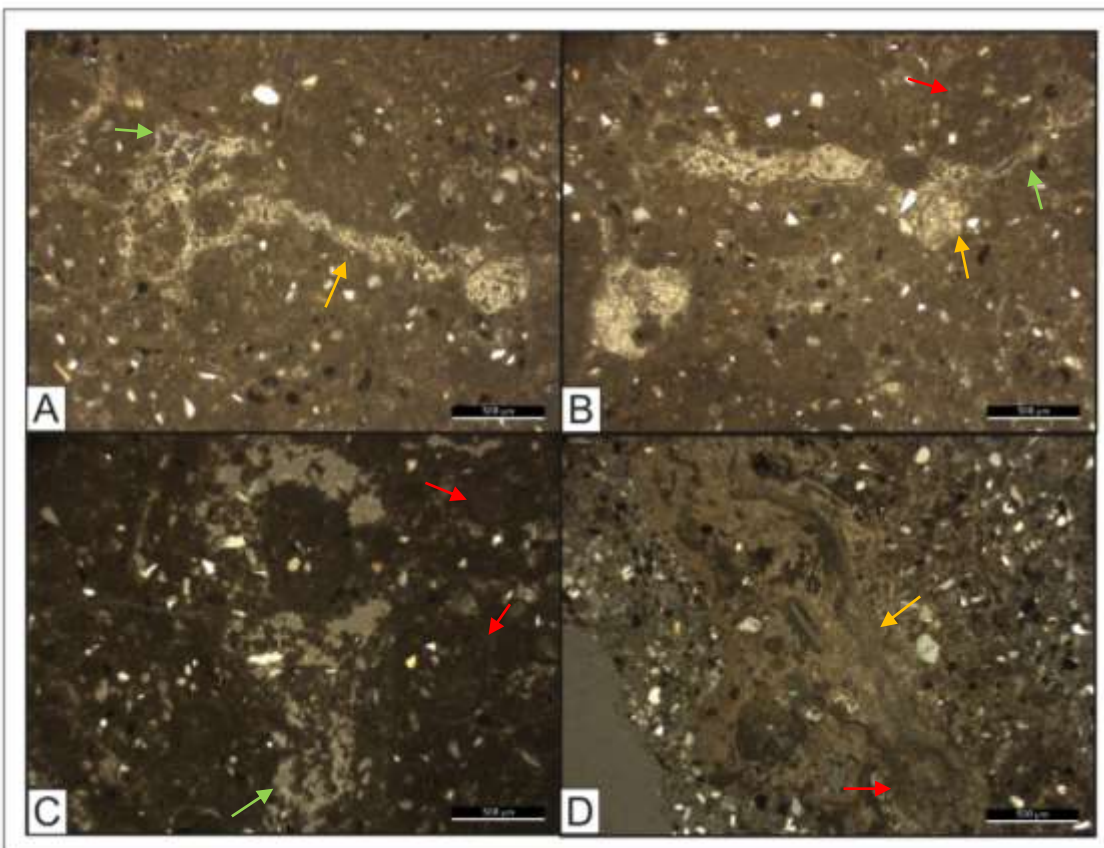
**Figura 8.** Microfotografía de un Argilisol cálcico **A-B-C:** Revestimiento en capas de arcillas límpidas (flecha verde). **D-F:** Hiporevestimiento de carbonato pulverulento (flecha rosa). **E-H:** Nódulos de óxidos de Fe y Mn (flecha amarilla). **G:** Fábrica-b cruzada (flecha blanca). **H:** Masa basal cristalítica (flecha blanca).

### 2.3.3 *Calcisol* (C)

Esta pedofacies se reconoció en la muestra PP6-9. Presenta un 40% de componentes gruesos compuesto por granos minerales pobremente seleccionados, subangulosos con superficie ondulada y poco esféricos. Los minerales más representativos son el cuarzo, plagioclasas y carbonatos. El plasma representa el 60% restante se encuentra representado por minerales de limos finos, arcillas indiferenciadas y micrita. Basados en la escala granulométrica *Phi*, el límite gruesos/finos es igual a 6. Los vacíos se encuentran representados por cavidades conectadas con canales y fisuras rellenas con carbonatos de tamaño microesparita (Fig. 9. A-B-C).

La masa basal de esta pedofacies presenta un patrón de distribución relativa porfírica simple. Por otra parte, la fábrica-b representada en la masa basal es del tipo cristalítica (Fig. 9. A-B).

Los pedorregos principales que se pueden encontrar en este tipo de paleosuelo son revestimientos (Fig. 9. A-B-C) y rellenos densos completos (Fig. 9. B) e incompletos (Fig. 9. A-C) de carbonato tamaño esparita, y rellenos densos completos de micrita (Fig. 9. D). También se destacan los nódulos de micrita (Fig. 9. B-C-D). Según Bullock *et al.* (1985) y modificaciones posteriores (Stoops, 2003; Stoops *et al.*, 2010), estos pedorregos pueden asociarse a suelos afectados por carbonatación. Por lo cual, se define la presente pedofacies como Calcisol.



**Figura 9.** Aspectos micromorfológicos de un Calcisol. **A-B-C:** Cavidades rellenas (flecha naranja) y revestimientos con carbonatos tamaño microesparita (flecha verde). **B-C-D:** Nódulos de micrita (flecha roja). **D:** Cavity de rellena por carbonatos tamaño micrita (flecha naranja). **A-B:** Fábrica cristalítica.

#### 4.3.4 *Calcisol gleico (Cg)*

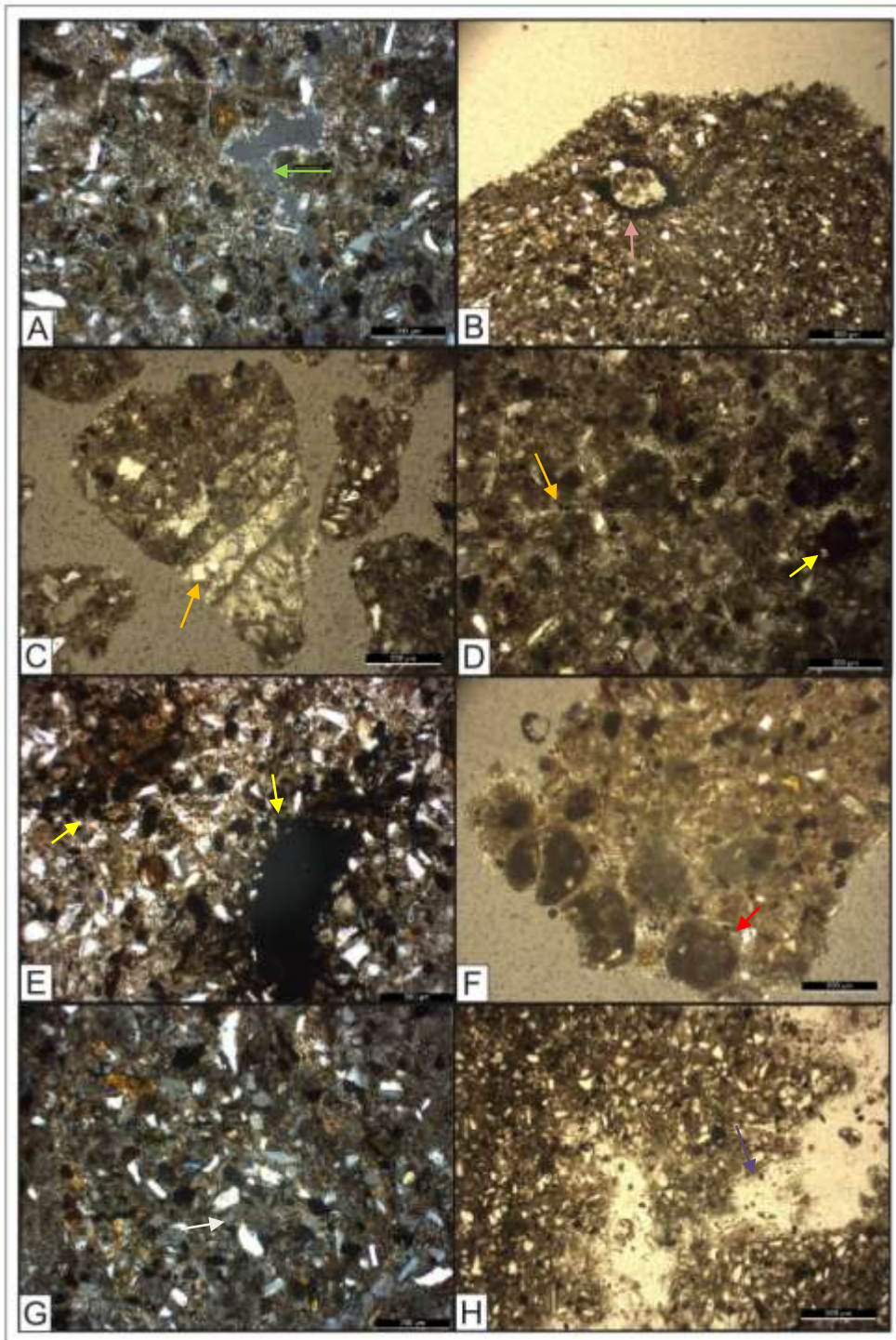
Ésta pedofacies se observa en las muestras PP6-26, 47 y 59. Presenta un 30% de componentes gruesos compuesto por granos minerales moderadamente a mal seleccionado, subangulosos con superficie ondulada y poco esféricos. Los minerales más representativos son el cuarzo, plagioclasas, anfíboles, micas y carbonatos. Los componentes finos representan el 70% restante, son minerales de limos finos, arcillas indiferenciadas y micrita. Basados en la escala granulométrica Phi, el límite gruesos/finos se encuentra en 6. En cuanto a las cavidades presentes se encuentran conectadas con canales y fisuras rellenas con carbonatos (Fig. 10. A-H).

La masa basal tiene un patrón de distribución relativa porfírica simple a abierta. La fábrica-b del plasma es de tipo cristalítica (Fig. 10. G).

Los pedorasgos más abundantes y los que se definen como principales son los revestimientos, hiporevestimientos de carbonatos tamaño microesparita (Fig. 10. A), que se encuentran recubriendo poros y cavidades, y rellenos de carbonatos tamaño esparita lo cuales están incompletos (Fig. 10. C-D), así como los nódulos de micrita (Fig. 10. F). Según Bullock *et al.* (1985), Stoops (2003) y Stoops *et al.* (2010), estos pedorasgos pueden asociarse a suelos afectados por carbonatación.

Secundariamente, se observan nódulos de óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso, los cuales son típicos, con una morfología ameboidal (Fig. 10. D-E) de fuertemente a moderadamente impregnados y órticos. Asimismo, se destacan los hiporevestimientos impregnativos, posiblemente de óxidos de hierro y manganeso (Fig.10. B). Los pedorasgos identificados, según Bullock *et al.* (1985), Stoops (2003) y Stoops *et al.* (2010), son generalmente asociados al proceso de hidromorfismo.

Por lo tanto, se define la presente pedofacies como Calcisol Gleico, es decir, un suelo asociado a procesos de carbonatación principalmente, con una componente de hidromorfismo importante.



**Figura 10.** Microfotografía de un Calcisol gleico **A:** Revestimiento (flecha verde). **B:** Hiporevestimiento impregnativo de Fe/Mn (flecha rosa). **C-D:** Relleno de fisuras con carbonatos tamaño esparita (flecha naranja). **D-E:** Nódulos de óxidos de Fe y Mn. **F:** Nódulos de micrita. **G:** Fábrica-b cristalítica (flecha blanca). **A-H:** Cavidades irregulares (flecha violeta).

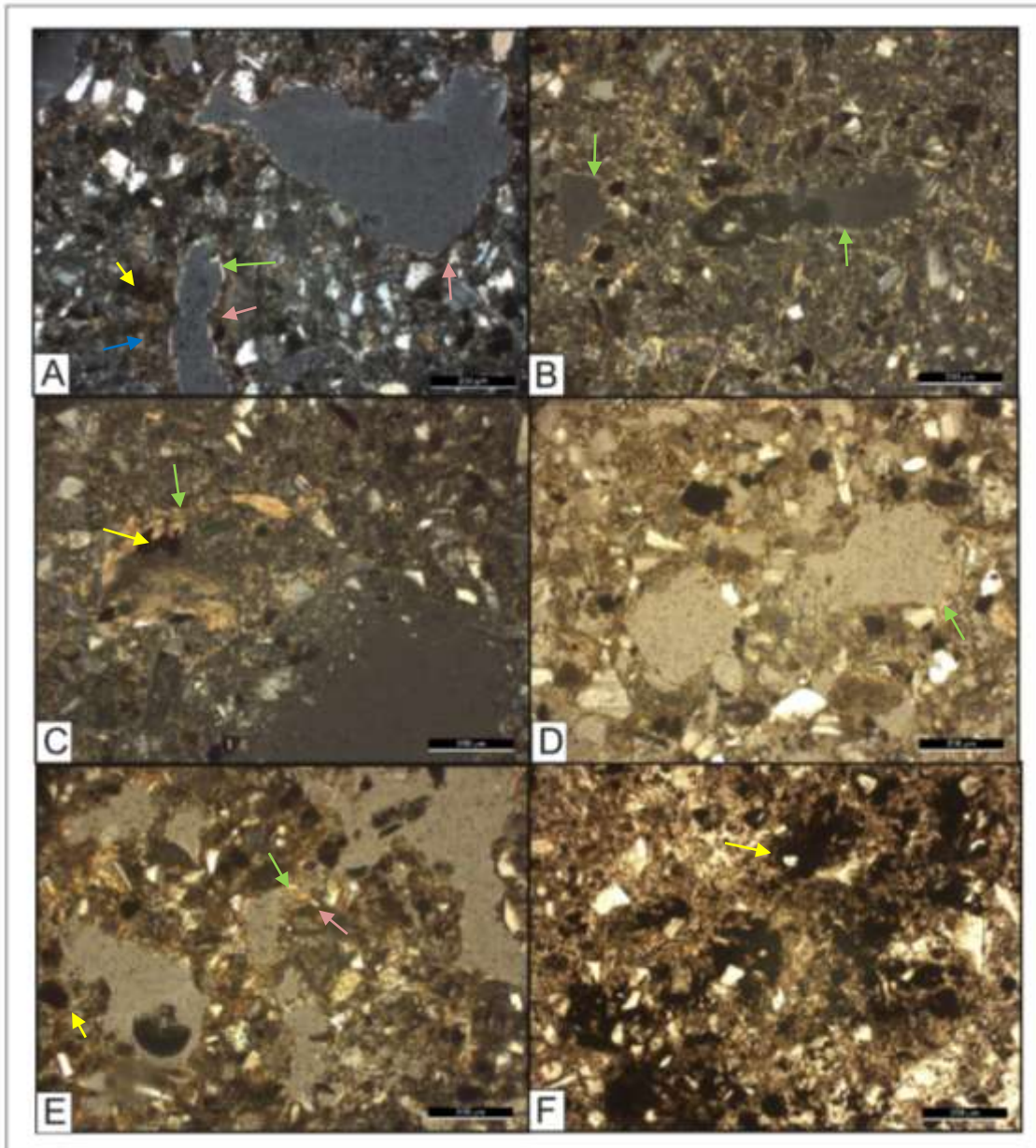
#### 4.3.5 *Gleysol argílico (Ga)*

Esta pedofacies se reconoció en las muestras PP6-10, 36, 40 y 44. Se observan un 40% de componentes gruesos que se componen de granos minerales moderadamente seleccionados y subangulosos con superficie ondulada y poco esféricos. Los minerales más representativos son el cuarzo, plagioclasas,

muscovita, olivinas, anfíboles, clorita, trizas vítreas e intraclastos de gran tamaño. El otro 60% está representado por componentes finos como minerales de arcillas indiferenciadas. Basados en la escala granulométrica *Phi* el límite gruesos/finos se encuentra en 6. Se destaca la presencia de vacíos de empaquetamiento complejo, cavidades, cámaras y canales (Fig. 11. A-B-C-D-E).

La masa basal de esta pedofacies es generalmente asociada a un patrón de distribución relativa que va desde porfírica simple a cerrada. Ésta presenta una fábrica aleatoria para el esqueleto, mientras que, en algunas zonas, el plasma presenta una fábrica-b estriada cruzada (Fig. 11.B).

