

**PETROLOGIA Y DIAGENESIS
DE LAS UNIDADES SEDIMENTARIAS
PRECAMBRICAS DE OLAVARRIA
PROVINCIA DE BUENOS AIRES**

AUTOR

LUCIA E. GOMEZ PERAL

DIRECTOR

DANIEL G. POIRE

TESIS DOCTORAL

TOMO II

FEBRERO 2008

**FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA**

PETROLOGIA Y DIAGENESIS DE LAS UNIDADES
SEDIMENTARIAS PRECAMBRICAS DE OLAVARRIA,
PROVINCIA DE BUENOS AIRES

AUTOR

LUCIA E. GOMEZ PERAL

DIRECTOR

DANIEL G. POIRE

TOMO II

FEBRERO 2008

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

CAPITULO 7	1
Análisis mineralógico por difracción de rayos X	1
7.1 Introducción	1
7.2 Metodología de estudio	2
7.2.1 Residuo ácido insoluble	2
7.2.2 Difracción de Rayos X	3
Roca Total	3
Residuo	3
Arcillas	4
Limpieza	4
Muestras orientadas	5
7.2.2.1 Análisis cualitativo	6
7.2.2.2 Análisis semicuantitativo	6
7.2.2.3 Politipos	7
7.2.2.4 Índice de cristalinidad e índice de Esquevin	7
7.2.2.5 Interestratificado I-S – implicancia en la diagénesis	9
7.3 Resultados obtenidos	13
7.3.1 Mineralogía de la Formación Villa Mónica	13
7.3.1.1 Asociación de facies cuarzo arcósicas (I)	13
Roca total	14
Muestras orientadas	35
ANEXO	47
Microscopía electrónica de barrido (MEB)	47
7.3.1.2 Asociación de facies dolomítico pelíticas (II)	53
Roca total	63
Residuo Acido Insoluble (RAI)	65
Muestras orientadas	68
Determinación de la estequiometría de las dolomías por DRX	74
Grado de orden estructural de la dolomita	75
7.3.2 Formación Cerro Largo	80
7.3.2.1 Asociación de facies psamíticas y pelíticas (III)	80

Roca total	89
Muestras orientadas	95
7.3.2.2 Asociación de facies cuarzosas (IV)	100
Roca total	105
Muestras orientadas	108
7.3.3 Formación Olavarría	111
7.3.3.1 V) Asociación de facies pelíticas	111
Roca total	117
Muestras orientadas	118
7.3.4 Mineralogía de la Formación Loma Negra	124
7.3.4.1 Asociación de facies de mudstones micríticos (VI)	124
Roca total	131
Residuo Acido Insoluble (RAI)	137
Muestras orientadas	137
7.3.5 Formación Cerro Negro	139
Roca total	140
Residuo Acido Insoluble (RAI)	145
Muestras orientadas	145
7.4 GÉNESIS DE LOS ARGILOMINERALES	149
7.4.1 Generalidades	149
7.4.1.1 Arcillas autigénicas – neoformadas	150
7.4.2 Ambientes de formación de argilominerales	153
7.4.2.1 Meteorización	153
7.4.2.2 Sedimentación	155
7.4.2.3 Diagénesis	156
Eodiagénesis	156
Mesodiagénesis	157
Telodiagénesis	158
7.4.2.4 Hidrotermal	159
7.4.3 Regolito o Gruss	161
7.4.4 Grupo Sierras Bayas	161
7.4.4.1 Génesis de los argilominerales de la Formación Villa Mónica	162
7.4.4.1a Asociación de facies cuarzo arcósicas (AFQA I)	162
7.4.4.1b Asociación de facies dolomítico pelíticas (AFDP II)	166