Entre los pedorasgos más abundantes y los que se definen como principales son los nódulos típicos, formando agregados, fuertemente impregnados y órticos, posiblemente de óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso por su coloración negra (Fig. 11. A-C-D-E). Estos tipos de pedorasgos, según Bullock *et al.* (1985), Stoops (2003) y Stoops *et al.* (2010), se identifican con el proceso pedogenético de hidromorfismo. Secundariamente se observaron pedorasgos de tipo revestimientos de arcilla laminadas (Fig. 11. C-E), hiporevestimientos (Fig. 11. A-E) y cuasirevestimientos de óxidos de hierro y manganeso (Fig. 11. A). Estos pedorasgos se pueden asociar a un suelo que ha sufrido argiluvación. Por ésto, se define la presente pedofacies como Gleysol Argílico, es decir, un suelo asociado a procesos hidromórficos principalmente, con una componente de argiluvación de arcillas evidente.



Figura

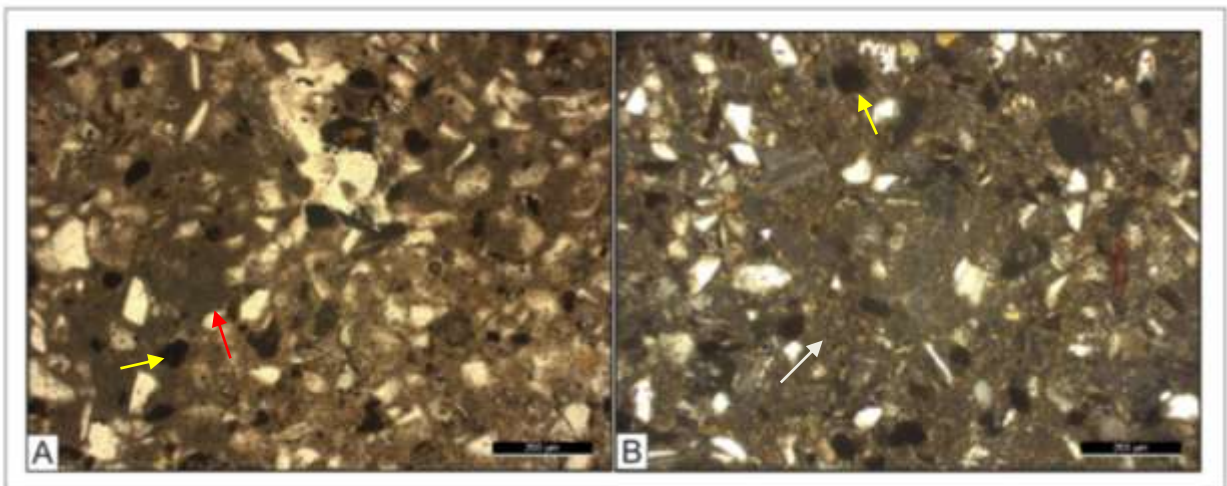
**11.** Aspecto micromorfológico de un Gleysol Argílico. **A-B-C-D-E:** Cavidades con revestimientos (flecha verde), hiporevestimientos (flecha rosa) y cuasirevestimientos (flecha azul) de arcilla. **A-C-D-E-F:** Nódulos de óxidos de Fe y Mn (flecha amarilla). **B:** Fábrica-b estriada (flecha blanca)

#### 4.3.6 *Gleysol cálcico (Gc)*

Esta pedofacies se reconoció en la muestra PP6-2. Presenta un 60% de componentes gruesos (o esqueleto del suelo) representados por granos minerales moderadamente seleccionados, subangulosos con superficie ondulada y poco esféricos. Basados en la escala granulométrica *Phi* el límite gruesos/finos se encuentra en 6. Los minerales más representativos son el cuarzo, plagioclasas, micas, cloritas, pómez y trizas vítreas. La masa basal (o plasma del paleosuelo) representa el 40% restante, son minerales de arcillas indiferenciados y micrita. En cuanto a los vacíos, como cámaras y cavidades, se encuentran en escasas cantidades.

La masa basal del paleosuelo tiene un patrón de distribución relativa porfírica simple, mientras que la fábrica del plasma posee una fábrica-b de tipo estriada (Fig. 12.B), y la del esqueleto es de tipo aleatoria.

Los pedorregos más abundantes, y por ende los que se definen como principales, son los nódulos típicos y fuertemente impregnados, probablemente de óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso por su coloración (Fig. 12. A y B). Estos tipos de pedorregos, según Bullock *et al.* (1985), Stoops, (2003) y Stoops *et al.* (2010), se identifican con el proceso pedogenético de hidromorfismo. Secundariamente se observaron pedorregos de tipo hiporevestimientos y rellenos de micrita (Fig. 12.B). Según Bullock *et al.* (1985), Stoops (2003) y Stoops *et al.* (2010), estos pedorregos pueden asociarse a suelos caracterizados por la carbonatación. Por tanto, se define la presente pedofacies como un Gleysol Cálculo, ósea un suelo asociado a procesos hidromórficos principalmente, con una componente de carbonatación importante.



**Figura 12.** Aspecto micromorfológico de un Gleysol Cálculo **A:** Nódulos de micrita (flecha roja) y nódulos de óxidos de Fe y Mn (flecha amarilla). **B:** Fábrica b estriada (flecha blanca)

#### 4.3.7 Vertisol gleico (Vg)

Este tipo de pedofacies se reconoció en la muestra PP6-32. Presenta un 30% de componentes gruesos compuesto por granos minerales moderadamente seleccionados, subangulosos y con superficie ondulada. Los minerales más representativos son el cuarzo, plagioclasas y cloritas. El 70% restante corresponden a los componentes finos que son minerales de limo fino y arcillas indiferenciados. Basados en la escala granulométrica *Phi*, el límite gruesos/finos se encuentra en 4.

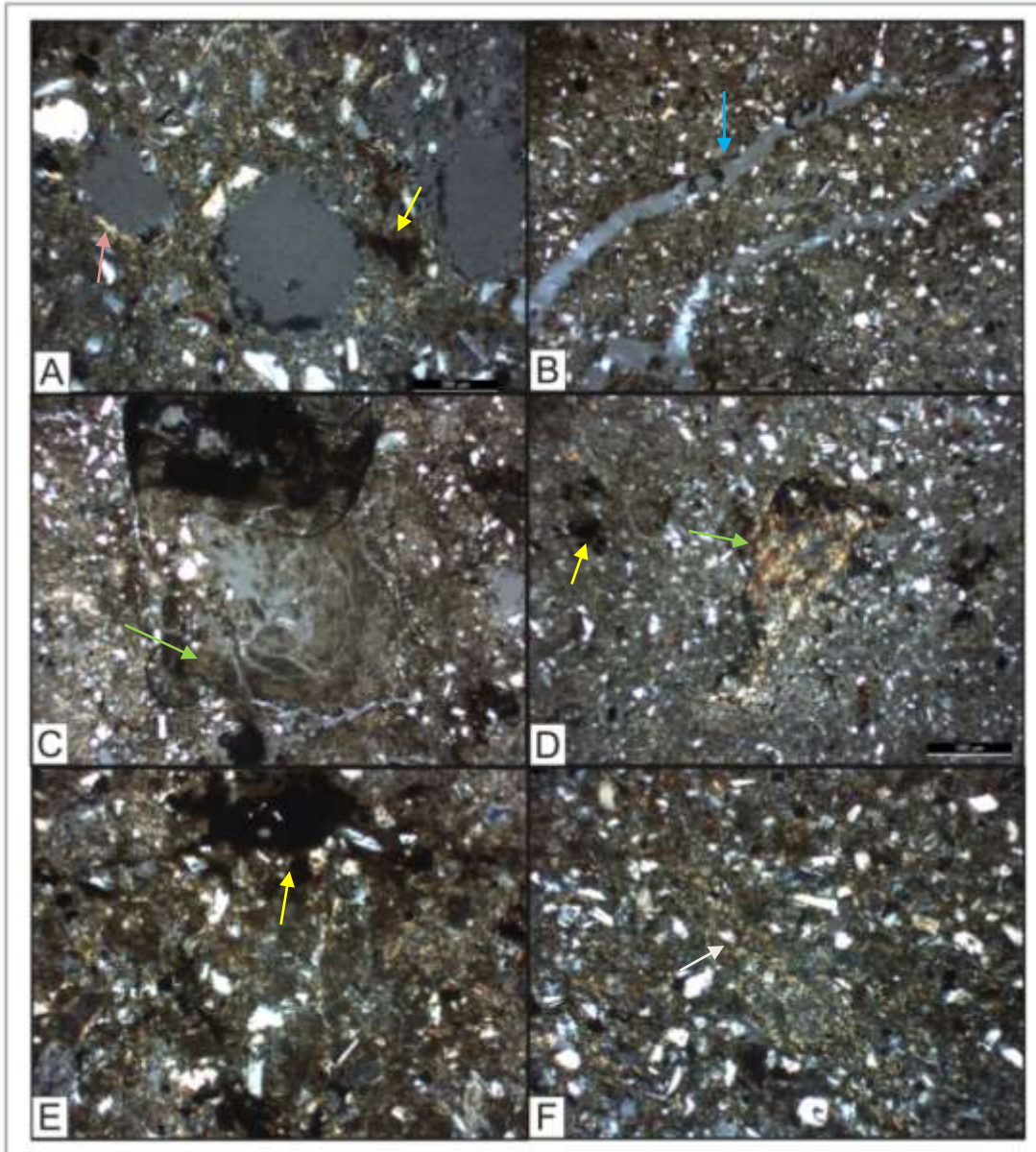
Esta pedofacies se caracteriza por presentar vacíos de empaquetamiento compuesto, cavidades, cámaras conectadas a canales y grietas planares (Fig. 13. B)

La masa basal tiene un patrón de distribución relativa de porfírica simple a abierta. La fábrica del esqueleto es de tipo aleatoria y la del plasma varía entre fábrica-b cristalítica y granoestriada (Fig. 13. C). También se identifican microestructuras de agregados prismáticos.

Dentro de los pedregos principales, se encuentran los revestimientos (los cuales se encuentran afectados por expansión-contracción), los cuales son de arcillas límpidas y laminadas (Fig.13. E), así como de arcillas impuras (Fig. 13.F). A su vez, se presentan hiporevestimientos (Fig. 13. B) y rellenos densos de arcillas, las cuales son impuras (Fig. 13. E-F). Estos tipos de pedregos, según Bullock *et al.* (1985), Stoops (2003) y Stoops *et al.* (2010), se identifican con el proceso pedogenético de vertisolización.

Secundariamente, se encuentran los nódulos típicos, conformando agregados, son fuertemente a moderadamente impregnados y de tipo órticos, posiblemente compuestos por óxidos e hidróxidos de Fe y Mn. (Fig. 13. A-D-E-F), así como los hiporevestimientos impregnativos de óxidos de hierro (Fig. 13. D). Según Bullock *et al.* (1985), Stoops (2003) Stoops *et al.* (2010), estos pedregos se identifican con el proceso pedogenético de hidromorfismo.

Por lo tanto, se define la presente pedofacies como Vertisol gleico, es decir un suelo asociado a procesos de vertisolización principalmente, con una componente de hidromorfismo importante.



Figura

**13.** Microfotografía de un Vertisol gleico. A: Cavidades alineadas con hiporevestimiento de arcillas impuras (flecha rosa). B: Grietas planares (flecha celeste). C: Revestimientos de arcillas impuras con signos de expansión-contracción (flecha verde). D: Revestimiento de arcillas límpidas y laminadas (flecha verde). A-D-E: Nódulos de óxidos de Fe y Mn. F: Fábrica-b cristalítica y granoestriada.

#### 4.4. CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE LA FRACCIÓN ARENA

Las principales especies mineralógicas identificadas en los cortes delgados mediante microscopio petrográfico fueron: Feldespatos, cuarzo, vidrio volcánico, micas, cloritas y olivinas. En forma muy minoritaria (< 0,1 %), se hallaron anfíboles.

**FELDESPATO:** El feldespato varía entre 63% y un 40%, por lo tanto es el mineral más abundante en todas las muestras analizadas, con un promedio de 45,3%. Dentro de los feldespatos se encuentran las dos especies minerales: plagioclasas y feldespatos alcalinos, siendo las primeras las que se presentan con mayor abundancia.

Las plagioclasas presentan cristales subeuhedrales a euhedrales con desarrollo de maclado polisintético, algunas de ellas mostrando signos de alteración en sus bordes. Dentro de los feldspatos alcalinos predomina la especie mineral ortoclasa, la cual se encuentra muy alterada.

CUARZO: el cuarzo varía entre un 20,2 y un 30,4 % y por tanto se encuentra dentro de los más abundantes. Es en términos generales monocristalino, si bien hayan encontrado escasos ejemplares de cuarzo policristalino; redondeado a subredondeado. Su aspecto es generalmente limpio, si bien, dependiendo de la muestra, pueda verse englobado por una matriz carbonática.

VIDRIO VOLCANICO: Sus concentraciones suelen variar considerablemente dependiendo de la muestra analizada entre un mínimo de 0,3% a un máximo de 30,6%; contenido promedio de 9,7%. La morfología del vidrio es variada, por lo general dominan las trizas, algunas en fragmentos muy angulosos y otras con formas de prismas alargados e irregulares, también se reconocieron otros con forma de pómez redondeado con presencia de vesículas. En la mayoría de los casos el vidrio se encontraba alterado (clase 1-2) presentando material birrefringente rodeando la estructura.

MICAS: Dentro de las micas, las especies minerales más representativas dentro de estas muestras, son la biotita y la muscovita. Su contenido máximo es del 6,3% a un contenido mínimo del 1% y un promedio de 2,9%.

CLORITA: Las concentraciones de la clorita varían entre un valor máximo de 3,6 % y un valor mínimo de 1%; presenta un contenido promedio de 2,6%. Su morfología es laminada, con un pleocroísmo variable (generalmente verde) y mayormente alteradas (clase 1-2)

OLIVINAS: Las concentraciones de la olivina varían entre un valor máximo de 4,3% y un valor mínimo de 0,3%; presenta un contenido promedio de 1,9%. Presentan una morfología redondeada, con fracturas irregulares y con birrefringencia muy alta. Poco alteradas (clase 1).

ANFÍBOLES: Sus concentraciones varían entre 0,3 % y 2,3 %, con un promedio de 0,8 %. Presenta prismas alargados de relieve medio alto, de color verdoso y neto pleocroísmo hacia verdes oscuros.

#### **4.5. CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE LA FRACCIÓN PELÍTICA**

El estudio de la fracción pelítica muestra la presencia de diversas especies minerales: esmectita, illita, interstratificados illita/esmectita, caolinita, ceolitas y cloritas.

ESMECTITA: la esmectita varía entre 5,56% y 15,07%. Su pico irregular compuesto por numerosos picos a formar un difractograma de tipo "serrucho" no permite establecer un índice de cristalinidad. Por su parte, la forma irregular permite establecer con cierta seguridad un origen *in situ* para este argilomineral y con menos probabilidad que sea detrítica (Wilson y Pittman, 1977).

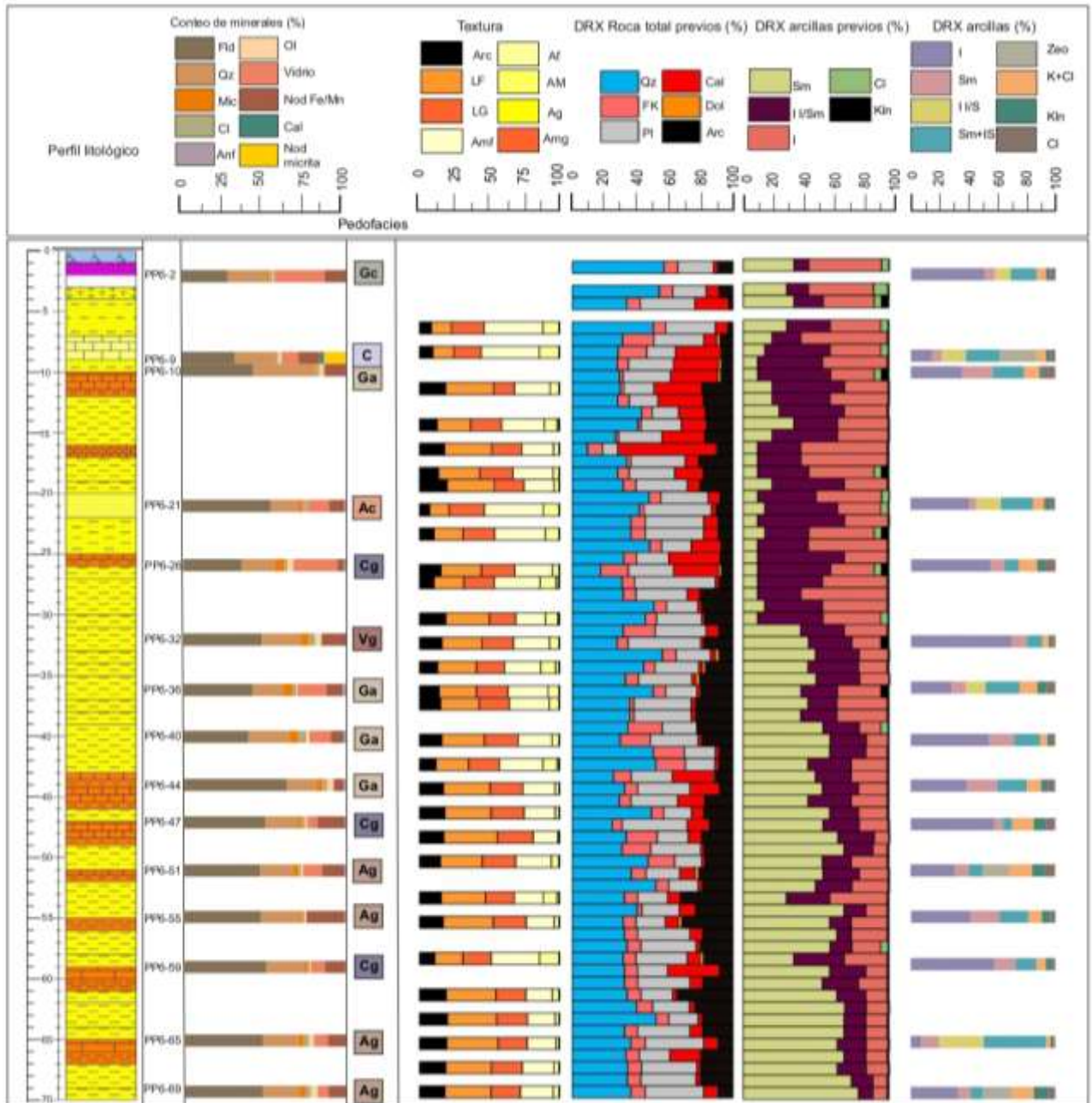
ILLITA: las concentraciones de illita varían entre un valor mínimo de 8,03% y un valor máximo de 57,5%; con un valor promedio de 34,2%. La misma se define por su pico (001) de mayor intensidad de 10 Å.

INTERESTRATIFICADOS I/S: Estas interestratificaciones sólo representan el 6% en promedio de las muestras analizadas, con valores máximos del 33% y valores mínimos de 10,5%. Los patrones de DRX se caracterizan por picos irregulares y serrados.

CEOLITAS: las ceolitas representan el 4,3% en promedio de las muestras analizadas, con valores máximos de 24,5%.

CAOLINITA: representan el 4,1% en promedio de las muestras analizadas, con valores máximos de 8,85% y valores mínimos de 1,25%. 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).

COLORITA: las concentraciones de clorita varían entre un valor máximo de 6,33% y un valor mínimo de 1,58%, con un valor promedio de 4%.



## 5. DISCUSIÓN

### 5.1 DINÁMICA SEDIMENTARIA

La columna sedimentaria analizada en el contexto de este Trabajo Final de Licenciatura está caracterizada por presentar sedimentos finos, por lo general limosos, atribuibles a ambientes fluviales y fluvio-eólico (Fig. 1). Estos sedimentos, si bien no se poseen fechados que permitan asignarle mayor exactitud temporal, se atribuyen en numerosos trabajos que al Neógeno y Cuaternario de la Provincia de Buenos Aires (Imbellone *et al.*, 1987; Zárate, 2005; Zárate y Rabassa, 2005; Sosa *et al.*, 2017 y referencias allí citadas). La estratigrafía de estos depósitos ha sido siempre controvertida y ha visto históricamente una gran proliferación de propuestas estratigráficas debido a la homogeneidad litológica y a la escasez de límites claros e identificables regionalmente. La dinámica sedimentaria de estos depósitos, cuyo estudio es objeto de este trabajo, presenta las mismas dificultades a la hora de establecer tasas de depositación y variaciones de procedencia. Varios autores (Teruggi *et al.*, 1974; Zárate, 2005; entre otros) han establecido un criterio estratigráfico para los depósitos de la llanura Pampeana, basado en la presencia de discontinuidades que, en muchos casos, se identifican con la presencia de paleosuelos. Siguiendo esta clave de lectura y tratando de establecer una dinámica sedimentaria dentro de la columna analizada en este trabajo, se decidió identificar y estudiar aquellos rasgos postdepositacionales atribuibles a la formación de paleosuelos. Mediante esta propuesta es evidente que la columna sedimentaria analizada presenta una heterogeneidad marcada en términos de elementos postdepositacionales. En primer lugar, la presencia de diversos niveles calcretizados (toscas) muestra que en el lapso de depositación de estos sedimentos, reiteradas veces se han establecido condiciones ideales para la depositación de carbonato de calcio. En términos generales, la presencia de calcretas puede indicar la adición o redistribución de carbonato de calcio asociado con procesos eluviales/iluviales (calcreta pedogenética), o bien por precipitación vinculada a la presencia de agua subterránea (calcreta freática) (Wright, 1994). Como resultado, se pueden reconocer microfábricas asociadas a uno o a otros procesos, denominadas microfábricas *Alpha* y *Beta*.

Las microfábricas *Alpha* presentan rasgos no biogénicos, que son el resultado de la sobresaturación de soluciones que se encuentran en el suelo, que luego precipitan en los poros recristalizando, reemplazando componentes y en algunos casos se dan múltiples fases de crecimiento de la calcita (Alonso Zarza *et al.*, 2010). Algunos rasgos característicos son una masa basal carbonática con fábrica cristalítica, y los rellenos carbonáticos dentro de las grietas que puede presentar el suelo (Alonso Zarza *et al.*, 2010). Los nódulos son comunes en los calcretes de tipo *Alpha*, pero su origen es difícil de establecer. El contorno de los nódulos puede ser un indicador de su génesis. Los nódulos con márgenes difusos pueden indicar que se formaron a partir de aguas meteóricas. Sin embargo, no es fácil distinguir entre los nódulos formados biogénicamente de los formados no-biogénicamente. De hecho, muchos nódulos han sido interpretados como el resultado de la

precipitación de carbonato alrededor de las raíces, lo que implicaría que son rizolitos (Alonso Zarza *et al.*, 2010).

Las microfábricas *Beta*, presentan rasgos biogénicos, los cuales son muy diversos e incluyen varios tipos: estructuras alveolar-septales, granos recubiertos, filamentos calcificados, rizolitos, esferulitas de calcita, microperforaciones y pellets fecales (Alonso Zarza *et al.*, 2010).

Sin embargo, Alonso Zarza *et al.* (2010) han demostrado que estos procesos pueden ocurrir simultáneamente y su clasificación puramente por *ascensum* o *descensum* ser de alguna manera muy simplista. Alonso Zarza *et al.* (2010), propone que la micromorfología de las calcretas reflejan los procesos, tanto biogénicos como no biogénicos, que inducen la precipitación del carbonato de calcio, aunque en la mayoría de las calcretas ambos tipos de procesos pueden operar simultáneamente determinando la presencia de rasgos tanto biogénicos como no biogénicos.

En lo que respecta a la dinámica sedimentaria, las calcretas representan en muchos casos una pausa en la sedimentación (Alonso Zarza *et al.*, 2010). Según Machette (1985), el nivel de desarrollo de las calcretas incide directamente sobre el tiempo de formación de las mismas y por lo tanto, en su funcionalidad como superficie de no deposición. Es por tanto que resulta fundamental estudiar la microfábricas de las calcretas para poder responder a cómo evolucionó la sedimentación en lo que respecta al análisis de una sucesión sedimentaria como la aquí la columna sedimentaria analizada. Resulta igualmente importante analizar los rasgos pedogénicos de la sucesión para establecer la formación de otros niveles durante pausas en la sedimentación, además de ofrecer información acerca de las condiciones ambientales de formación de los suelos en aquel momento.

En este contexto, únicamente 15 muestras de las 56 muestras presentan rasgos pedogénicos asociados a procesos de carbonatación, argiluvación, hidromorfismo, entre las más abundantes y principales registradas en este estudio.

Como se mencionó anteriormente, llama la atención la presencia de niveles calcretizados dentro de la sucesión analizada (Fig. 21 pedofacies C y Cg). Los niveles más significativos pueden observarse a los 60, 47, 26 y a los 9 mbbp. Sin embargo, los procesos de carbonatación están particularmente desarrollados en los niveles correspondientes a los 9 y 47 mbbp. El análisis micromorfológico, revela que estos dos niveles (9 y 47) están caracterizados por la presencia de nódulos carbonáticos, oolitos y esparita relleno de cavidades y grietas. Según Alonso Zarza *et al.* (2010), los nódulos carbonáticos, en general, son muy comunes en las calcretas, sean estas biogénicas (*beta*) o no biogénicas (*alpha*). Sin embargo, los nódulos carbonáticos con presencia de un núcleo compuesto por uno o varios minerales, así como detritos carbonáticos, se deben a patinas carbonáticas cuyo crecimiento estaría controlado por la actividad de microorganismos y raíces (Fig. 22. B). Así mismo, las cavidades rellenas con esparita pueden asociarse a la actividad radical (Alonso Zarza y Jones, 2007) (Fig. 22. A).

Estos rasgos identificarían una calcreta de tipo *beta* y por tanto asociada a actividad biogénica. Si bien no es posible, por la calidad de las muestras, eliminar una cierta contribución no biogénica (tipo *alpha*), los rasgos descriptos sugieren la presencia de actividades subsuperficiales controladas por organismos y por lo tanto la presencia de procesos de tipo *per descensum* (Alonso-Zarza *et al.*, 2010). El desarrollo de estos procesos permite a su vez establecer una cierta estabilidad de la superficie para que los mismos tuvieran lugar. Se configura de esta manera una etapa de no depositación para el periodo o bien de tasas de aporte relativamente bajas. La identificación de estos dos niveles (9 y 47 mbbp) permite por lo tanto y por el momento dividir a la sucesión sedimentaria en 3 tramos: una secuencia basal (1) desde la base de la sucesión hasta la calcreta ubicada a los 47 mbbp, una secuencia intermedia (2) que abarca desde el nivel de los 46 mbbp hasta la calcreta del nivel de los 9 mbbp, y finalmente, una secuencia somera o superior (3) ubicada entre el nivel de los 8 mbbp y el techo de la sucesión analizada.

Desde un punto de vista estratigráfico y geomorfológico, la secuencia superior (secuencia 3) representa los sedimentos más recientes que rellenan el valle de inundación del primer brazo del arroyo Claromecó. Según Sosa *et al.* (2017), los depósitos que rellenan los valles de esta zona se asignarían al subciclo sedimentario del Pleistoceno tardío-Holoceno (*sensu* Zarate, 2005).

El nivel correspondiente a los 9 mbbp (Fig.22.A) presenta rasgos semejantes a los descriptos por Sosa *et al.* (2017) en los depósitos neógenos del partido de Tres Arroyos y aflorantes en los relieves tanto en la cuenca alta como en la cuenca media del arroyo Claromecó. Dada la posición estratigráfica y geomorfológica de este nivel, el mismo podría vincularse al nivel de calcretas que Sosa *et al.* (2017) asigna a la Unidad 1, es decir, al subciclo sedimentario que Zarate (2005) asigna al Plioceno medio a tardío (Fig. 23). Sosa *et al.* (2017) asigna a estas calcretas los estadios de desarrollo IV y V, según Machete (1986). Si bien en el presente estudio no han podido observar pedorasgos a otra escala que no sea la micromorfológica, los microrasgos aquí definidos junto con la posición estratigrafía y geomorfología en el área de estudio, sugieren una posible correlación entre el nivel correspondiente a los 9 mbbp aquí analizado y las definidas por Sosa *et al.* (2017). De esta manera, la secuencia intermedia (2) podría vincularse a esta etapa de sedimentación.

Por su parte, el nivel que tiene lugar a los 47 mbbp (Fig. 22.B) presenta características micromorfológicas semejantes a las descriptas para el nivel anterior. Esto podría significar que el nivel de los 47 mbbp haya funcionado como una superficie de estabilidad y baja tasa de aporte, similarmente a como se interpreta que habría ocurrido para el nivel de los 9 mbbp. Esta posibilidad permite suponer que este nivel (47 mbbp) representa otro estadio de no depositación prolongada que permitió el desarrollo de esta calcreta. Zárate (2005) describe un subciclo sedimentario eólico a fluvio-eólico para la provincia de Buenos Aires asignado al Mioceno tardío-Plioceno medio/tardío que culmina con el desarrollo de calcretas con distribución regional. Por debajo del mismo se encuentran los depósitos asignados a la trasgresión paranaense. Estudios realizados en las cercanías del área de estudio, ubican a una serie de sedimentos que poseen altas concentraciones de

salinidad, asignados a la Formación Paraná del Mioceno medio-tardío, alrededor de los 112 m de profundidad (Wainzettel *et al.*, 2006). Es por tanto que el límite de los 47 mbbp podría verosíblemente asignarse al final del subciclo mio-plioceno (*sensu* Zarate, 2005).

En términos generales, la dinámica sedimentaria muestra al menos dos etapas relativamente prolongadas en el tiempo durante las cuales la tasa de aporte se vio significativamente disminuida. Éstas se ubicarían a los 47 y 9 mbbp del pozo analizado. Sin embargo, en cada secuencia, se observaron diversas pedofacies que revelan una dinámica aún más compleja y caracterizada por distintos procesos pedogenéticos que tuvieron lugar bajo distintas condiciones ambientales.

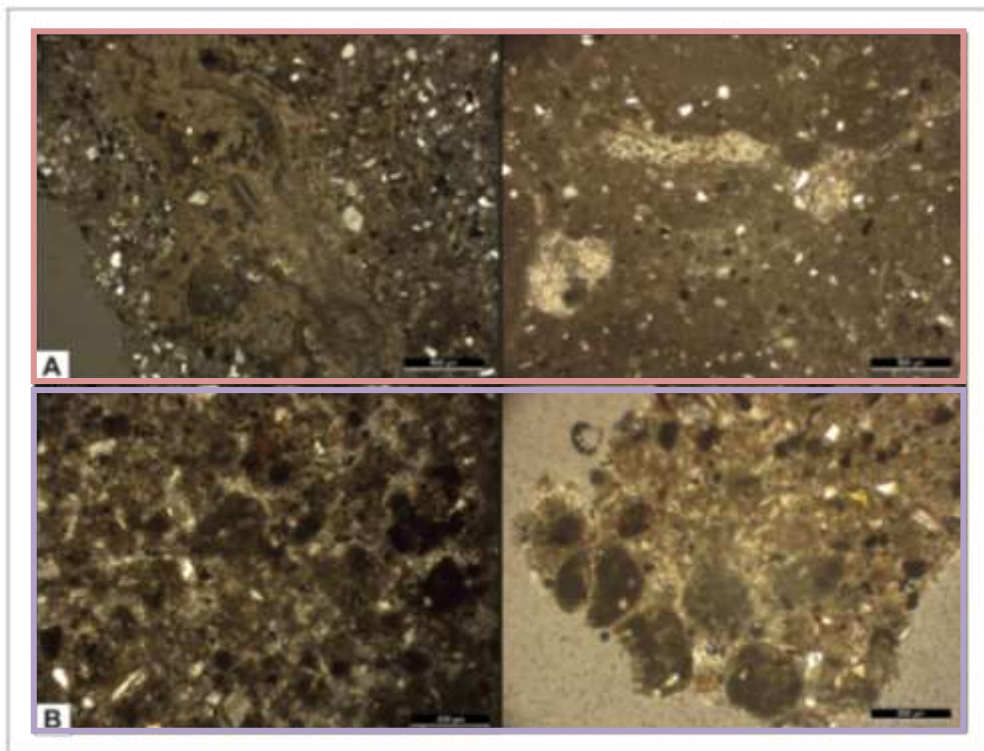


Figura 22.A: Carbonatación en el nivel 9. B: Carbonatación en el nivel 47.