7.4.4.2 Génesis de los argilominerales de la Formación Cerro Largo	167
7.4.4.3 Génesis de los argilominerales de la Formación Olavarría	171
7.4.4.4 Génesis de los argilominerales de la Formación Loma Negra	172
7.4.4.5 Génesis de los argilominerales de la Formación Cerro Negro	173
7.5 Discusión	176
7.5.1 Pirofilita y sus dos génesis	176
7.5.1.1 Pirofilita de origen hidrotermal	176
7.5.1.2 Pirofilita de origen meteórico	176
7.6 Conclusiones	179
7.6.1 Formación Villa Mónica	179
7.6.2 Formación Cerro Largo	180
7.6.3 Formación Olavarría	181
7.6.4 Formación Loma Negra	181
CAPÍTULO 8	184
GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES CARBONÁTICAS	184
8.1 Introducción	184
8.2 Antecedentes	185
8.3 Objetivos	185
8.4 Metodología	186
8.5 Geoquímica	191
8.5.1 Dolomías – Formación Villa Mónica	191
8.5.2 Calizas - Formación Loma Negra	197
8.6 Diagénesis	204
8.7 Quimioestratigrafía	209
8.8 Conclusiones	217
8.8.1 Formación Villa Mónica	217
8.8.2 Loma Negra Formación	218
CAPITULO 9	220
NIVELES FOSFATICOS – FOSFOGENESIS	220
9.1 Introducción	220

9.2 Petrología	228
9.2.1 Niveles fosfáticos de la Formación Villa Mónica	228
9.2.1.1 Nódulos y lentes fosfáticos AFQA (I)	228
9.2.1.2 Nivel con clastos fosfáticos AFDP (II)	231
9.2.2 Nivel fosfático de la Formación Cerro Negro	236
9.3 DIFRACCION DE RAYOS X	238
9.3.1 Niveles fosfáticos - Formación Villa Mónica (NFI)	238
9.3.2 Nivel fosfático - Formación Cerro Negro (NFS)	239
9.4 GEOQUIMICA	243
9.5 FOSFOGENESIS y PALEOAMBIENTE SEDIMENTARIO	246
9.6 Edad de los niveles fosfáticos	249
9.6.1 Niveles con nódulos y clastos fosfáticos – Formación Villa Mónica	249
9.6.2 Nivel fosfático superior - Formación Cerro Negro	250
9.7 Discusión y conclusiones	250
CAPITULO 10	253
CONCLUSIONES	253
10.1 Introducción	253
10.2 Metodología	255
10.3 Sistema de Información Geográfica	255
10.4 Estudio de las facies sedimentarias	256
10.5 Petrología y diagénesis de las facies carbonáticas	258
10.5B Dolomías de la Formación Villa Mónica	258
10.5C Calizas de la Formación Loma Negra	259
10.5D Estilolitas	260
10.6 Petrología y diagénesis de las facies silicoclásticas	261
10.6.1. Formación Villa Mónica Asociación de facies cuarzo arcósicas	261
10.6.2 Formación Cerro Largo	262
10.6.3 Formación Olavarría	263
10.7 Estudio mineralógico por DRX	263
10.7.1 Formación Villa Mónica	264
10.7.2 Formación Cerro Largo	266

10.7.3 Formación Olavarría	267
10.7.4 Formación Loma Negra	267
10.7.5 Formación Cerro Negro	267
10.8 Geoquímica de las unidades carbonáticas	268
10.8.1 Dolomías de la Formación Villa Mónica	268
10.8.2 Calizas de la Formación Loma Negra	268
10.9 Niveles fosfáticos - Fosfogénesis	269
REFERENCIAS	271

CAPITULO 7

ANÁLISIS MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X

CAPÍTULO 7

ANÁLISIS MINERALÓGICO POR DIFRACCIÓN DE RAYOS X

7.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se realiza una caracterización de la composición mineralógica de las rocas que constituyen las secuencias sedimentarias del Grupo Sierras Bayas. Para ello se efectúan determinaciones tanto en roca total como en la fracción fina ($< 4\mu$), con especial énfasis en el análisis de la mineralogía de arcillas.

En el campo de la geología y de la sedimentología este tipo de estudios tiene aplicación en la caracterización litológica del área fuente, de las condiciones paleoclimáticas, así como también de los procesos diagenéticos que afectaron a las sedimentitas del Grupo Sierras Bayas.

El análisis mineralógico por difracción de rayos X (DRX) consiste en el reconocimiento y cuantificación de los componentes mineralógicos presentes en las rocas carbonáticas y silicoclásticas del Grupo Sierras Bayas y la Formación Cerro Negro. A pesar de que con anterioridad se han realizado numerosos estudios de este tipo en dichas secuencias (Íñiguez, y Zalba, 1974; Dristas y Frisicale, 1984 y 1987; Poiré, 1987; Bertolino 1988; Frisicale, y Dristas, 2000; Andreis, R.R., 2001; Alló, W., 2001; Dristas, y Frisicale, 2001 y 2003) los datos aquí obtenidos resultan importantes para una confrontación con los aportados previamente. Asimismo, durante la realización de este estudio se ha reconocido la presencia de argilominerales que no habían sido mencionados en el área de estudio.