## 5.2 CONDICIONES PEDOGENÉTICAS

La secuencia basal (1) revela la presencia de pedofacies argílicas (Ag), indicando que las condiciones al momento de formación de estos suelos se vinculaban al proceso de argiluvación. Para que éste tipo de proceso pedogenético tenga lugar deben haber existido momentos de mayor humedad con suficiente agua como para que las arcillas se infiltren junto con el agua y, una vez que esta infiltración cesa (momento de mayor sequedad), las arcillas se acumulen en los espacios vacíos del suelo como revestimiento (Stoops *et al.*, 2010). Las arcillas límpidas observadas en esta pedofacies, tienen una orientación continua, bien seleccionada y laminada, indicando un transporte lento y sostenido en el tiempo (Stoops *et al.*, 2010). Esta alternancia entre fases de relativa humedad y sequedad del suelo están caracterizadas por el proceso de argiluvación, que tuvo lugar durante la secuencia basal (1).

También se pueden observar la presencia de las pedofacies Cg, de manera subordinada en el nivel 60 mbbp y como límite de secuencia a los 47 mbbp. Esta pedofacies se puede vincular principalmente al proceso de la carbonatación. En la mayoría de los casos el material parental es la fuente inicial de carbonatos ya que se encontraban presentes en los suelos, o bien se han formado por alteración de los minerales primarios ricos en calcio (Stoops *et al.*, 2010). Posiblemente el relieve del terreno era bajo y eso impulsó la depositación de los mismos.

Los rasgos micromorfológicos de carbonatación observados, como los revestimientos, hiporevestimientos y rellenos, como ya han sido mencionados tienen dos posibles orígenes: no biogénico y biogénico. Los hipo y cuasirevestimientos, compuestos de carbonatos micríticos o microesparíticos, se forman a partir de soluciones de suelo que se filtran a lo largo de los poros o fisuras y penetran en la matriz del suelo, así como la precipitación rápida de carbonatos a partir del metabolismo de las raíces (Stoops *et al.*, 2010). Estos pedorasgos suelen darse en regiones áridas a semiáridas, en áreas con niveles freáticos muy fluctuantes y en suelos loésicos (Stoops *et al.*, 2010).

La secuencia intermedia (2) se caracteriza por una serie de pedofacies que se vinculan mayoritariamente al proceso de hidromorfismo e incipiente argiluvación. La argiluvación resulta más evidente en la base de la secuencia 2 (con la presencia de las pedofacies Ga), mientras que tiende a disminuir su intensidad hacia la parte superior de esta secuencia, donde predominan las pedofacies de tipo Cg y Ac. Posiblemente los suelos de esta secuencia hayan estado sometidos a cambios estacionales de humedad, donde se alternaban períodos de humedad y sequía (Stoops *et al.*, 2010), lo que favoreció al desarrollo de revestimientos e hiporevestimientos producto de la argiluvación, y de rasgos redoximórficos como consecuencia del hidromorfismo.

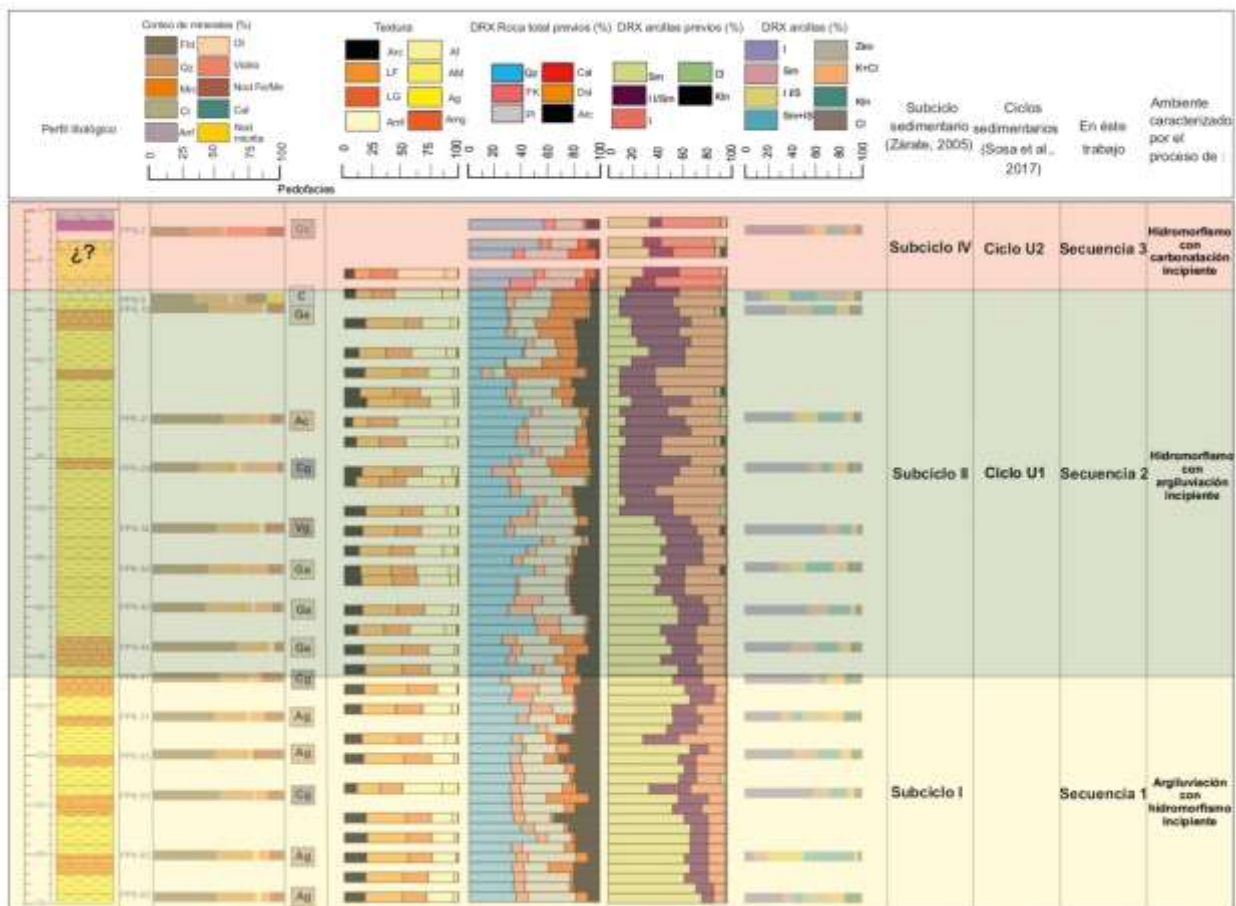
Una corta duración de la saturación de agua o una fluctuación rápida del nivel freático genera nódulos, cuasirevestimientos e hiporevestimientos de óxidos de hierro y manganeso. En los sectores donde la materia orgánica está presente, el oxígeno disuelto se consume rápidamente por los microorganismos que descomponen esa materia orgánica. Esto reduce el Mn y luego el Fe, que se difunden hacia la masa basal donde no hay carbono, pero hay oxígeno disuelto en el agua, se oxidan y forman estos rasgos redoximórficos impregnativos (Stoops *et al.*, 2010).

Nuevamente la presencia de carbonatos estaría indicando que hacia el techo influyó el proceso de la carbonatación, encontrándose intercalada la pedofacies Cg en el nivel 26 mbbp y luego en el nivel 9 mbbp indicando el límite de secuencia. Siendo éste último de mayor importancia por su alto desarrollo con respecto al nivel 26.

De manera similar, estos posibles periodos alternantes de sequedad y humedad hayan sido favorables para el desarrollo de rasgos vérticos (pedofacies Vg) en los suelos analizados (Stoops *et al.*, 2010). Este proceso de vertisolización se observa de manera subordinada en esta secuencia.

Finalmente en la secuencia superior (3) domina la pedofacies Gc, la cual se vincula principalmente a procesos de hidromorfismo, siendo la carbonatación un proceso subordinado.

Esta carbonatación, como ya se había mencionado antes, podría llegar a estar vinculada a una fluctuación de la capa freática. Esto se puede comparar con otros sectores de la región Pampeana (sector inferior del río Salado), en donde se observan concreciones carbonáticas de origen epigenético, vinculada posiblemente a la menor permeabilidad del sedimento o a la existencia de un nivel freático más alto que el actual (Fucks *et al.*, 2007). También es comparable con la cuenca del río Carcarañá (Santa Fe) en donde se ha visto que los carbonatos holocenos son de origen secundario, producto de su disolución en la formación suprayacente y la posterior precipitación en la parte baja del perfil (Kröhling *et al.*, 2002).



**Figura 23.** Correlación entre las secuencias presentadas en este trabajo con los subciclos de Zárate (2005) y los ciclos sedimentarios de Sosa *et al.* (2017).

### 5.4 MINERALOGÍA

En cuanto a la mineralogía de la sucesión analizada, no se observaron cambios significativos a lo largo de la misma. Como se mencionó en el apartado anterior, la mineralogía de los paleosuelos bajo estudio, determinada por petrografía, resulta rica en feldespatos y cuarzo (Fig. 21). Estos minerales poseen valores relativamente

constantes a lo largo de la sucesión (variables entre 45,3% para el feldespato y 22,5% para el cuarzo). Sin embargo, la presencia de vidrio volcánico como trizas vítreas presenta variaciones más marcadas (desde 30,6% hasta valores mínimos de 0,3%) con una tendencia a incrementarse hacia los niveles superiores de la sucesión (secuencia 3) (Fig. 21). En la secuencia 2 se puede ver que hay un incremento en los minerales de clorita, micas, olivinas y anfíboles.

Si bien existen variaciones mineralógicas, pero estas no significativas entre las secuencias. La mineralogía se mantiene constante con lo cual se puede decir que el aporte fue también constante, es decir que la zona de aporte no fue modificada sustancialmente.

El estudio realizado en este muestra una variación significativa en la dinámica sedimentaria es el estudio micromorfológico.

Se puede observar una divergencia entre los resultados analizados previamente y los analizados en este trabajo, por lo tanto queda comprobado que este tipo de estudios o metodología no es de lo más exhaustiva a la hora de determinar las variaciones mineralógicas para este tipo de sedimento

En lo que respecta a los argilominerales, las concentraciones halladas fueron escasas y no permitieron determinar el índice de cristalinidad como se había propuesto en los objetivos de este Trabajo Final de Grado. De todas maneras, la esmectita presente en todas las muestras tienen picos menos diferenciados, anchos y asimétricos, lo que podría representar que la misma posee un índice de cristalinidad muy bajo (Raigemborn *et al.*, 2014). En términos generales, este tipo de difractograma indica que las esmectitas son de neoformación y no de origen detrítico. Por lo tanto, es de pensar que podrían haberse formado *in situ* debido a diferentes procesos de meteorización/pedogénesis (Wilson y Pittman, 1977). Las trizas de vidrio volcánico presentes en el material parental de los paleosuelos analizados podrían estar directamente asociadas a este procesos (Sosa *et al.*, 2018). Sin embargo se requerirían análisis que brinden un mayor grado de detalle, como ejemplo el análisis bajo microscopio electrónico de barrido (MEB), para poder precisar las relaciones de transformaciones mineralógicas presente en la sucesión del pozo analizado en este trabajo.

Además un estudio sobre la naturaleza de las arcillas detríticas o de neoformación corroboraría una vez más los proceso pedogenéticos descriptos anteriormente.

## 6. CONSIDERACIONES FINALES

En el ámbito del presente estudio se propuso investigar la columna sedimentaria que se ha proporcionado por parte del Instituto de Hidrología de Llanuras “Dr. Eduardo Jorge Usunoff”, realizada a partir de una muestra de un testigo corona en la Cuenca de Claromecó. El análisis de esta columna por un lado aportó un importante cúmulo de datos mineralógicos, paleopedológicos y sedimentológicos de gran ayuda a la hora de comprender la dinámica sedimentaria en esta área de estudio, y por otro permitió establecer la utilidad de ciertos aspectos metodológicos aplicables a la problemática que presenta el análisis de muestras de cutting.

Respecto a los aspectos metodológicos:

- La forma de resumir en pedofacies es eficaz a la hora de analizar micromorfológicamente paleosuelos en muestras de *cutting*, ya que con las pedofacies se logran resaltar los procesos pedogenéticos preponderantes al mismo tiempo que los paleosuelos resultan clasificados.
- El análisis difractométrico tal como fue realizado, no resultó una herramienta eficiente a la hora de definir los argilominerales presentes ya que los mismos se encuentran en muy escasa proporción. Posiblemente, modificaciones en la etapa preparatoria de la muestra logren concentrar las escasas arcillas presentes y así lograr diagramas de RX más limpios que permitan una lectura más certera de sus componentes. Al mismo tiempo, el uso de esta técnica tampoco permitió establecer con exactitud el posible origen de los argilominerales presentes, lo cual sí podría establecerse aplicando otras técnicas que logran mayor grado de resolución (como por ejemplo el MEB).
- La micromorfología resultó ser la mejor herramienta para establecer no sólo aspectos composicionales, sino que también para definir la presencia de pedorasgos en cada una de las muestras de *cutting* analizadas, a partir de los cuales se logró identificar y jerarquizar los procesos pedogenéticos actuantes en cada caso.
- Sobre la base de todo lo analizado a partir de las pedofacies y con el aporte de los trabajos previos, se propone en esta TFL que tanto el nivel de los 47mbbpy el nivel de los 9mbbp representarían los límites de los subciclos I y II descritos por Zárate (2005) y los ciclos sedimentarios U1 y U2 descritos por Sosa *et al.* (2017)
- Finalmente, sobre la base del estudio que se realizó se propone una investigación a futuro de los paleosuelos más representativos para poder confirmar o descartar lo que se plantea en esta TFL.

**Agradecimientos:**

A mi papá y a mi mamá quienes siempre me apoyaron en absolutamente todo.

A mi familia, a Jorge, quien aguantó mis ataques de locuras, mis llantos y con quien compartí mis alegrías.

A mis directores, Numa Sosa quien me brindó toda su paciencia y conocimiento desde lejos y me enseñó el rol del investigador en esta carrera científica y a María Sol Raigemborn, quien me brindó todos sus conocimientos de otra rama de la Geología que descubrí que me interesa mucho.

A mis amigos y amigas de las FCNyM, con quienes transité y compartí esta hermosa carrera y quienes me acompañaron y me apoyaron durante todo este tiempo.

A la Facultad de Ciencias Naturales y Museo. A la Universidad Nacional de La Plata. A la educación pública y gratuita.

Al Centro de Investigaciones Geológicas, por brindarme el espacio y herramientas para poder realizar este trabajo. Muchas gracias a la Dra. Elisa Beilinson, quien me proporcionó bibliografía para llevar a cabo este trabajo. Al laboratorio de DRX. Muchas gracias a todos.

**BIBLIOGRAFIA**

- Achilli, S.M. y Kostadinoff, J. 1985.** Determinación de la velocidades de las ondas sísmicas Py módulos de elasticidad en rocas del sistemade Ventania. 1 Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 985-996, Tandil.
- Andreis, R.R., 1965.** Petrografia de las sedimentitaspsefíticaspaleozoicas de las Sierras Australes bonaerenses. Comisión delInvestigaciones Científicas de la Provincia de Buenos. Aires.Anales 6: 9-63, La Plata.
- Alonso-Zarza, A.J., Jones, B.J., 2007.** Root calcrete formation on Quaternary karstic surfaces of Grand Cayman. Geologica Acta 5, 77288.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T. y Babel, U., 1985.** Handbook for Soil Thin Section Description. Waine Research Publication, Wolverhampton, 152.
- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P., 2010.** Calcretes, en: Developments in Sedimentology. ElsieverB.V., pp. 225-267.
- Camilion, M.C., 1993.** Clay mineral composition of pampean loess (Argentina). Quat. Int. 17, 27-31.
- Carbone, M.E. y M.C. Píccolo, 2002.** Morfometría de la cuenca del arroyo Claromecó, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Revista Geofísica 56:51-64.
- Cingolani, C.A., 2005.** Unidades morfoestructurales (y estructuras menores) de la provincia de Buenos Aires, en: De barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (Eds.), Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata, pp. 21-30.
- Dalla Salda, L., R.E. de Barrio, H.J. Echeveste y R.R. Fernández, 2005.** Basamento de las sierras de Tandilia. En R.E. de Barrio, R.O. Echeverri, M.F. Caballé, y E. Llambías (Eds.), Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino:31-50, La Plata.
- Dillon, C.A., Rabassa, J., 1985.** Miembro La Chumbiada, Formación Luján (Pleistoceno, provincia de Buenos Aires): Una nueva unidad estratigráfica del valle del Río Salado, en: Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses, Resúmenes. Buenos Aires, p. 27.
- Fidalgo, F., De Francesco, F.O. y Colado, U.R. 1973a.** Geología superficial de las hojas Castelli, J. M. Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas 4: 27-39, Buenos Aires.