Uno de los objetivos principales de este tipo de análisis se orienta hacia la obtención del grado diagenético mediante la comparación de patrones estandarizados a partir del análisis de los minerales de arcillas.

Los análisis microscópicos como así también la determinación de la cristalinidad de la illita y de los politipos presentes, han permitido el reconocimiento de niveles con arcillas de origen combinado entre sedimentario, ya sea como componentes heredados o con variable grado diagenético, pedogenético y/o meteórico, y otras de origen hidrotermal. Asimismo, mediante las mediciones de la cristalinidad de la illita

en diferentes niveles se ha podido determinar en forma aproximada el grado diagenético alcanzado por las diferentes facies, aunque se consideran de vital importancia los resultados petrográficos descriptos anteriormente (Caps. 5 y 6). Dentro de las arcillas de origen sedimentario en algunos casos ha sido posible discriminar aquellas de origen detrítico de las de origen autigénico, fundamentalmente mediante la diferenciación de los datos obtenidos por DRX.

7.2 METODOLOGÍA DE ESTUDIO

Se realizan análisis por difracción de rayos X de roca total, y muestras orientadas de pelitas, areniscas, vaques, margas, dolomías, y calizas micríticas sobre muestras provenientes de diez perfiles relevados en el campo y seis perfiles de perforaciones con testigos de la cantera el Polvorín. Las muestras fueron obtenidas de los perfiles relevados en las canteras: Malegni I, Tres Antenas, Piedra Amarilla, Volcamaq, El Polvorín, Cementos Avellaneda S.A., Cerro Negro, Loma Negra S.A.; afloramientos: Laboreo La Pampita, Cerro Tres Lomas y Abra de Tres Lomas, y pozos: testigos de perforación en las canteras El Polvorín y Piedra Amarilla.

Mediante la técnica de **difracción de rayos X** se analizan un total de 310 muestras. Las graficaciones de los difractogramas se realizan implementando el programa *Origin*®. En una primera instancia, sobre los análisis de Roca Total, se distinguen litologías de mudstones micríticos, dolomías, margas, pelitas, areniscas cuarzosas, areniscas glauconíticas, etc. Luego se efectúan análisis mediante la técnica de Arcillas encontrando tanto componentes relacionados a procesos predepositacionales como postdepositacionales.

En el caso de las muestras carbonáticas se realizan asimismo análisis de tipo roca total sobre el Residuo obtenido a partir de la disolución de los carbonatos. La finalidad de los mismos es la de visualizar con mayor claridad los componentes minerales no carbonáticos presentes en las muestras, especialmente las variedades de la sílice (ópalo, chert, cuarzo, etc.), óxidos de hierro y arcillas entre otros.

7.2.1 Residuo ácido insoluble

En el caso de las rocas con carbonatos abundantes (calizas y dolomías) se separan tres gramos (3g) de polvo para realizar el análisis químico de residuo ácido insoluble (R.A.I).

El procedimiento analítico consiste en pesar entre 1 y 3 gramos (de acuerdo al contenido estimado de carbonato) de muestra en un vidrio reloj para colocarlo en un vaso de 250 ml; luego se tapa con un vidrio y se agregan 150 ml de HCl al 25% (vol /vol); este preparado se calienta a 55 °C durante 30 minutos.

Luego se filtra el residuo en un papel de filtro de 125 mm de diámetro para que retenga todo el material, inclusive el más fino (en este caso se utilizó un papel de filtro Schleicher & Schuel). El filtro con el residuo es lavado varias veces con agua destilada para asegurar que se ha eliminado todo el ácido.

Finalmente, se pesa el residuo (es importante pesar previamente un papel de filtro para restarlo luego al del filtro con el residuo), logrando de esta manera registrar su valor porcentual (% R.A.I.), es decir, todo el material que no pasó a la fracción soluble durante el ataque con el ácido clorhídrico.

Algunas de las muestras han sido calcinadas en cápsulas de platino previamente pesadas, a fin de controlar la cantidad de agua composicional existente en las mismas. Para calcinarlas, se coloca la cápsula con la muestra sobre mechero *Bunsen* hasta alcanzar una temperatura de 1000°C durante 10 minutos.

7.2.2 Difracción de Rayos X

El análisis de Difracción de Rayos X permite estudiar la composición mineralógica de las muestras arriba citadas, mediante los análisis de ROCA TOTAL, RESIDUO y MUESTRAS ORIENTADAS de ARCILLAS.

ROCA TOTAL

La técnica de **ROCA TOTAL** consiste en el análisis por difracción de rayos X de una muestra representativa del total de la roca. La misma se obtiene moliendo un trozo de roca hasta obtener de un polvo muy fino (malla 230 ASTM), que se coloca

en portamuestras de aluminio y se compacta uniformemente, de manera de generar una superficie lisa y regular para ser expuesta a los rayos X. De esta manera se identifican todos aquellos componentes minerales de la roca, que se encuentren en una proporción por lo general mayor al 3 %.

RESIDUO

Los análisis de **RESIDUO** son similares a los de Roca Total, pero el difractograma se realiza sobre el residuo insoluble obtenido una vez eliminados todos los carbonatos (por disolución en medio ácido), tal como se describe más arriba en la técnica de RAI.

ARCILLAS

Antes de aplicar la técnica de arcillas para la DRX de las muestras orientadas, en algunos casos es necesario proceder a la limpieza y concentración previa de las arcillas presentes en la muestra. Estos pasos previos son brevemente descriptos a continuación.

Limpieza

El objetivo de esta etapa es eliminar materia orgánica y carbonatos que puedan interferir en las difracciones, como en el caso de las calizas micríticas de la Formación Loma Negra.

Para eliminar carbonatos, se coloca el material en un vaso de precipitado y se le agrega solución de Morgan (con pH alrededor de 5). En las facies de mudstones micríticos se observó un burbujeo producto de la eliminación de gases (CO₂). El tiempo mínimo de esta etapa es de 4 horas, y puede extenderse de acuerdo a la cantidad de carbonato que presente la muestra.

Luego se le agregan a la misma muestra unos 150-200ml de agua oxigenada al 30% para eliminar la materia orgánica (MO). Aquí otra vez puede observarse el burbujeo; el tiempo mínimo necesario para esta reacción es de 6 horas. En las muestras de calizas micríticas el proceso se ha extendido durante un día.

Otro procedimiento realizado, en aquellas muestras en las que no se lograba mantener el material en suspensión, consiste en lavar la muestra mediante la adición de dispersante dispexN-40 o hexametáfosfato de Na y de esta forma evitar

la floculación. Las cantidades utilizadas son mínimas; y en ocasiones se coloca el preparado en un vibrador ultrasónico durante 5 minutos, para que el material muy fino ($< 4\mu$) quede en suspensión.

MUESTRAS ORIENTADAS

Los análisis de muestra orientada se realizan mediante la preparación de una suspensión obtenida a partir de la mezcla del polvillo (utilizado en el análisis de roca total) con agua destilada. Se deja decantar la fracción gruesa durante 4 horas (de acuerdo a la ley de Stokes), y luego se toma con pipeta una muestra de la suspensión la cual se coloca en un portaobjetos para su secado a temperatura ambiente. De esta manera los argilominerales se orientan de forma preferencial según el plano (001). Esta muestra, es denominada **natural** ya que es secada a temperatura ambiente en contacto con el aire.

Para la identificación y cuantificación de las arcillas, se realizan otros dos ensayos sobre muestras denominadas **glicolada** y **calcificada**. La primera se obtiene exponiendo el preparado natural a los vapores de etilenglicol, durante veinticuatro horas. La calcificada se logra colocando el preparado natural en mufla, a 550° C durante dos horas.

Los difractogramas son elaborados en el Laboratorio de Rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) como así también en el laboratorio de RX de la *Rand African University* de Sudáfrica. En el primer caso se utiliza un difractómetro Phillips, con radiación de $\text{CuK}\alpha$ de $1,5414 \text{ \AA}$, filtro de Ni, con un voltaje de 40 Kv y una intensidad de corriente de 18 mA. Se fija una velocidad de registro de $2^{\circ} 2\theta$ por minuto y un intervalo de registro de 3 a 40° para la muestra total, 3 a 35° para la muestra natural, 2 a 27° para la muestra glicolada y 3 a 15° para la calcificada. En el segundo caso se trabaja con un equipo Philips (2001) con ánodos de Cu y Co, voltaje de 40Kv intensidad de 40 mA Espaciado de $0,0170^{\circ}2\theta$, intervalo de tiempo de 10 segundos. Este equipo trabaja con radiación continua y se utiliza un intervalo de registro de 3° a 80° sobre muestras de polvo de roca total.