- Fidalgo, F., Colado, U.R. y De Francesco, F.O. 1973b.** Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). 5° Congreso Geológico Argentino (Córdoba), Actas 4: 225-240, Buenos Aires.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. O. y Pascual, R. 1975.** Geología superficial de la llanura bonaerense (Argentina). Geología de la Provincia de Buenos Aires. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 103 -138, Bahía Blanca
- Folguera, A., M.A. Zárate, A. Tedesco, F. Dávila y V.A. Ramos, 2015.** Evolution of the Neogene Andean foreland basins of the Southern Pampas and Northern Patagonia (34°-41°S), Argentina. Journal of South American Earth Sciences 64:452-466.
- Frenguelli, J., 1950.** Rasgos generales de la morfología y geología de la provincia de Buenos Aires. Provincia de Buenos Aires, Ministerio de Obras Públicas de la Provincia de Buenos Aires Lab. Ensayos Materiales Invest. Tecnol.(LEMIT) Ser. II 33, 1-72
- Fucks, E., Huarte, R., Carbonari, J. y Figini, A. 2007.** Geocronología, paleoambientes y paleosuelos holocenos en la región pampeana. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (3): 425-433
- González Bonorino, F. 1965.** Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20(1): 67-148.
- Imbellone, P. y Giménez, J., 1987.** Parent materials, buried soils and fragipans in northwestern Buenos Aires province, Argentina. Quaternary International Volumes 51–52, 1998, Pages 115-126.
- Kraglievich, J.L., 1952.** El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires. Rev. del Mus. Mar del Plata 1, 8-37
- Kröhling, D. y Orfeo, O., 2002.** Sedimentología de unidades loésicas (Pleistoceno tardío – Holoceno) del centro-sur de Santa Fe. AAS Revista, vol. 9 nº 2: 135-154.
- Machette, M.N, 1985.** Calcic soils of the southwestern United States. Geological Society of America Special Paper 203:1-21.
- Mack, G., James, W y H. Morger, 1993.** Classification of Paleosols. Geological Society of America Bulletin. 105: 129-136

- Marengo, H.G., 2006.** Micropaleontología y estratigrafía del Mioceno marino de la Argentina: las transgresiones de Laguna Paiva y del «Entrerriense-Paranense». Universidad de Buenos Aires
- Miall, A.D, 1985.** Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-ScienceReviews* 22:261-308.
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, E.J., Gondar, D., Tonni, E.P., 1965.** Las Edades del Cenozoico mamalífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *An. la Com. Investig. Científicas la Prov. Buenos Aires.* 6, 165-193
- Rabassa, J., 1973.** Geología superficial en la hoja «sierras de Tandil», prov de Buenos Aires. *Lemit.*
- Raigemborn, M.S., Gómez-Peral, L.E., Krause, J.M., Matheos, S.D., 2014.** Controls on clay minerals assemblages in an early paleogene nonmarine succession: Implications for the volcanic and paleoclimatic record of extra-andeanpatagonia, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 52, 1-23.
- Ramos, V.A., Kostadinoff, J., 2005.** La cuenca de Claromecó, en: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F., Llambías, E. (Eds.), *Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino.* La Plata, pp. 473-480.
- Sierra, L., Weinzettel, P., Dietrich, S., Bea, S., Cacciabue, L., 2018.** Combinación de tomografía eléctrica y perfilaje de pozo para caracterizar variaciones laterales del acuífero pampeano. *IHLLA*
- Sosa, N., 2018.** Análisis del contenido de arsénico en los depósitos terciarios y cuaternarios de la llanura pampeana: factores litogénicos que determinan su concentración en las aguas subterránea. Universidad Nacional de La Plata
- Sosa, N., Zárate, M., y Beilinson, E., 2017.** Dinámica sedimentaria neógena y cuaternaria continental en la cuenca del arroyo Claromecó, Argentina. *LAJSBA*, 24(2). 1-19.
- Stoops, G., 2003.** Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Science Society of America, Madison.
- Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F., 2010.** Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier Ltd., Amsterdam.
- Teruggi, M., 1957.** The nature and origin of argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27(3): 322-332.
- Teruggi, M.E., Andreis, R.H., Mazzoni, M.M., Dalla Salda, L.H., Spalletti, L.A., 1974.** Nuevos criterios para la estratigrafía del Cuaternario de las barrancas de Mar del Plata -Miramar. *LEMIT, Ser. II N° 268.*

- Tonni, E., 1992.** *Tapirus* Brisson, 1762 (mammalia, perissodactyla) en el Lujanense (pleistoceno superior-holoceno inferior) de la provincia de Entre Ríos, República Argentina. AMEGHINIANA (Rev. Asoc. Paleontol. Argent.) ISSN 0002-7014 29 (1): 3-8. Buenos Aires.
- Varni, M.R., Weinzettel, P.A., Usunoff, E., 2006.** Hidrogeología del partido de Tres Arroyos, Provincia de Buenos Aires. Azul.
- Vizcaíno, S.F., Fariña, R.A., Zárate, M.A., Bargo, M.S., Schultz, P., 2004.** Palaeoecological implications of the mid-Pliocene faunal turnover in the Pampean Region (Argentina). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 213, 101-113.
- Weinzettel, P., y Varni, M.R., Usunoff, E., 2006.** Caracterización hidrogeológica del área urbana y periurbana de la ciudad de Tres Arroyos, provincia de Buenos Aires. IHLLA. Azul
- Weinzettel, P., y Varni, M., 2007.** Aporte al conocimiento del subsuelo de la cuenca del arroyo Claromecó, provincia de Buenos Aires. V Congreso Argentino de Hidrogeología, 13-23.
- 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.
- Wright, V.P., 1994.** Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth-Science Reviews* 35, 367-395.
- Yrigoyen, M.R., 1975.** Geología del subsuelo y plataforma continental. Relatorio de la Geología de la provincia de Buenos Aires, en: VI Congreso Geológico Argentino. Buenos Aires, pp. 193-168
- Zárate, M.A., 1989.** Estratigrafía y geología de los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y Arroyo Chapadmalal. Universidad Nacional de La Plata.
- Zárate, M.A., 2003.** Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22:1987-2006.
- Zárate, M.A., 2005.** El Cenozoico tardío continental de la provincia de Buenos Aires. En R.E. de Barrio, R.O. Echeverri, M.F. Caballé, y E. Llambías (Eds.), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino:139-158*, La Plata.
- Zárate, M.A. y J. Rabassa, 2005.** Geomorfología de la provincia de Buenos Aires. En: R. E. de Barrio, R. O. Echeverri, M. F. Caballé, y E. Llambías (Eds.), *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires, Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino:119-138*, La Plata.

**Zavala, C., 1993.** Estratigrafía de la Localidad de Farola Monte Hermoso (Plioceno-Reciente). Provincia de Buenos Aires, en: XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, Tomo II. pp. 228-235.

ANEXO I

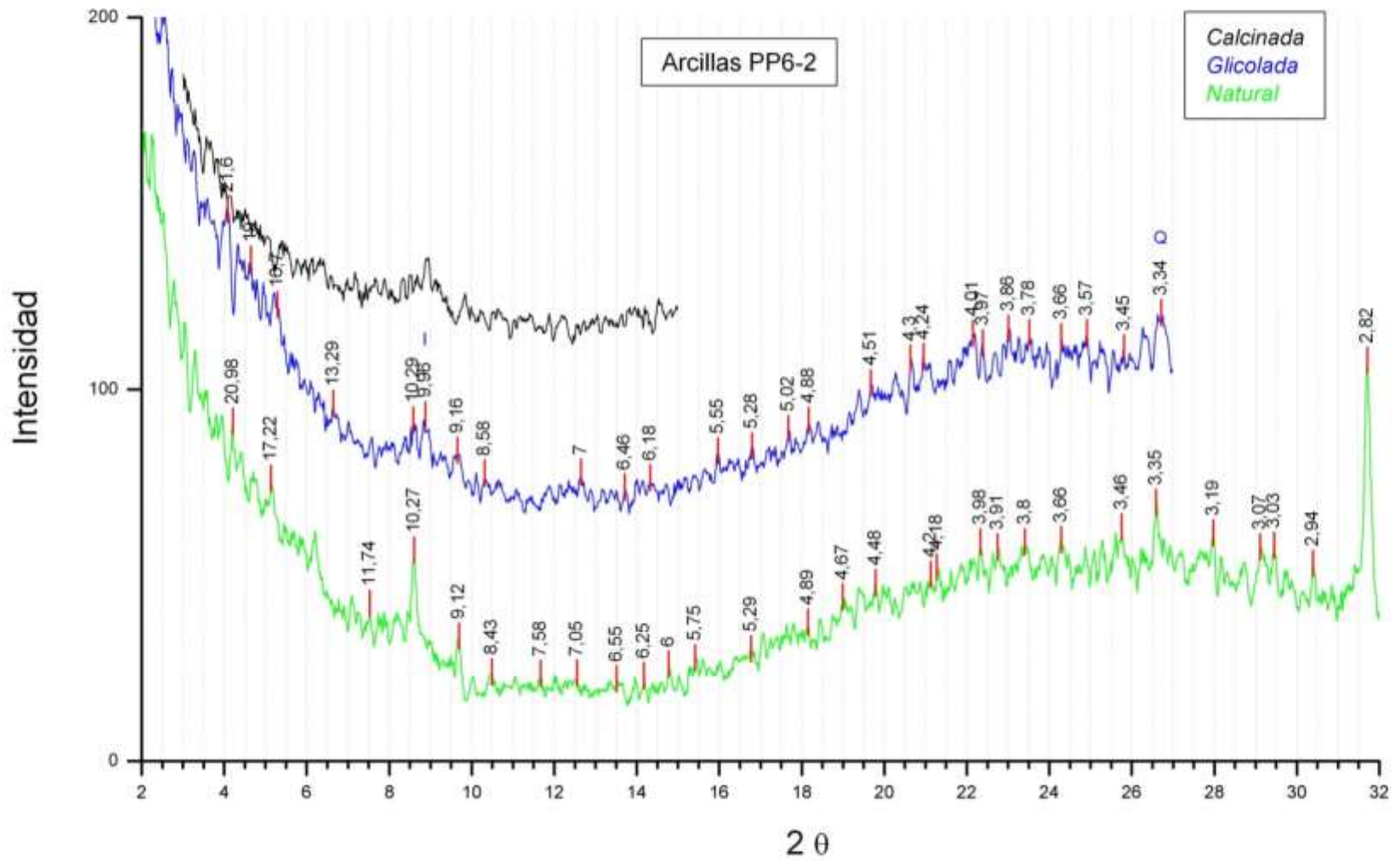


Figura A. 1: Difractograma. Muestra PP6-2 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos.

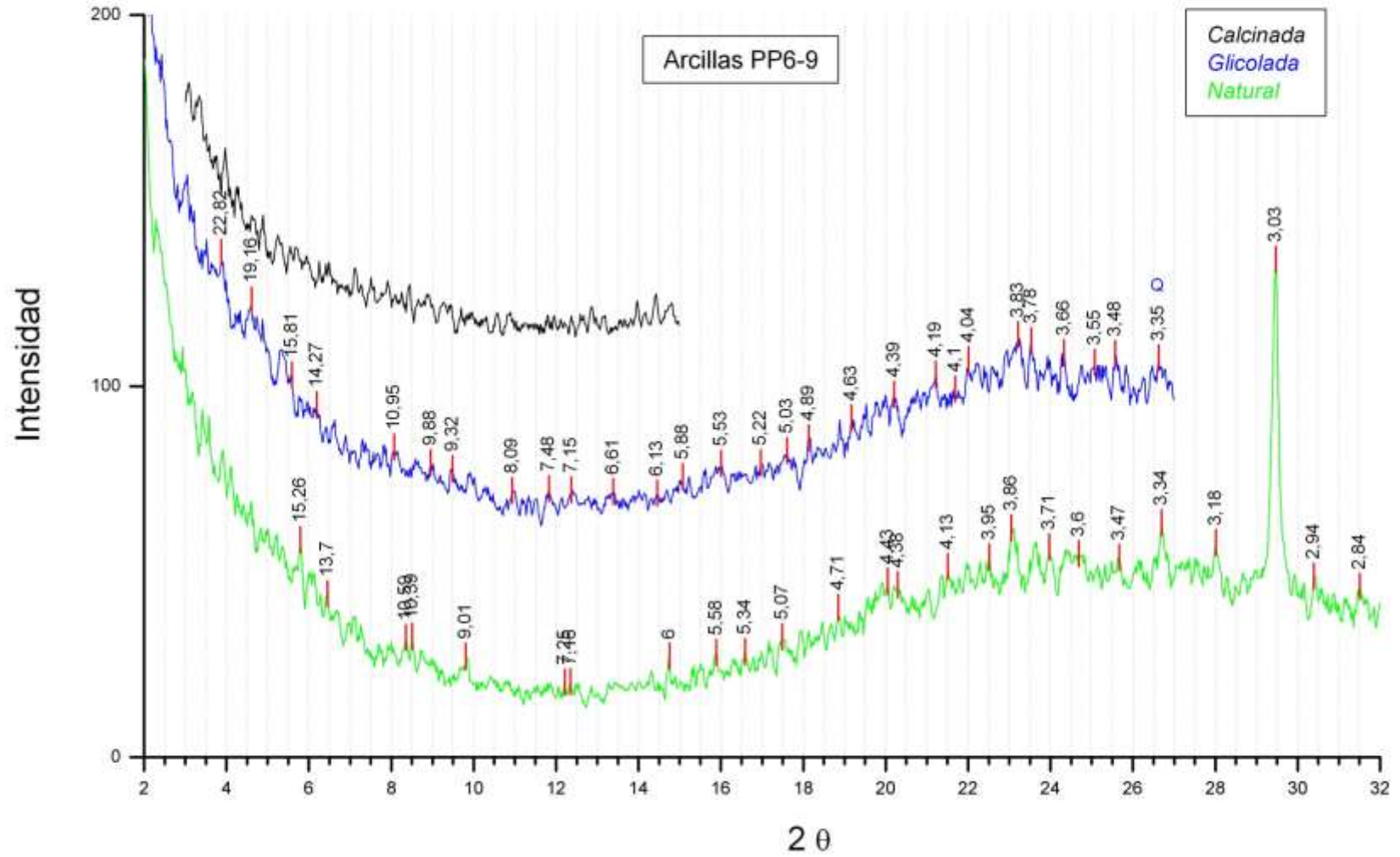


Figura A. 2: Difractograma. Muestra PP6-9 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos.

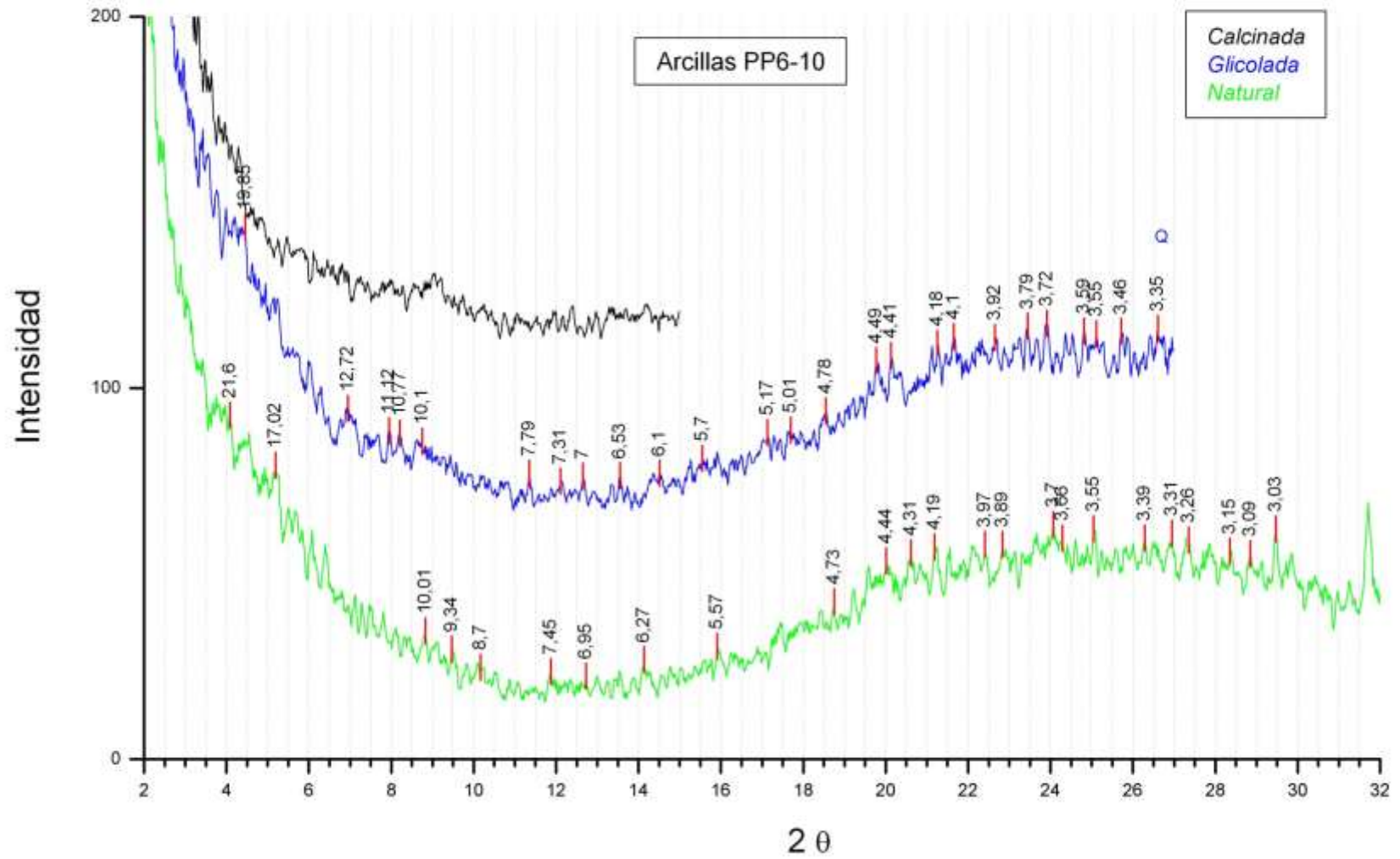


Figura A. 3: Difractograma. Muestra PP6-10 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos.

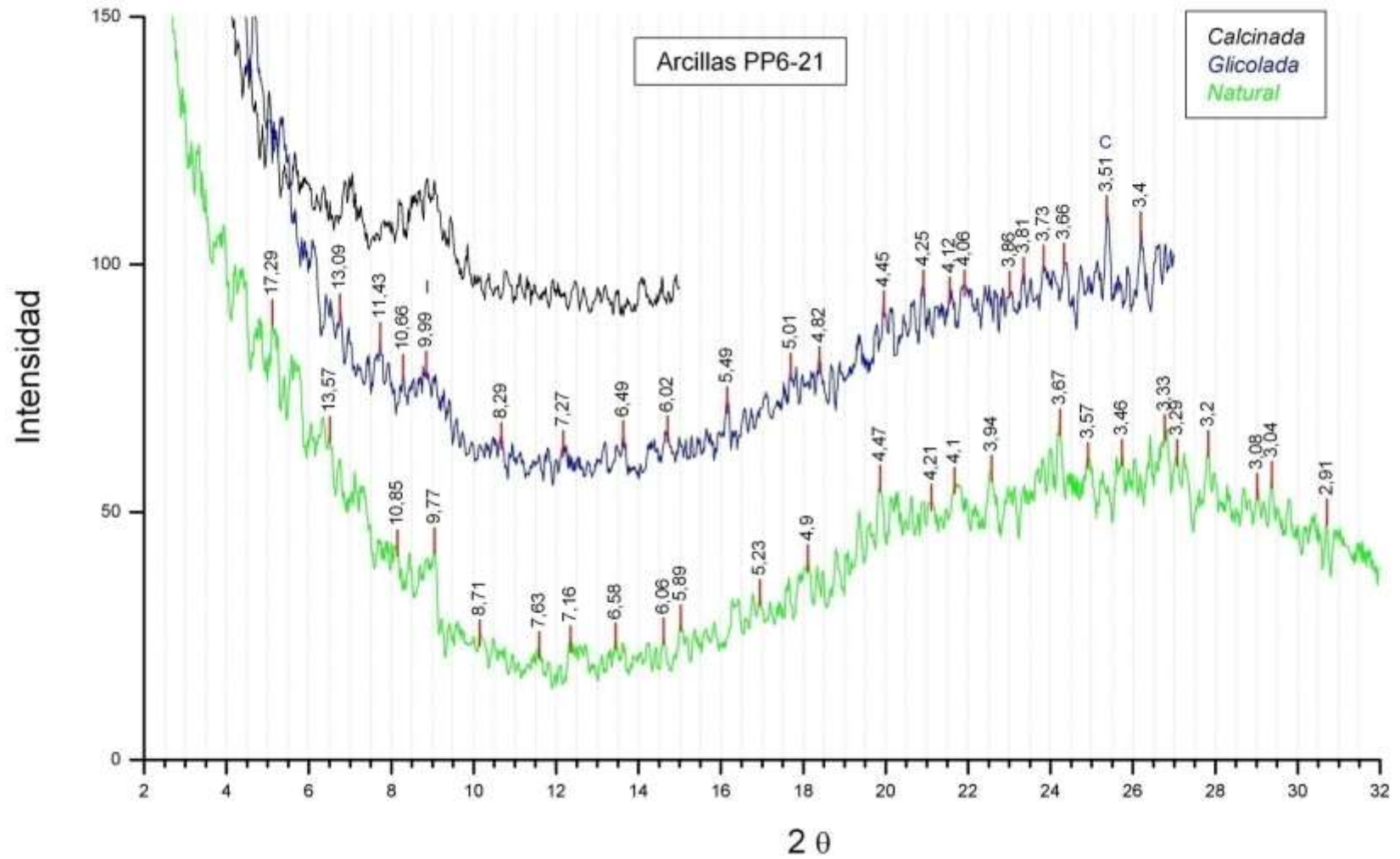


Figura A. 4: Difractograma. Muestra PP6-21 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos.

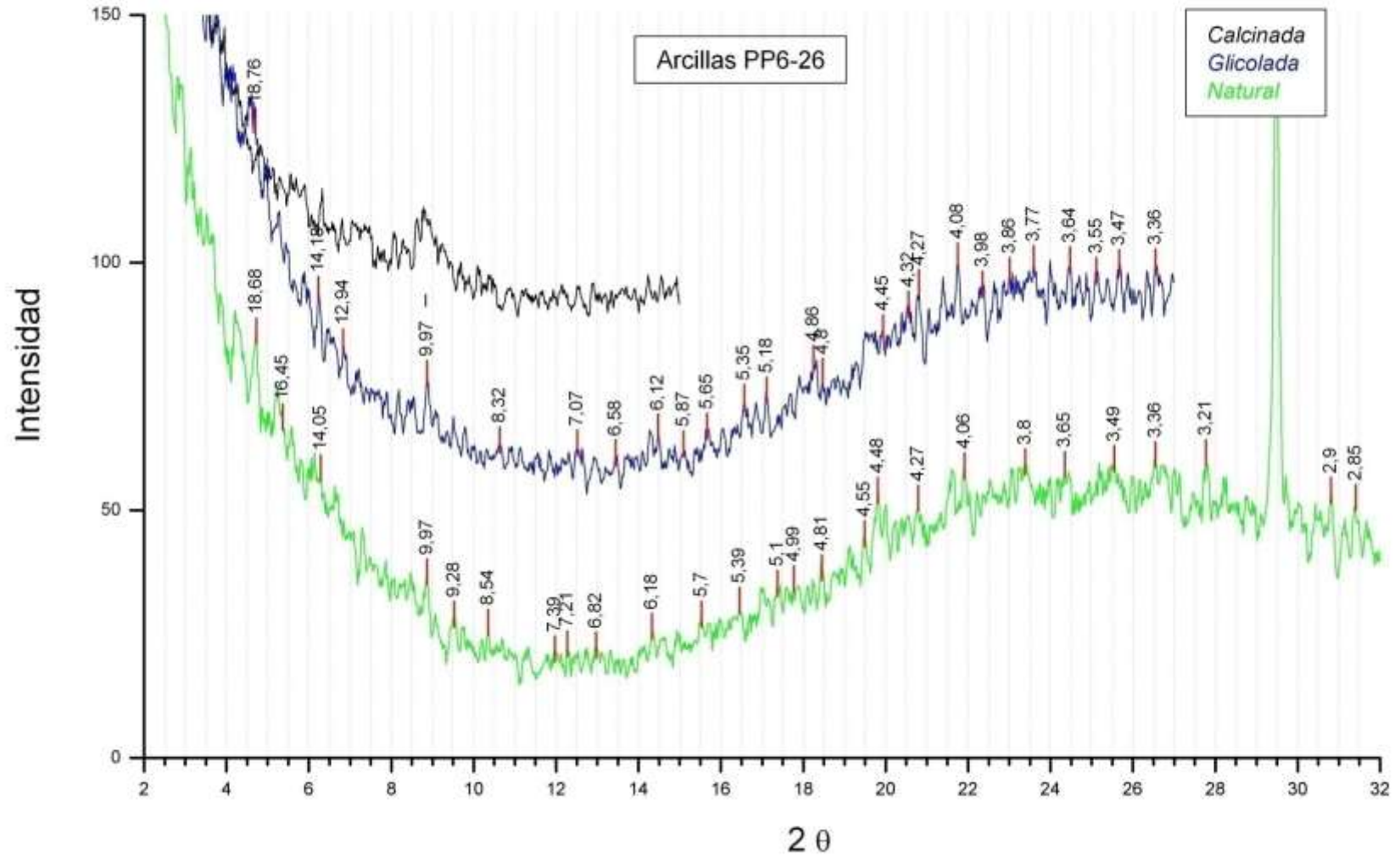


Figura A. 5: Difractograma. Muestra PP6-26 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos.

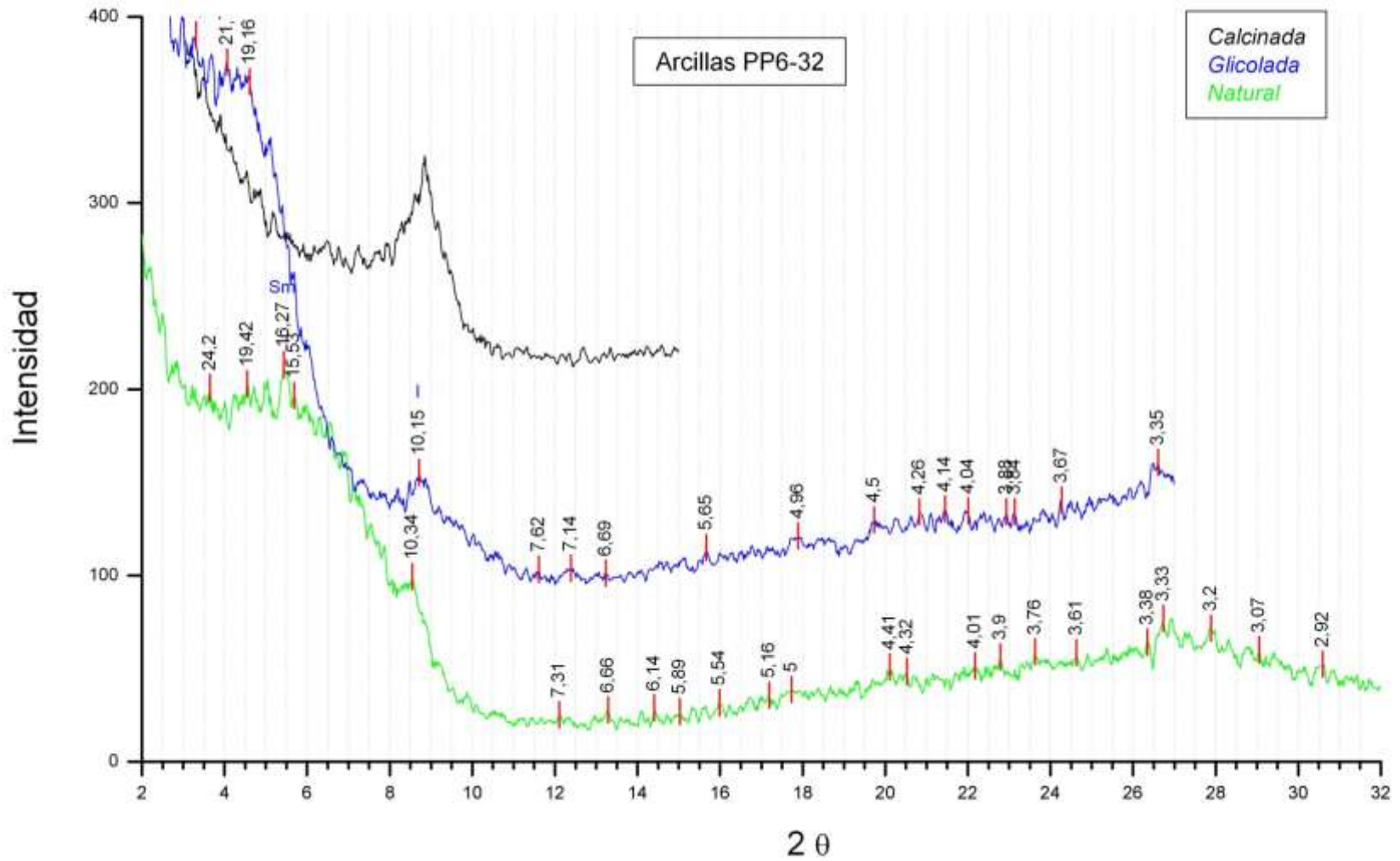


Figura A. 6: Difractograma. Muestra PP6-32 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos.

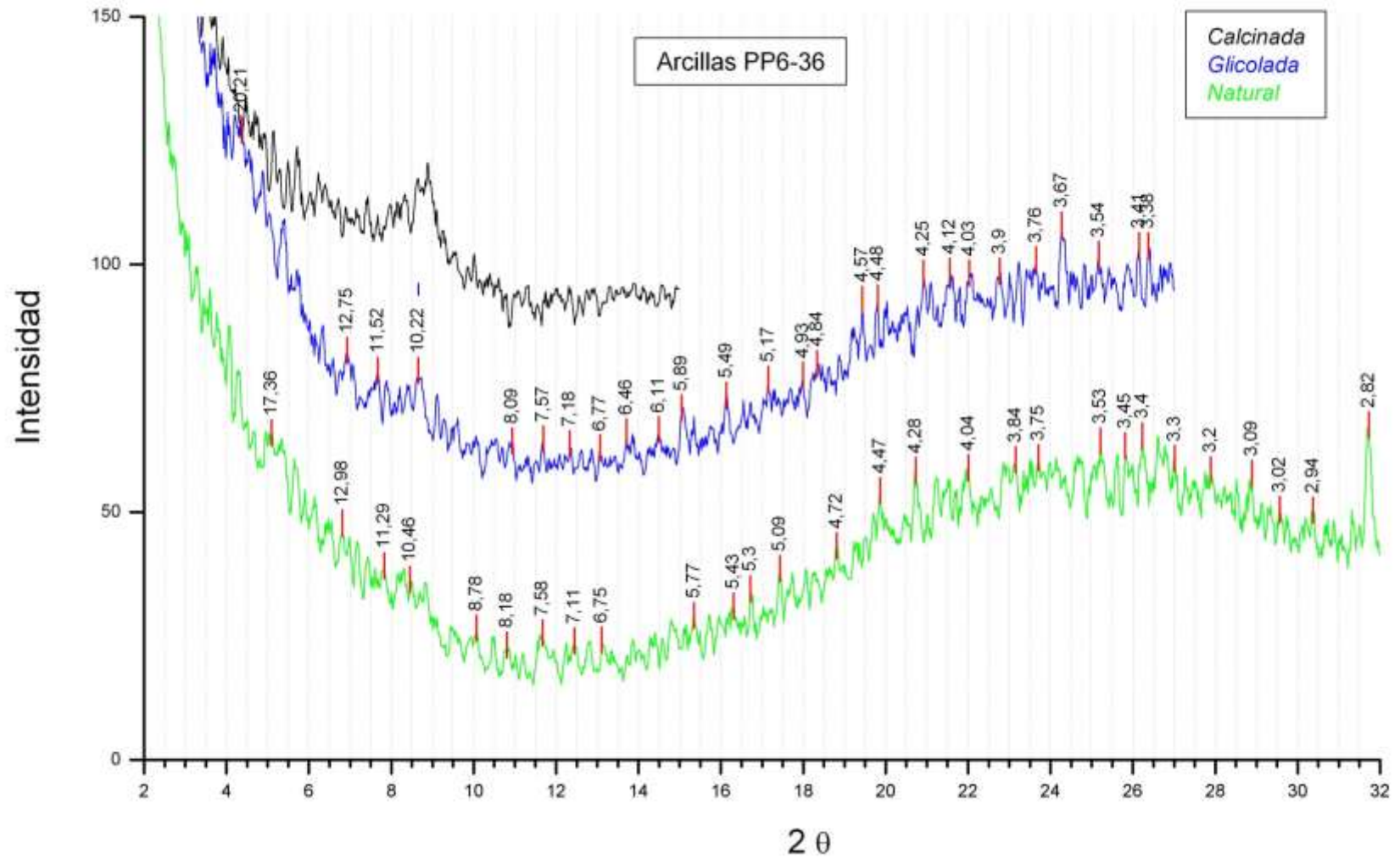


Figura A. 7: Difractograma. Muestra PP6-36 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos.

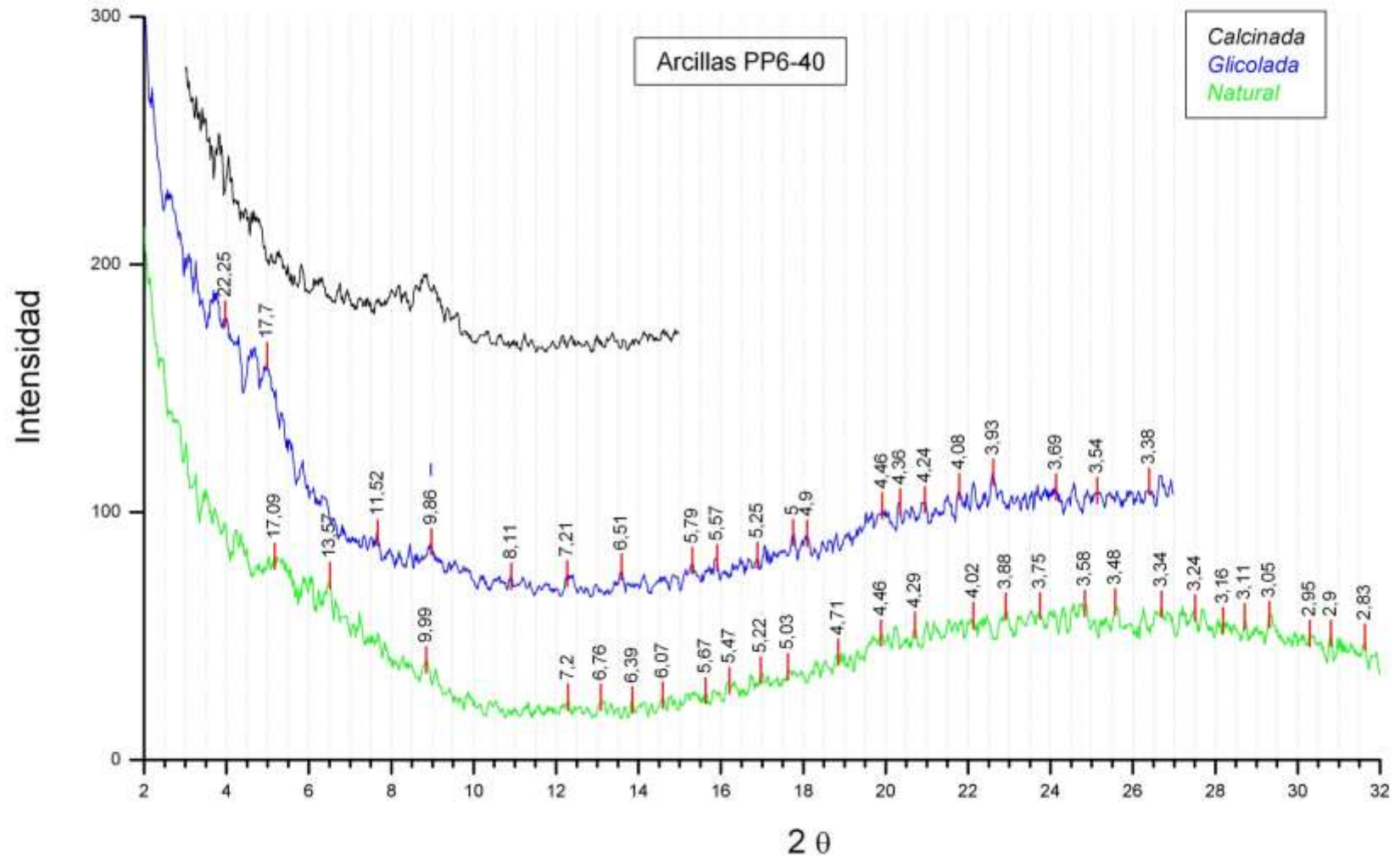


Figura A. 8: Difractograma. Muestra PP6-40 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos.

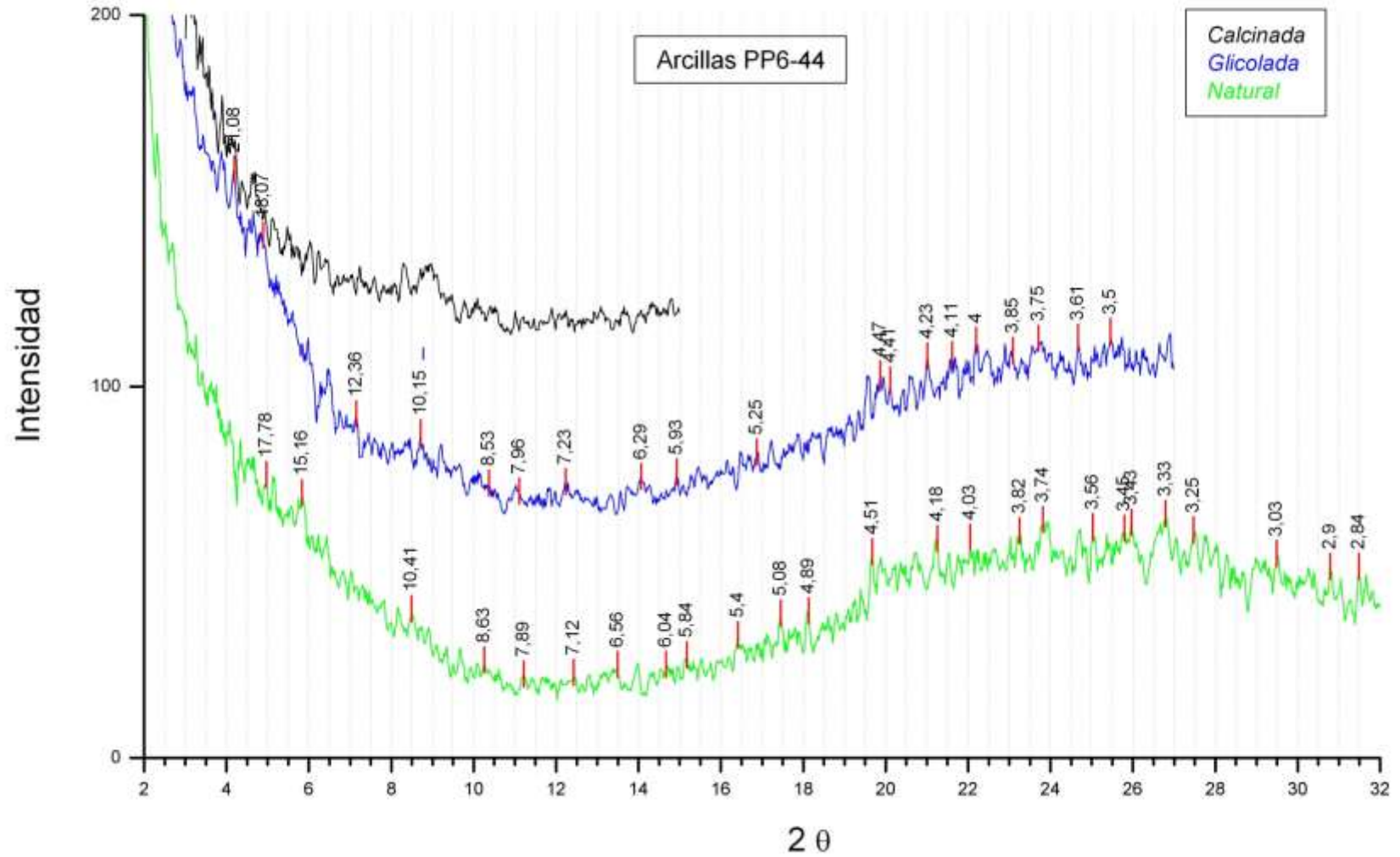


Figura A. 9: Difractograma. Muestra PP6-44 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos.

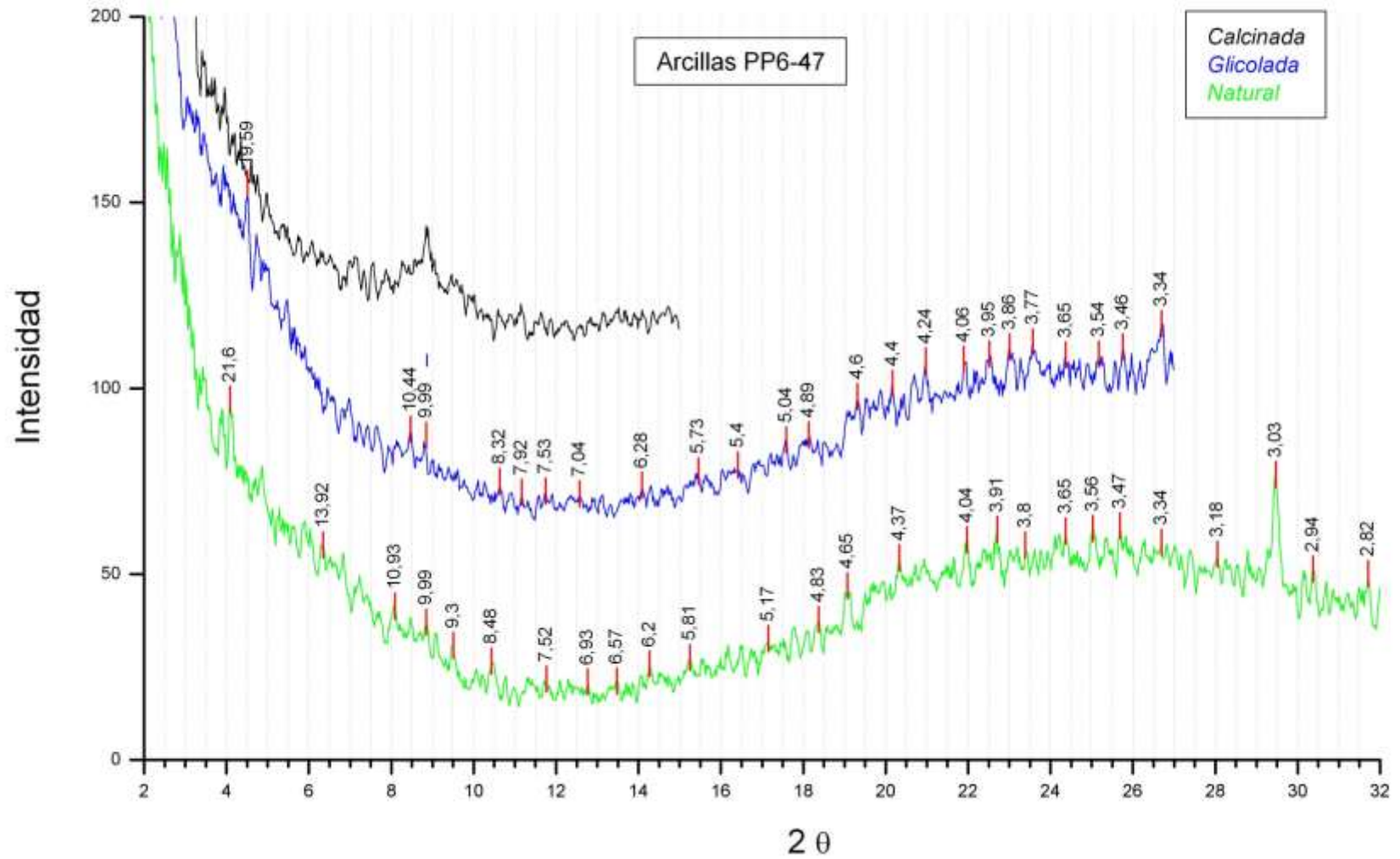


Figura A. 10: Difractograma. Muestra PP6-47 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos.

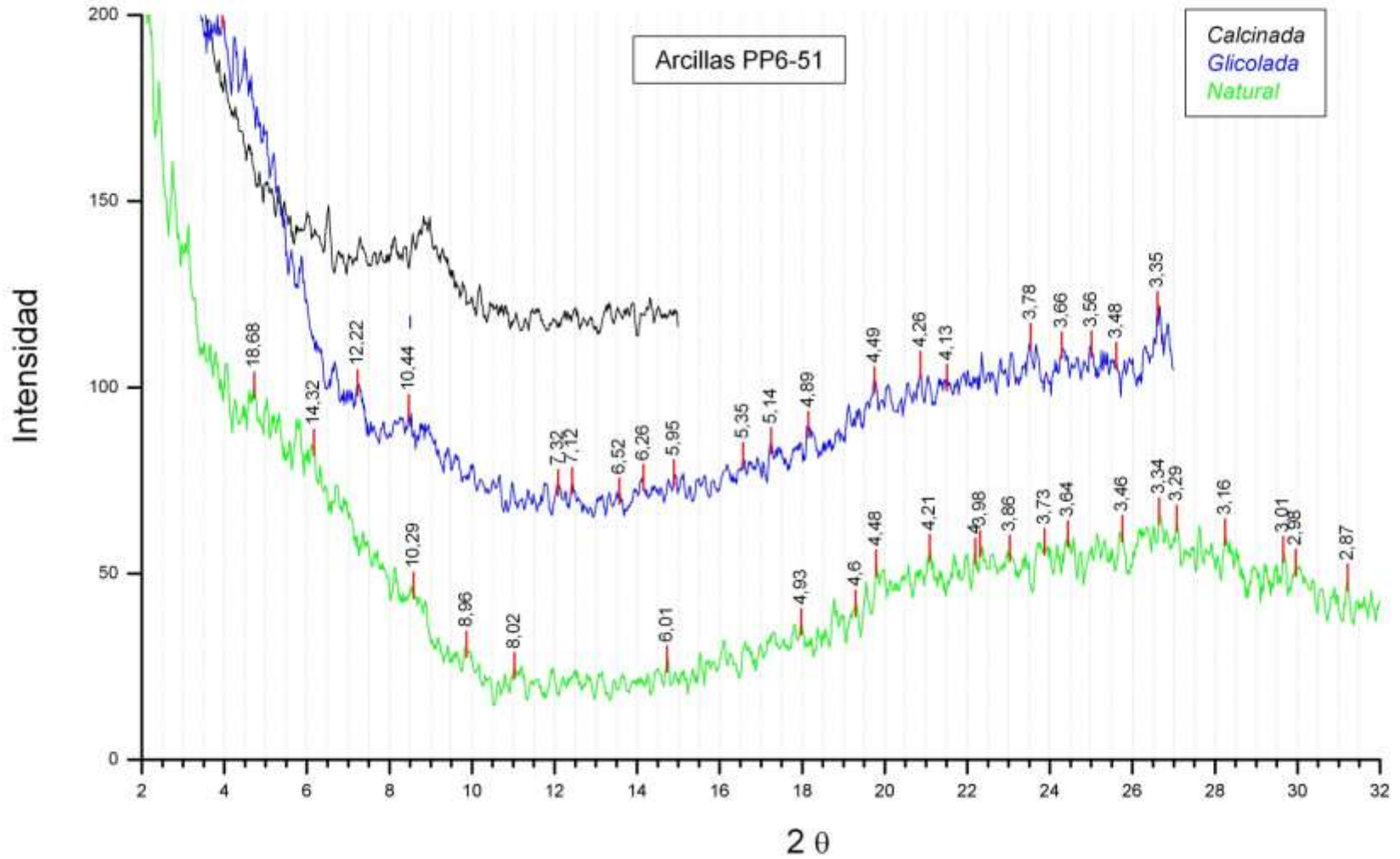


Figura A. 11: Difractograma. Muestra PP6-51 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos.

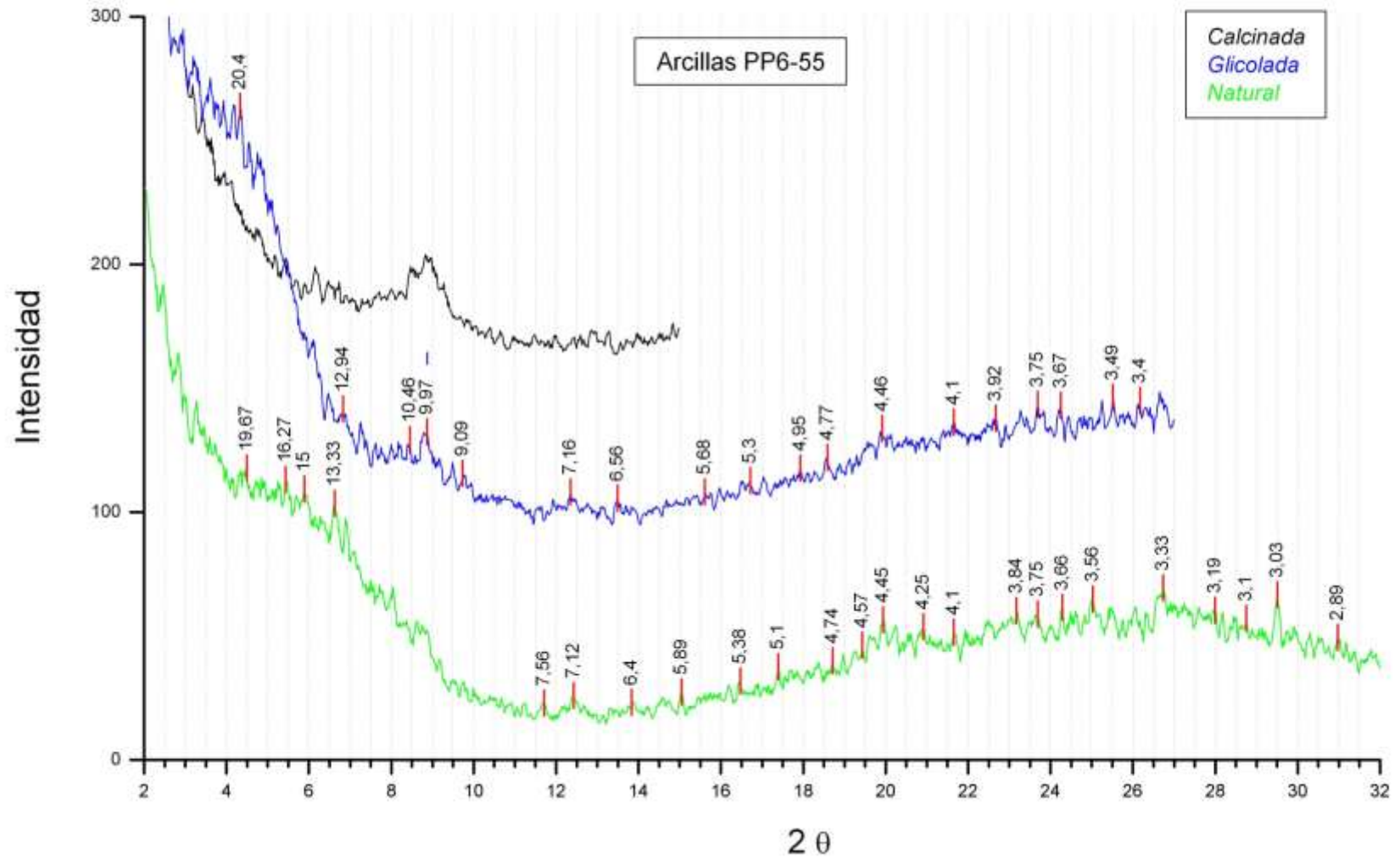


Figura A. 12: Difractograma. Muestra PP6-55 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos.



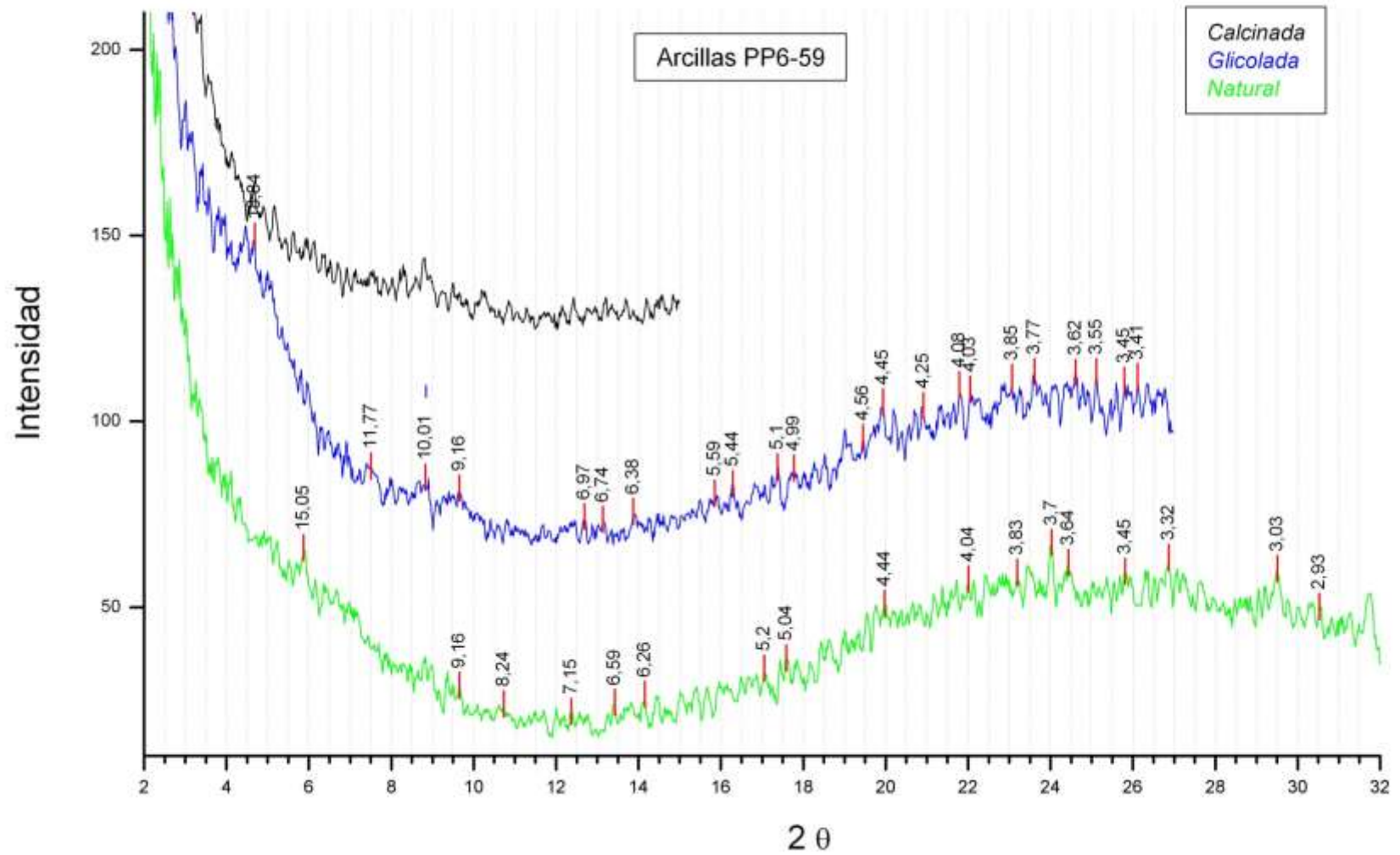


Figura A. 13: Difractograma. Muestra PP6-59 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos

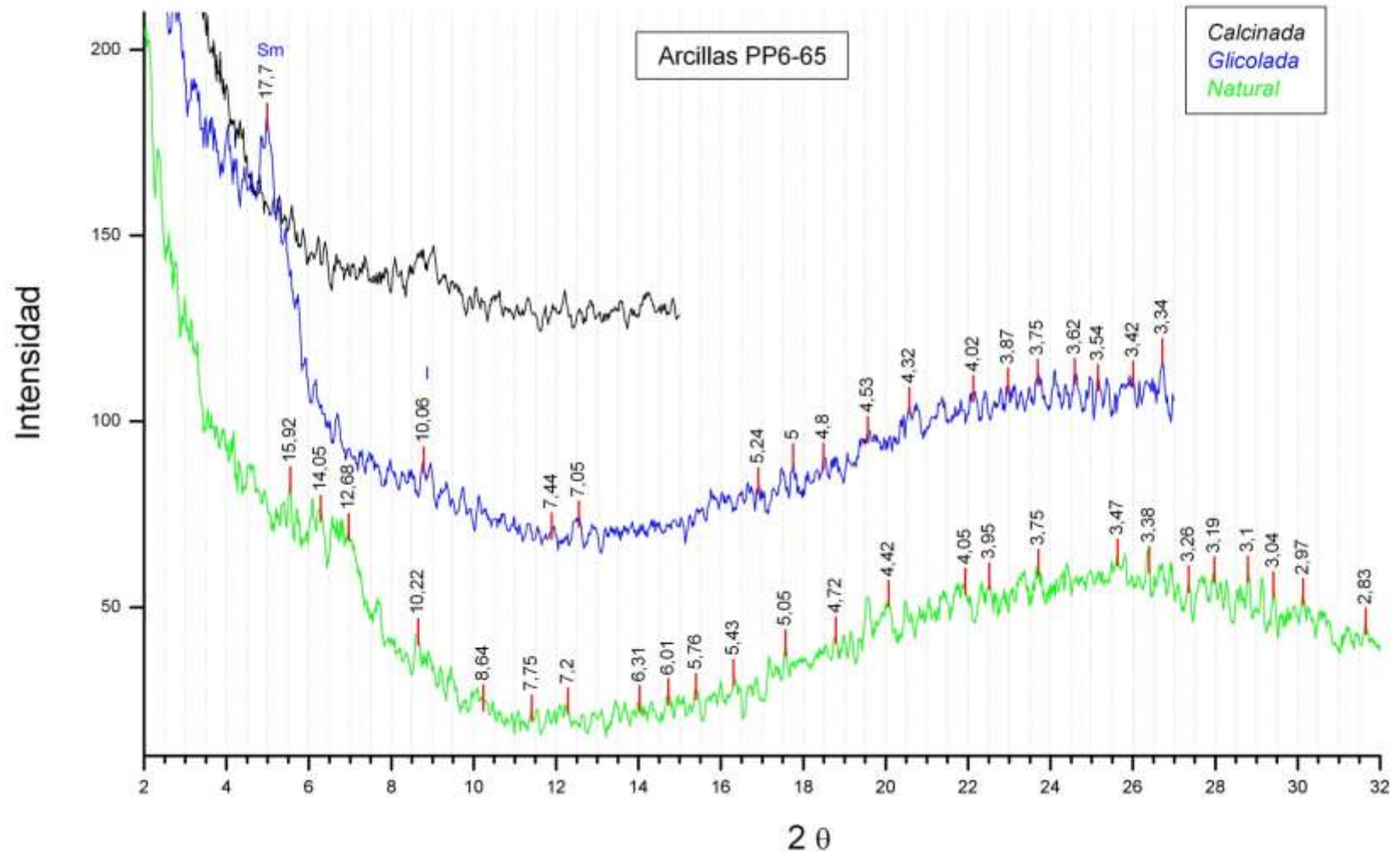


Figura A. 14: Difractograma. Muestra PP6-65 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos

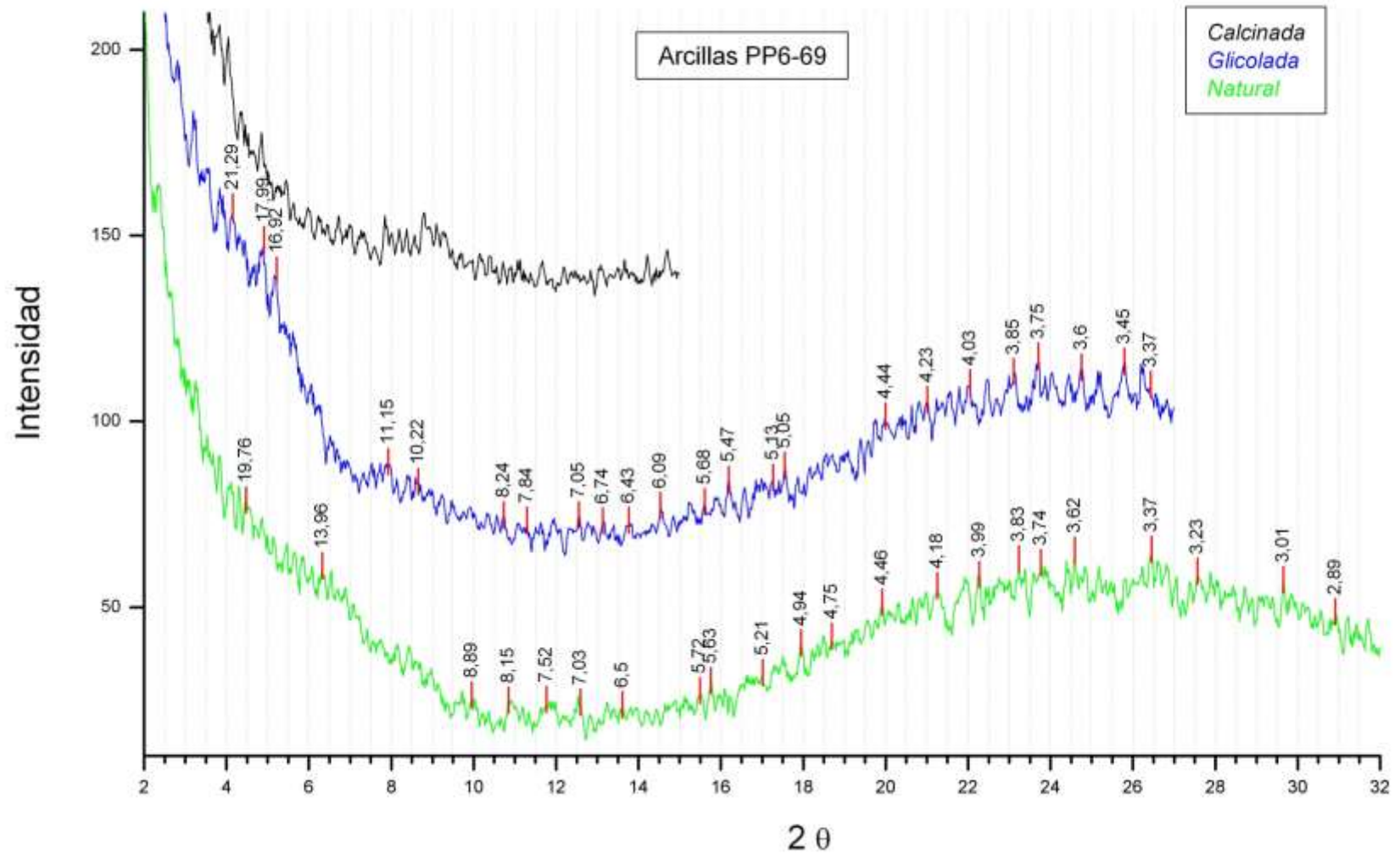


Figura A. 13: Difractograma. Muestra PP6-69 de la Cuenca de Claromecó, localidad de Tres Arroyos