El laboratorio de Difracción de Rayos X del CIG cuenta con un sistema informatizado a través de una interfase, de manera que todos los diagramas de difracción de rayos X son grabados para su posterior procesamiento digital mediante programas de tratamiento de datos (*Origin^(R)*) y de graficación (*Corel*

Draw). Mientras que en la *Rand African University* (Sudáfrica) se utilizaron los programas *X'Pert Data Collector* y *X'Pert High Score* con los cuales se obtienen los diagramas y las tablas con los valores en grados 2θ y los cuales están integrados a una computadora adosada al equipo para tal fin.

7.2.2.1 Análisis cualitativo

Para identificar las diferentes especies minerales que componen cada una de las muestras, los valores de los picos del difractograma, (expresados en unidades de ángulo 2θ , donde θ representa el ángulo de refracción), se convierten en valores de espaciado d , (expresadas en unidades de longitud en ángstrom -Å-) de los planos que producen las reflexiones, según lo expresa la Ley de Bragg (Brindley, 1961; Brown, 1980). Luego, se asignan los picos a las especies minerales, de acuerdo con los patrones estándar establecidos.

7.2.2.2 Análisis semicuantitativo

Sobre la base de las intensidades relativas de las principales reflexiones de los componentes mineralógicos previamente identificados se procede a la semicuantificación de los mismos.

En el diagrama de la muestra total se realiza una estimación de las proporciones de los componentes no argilíticos y se estima su abundancia relativa.

Para los argilominerales se calcula su proporción relativa sobre la base del cálculo de las áreas definidas por los picos de máxima intensidad en la muestra natural. Dado que la respuesta de las especies minerales a la sedimentación depende de la forma característica de las partículas (Pierce y Siegel, 1969), no se establece una relación directa entre las áreas definidas por los picos de máxima intensidad de los diferentes argilominerales. Por este motivo el área correspondiente al pico 001 de illita (10 Å) se toma como unidad entera, las de los picos 001 de caolinita y 002 de clorita (7 Å) deben dividirse por dos y la del pico de esmectita (14 a 17 Å) se divide por cuatro. Dado que el pico de máxima intensidad de la caolinita y la 002 de la clorita se localiza en 7 Å (Lluch & Spalletti, 1976), las proporciones relativas de estas especies minerales se determinan sobre la medición de las reflexiones de los picos 002 de la caolinita (3,57 Å) y 004 de la clorita (3,53 Å). La cuantificación relativa de los interestratificados illita/esmectita se efectúa a

partir de las reflexiones ubicadas entre los picos de 10 y 14 Å.

7.2.2.3 Politipos

Definición

El Politipismo es una consecuencia de los diferentes arreglos de apilamientos en unidades capa o estructuras laminares tales como las de los filosilicatos. Durante el crecimiento de los cristales, se genera una forma de secuencia de apilamiento de características particulares dependiendo de ciertos parámetros como la temperatura, presión y velocidad (T, P y v) de crecimiento (Walter, 1993).

Otra forma de definirlo es como un caso especial del polimorfismo restringido a estructuras en capas pero no restringido a silicatos únicamente. Es así, que muchos de los minerales de las arcillas tienen polimorfos o formas politípicas (Moore y Reynolds, 1989).

Para la determinación de politipos se utilizan en general muestras de polvo al azar. La cuantificación de los politipos de la illita permite la diferenciación de los componentes detríticos y diagenéticos de este mineral. Los politipos más comunes son tres: 1Md, 1M y 2M1. Los dos primeros son considerados de origen diagenético, mientras que al 2M1 se le atribuye un origen detrítico, (Grathoff y Moore, 1996). Cabe resaltar que el tipo 2M1 puede ser atribuido tanto a un origen metamórfico como hidrotermal, es decir que sólo puede ser considerado como un componente heredado (detrítico) o bien neoformado (por acción de fluidos hidrotermales).

La determinación de los politipos de la illita presentes en las facies sedimentarias del Grupo Sierras Bayas se realiza en base a los resultados propuesto por Grathoff y Moore, (1996).

7.2.2.4 Índice de cristalinidad e índice de Esquevin

El grado de cristalinidad de la illita se puede determinar empleando el índice de cristalinidad **IC** (de la Illita) o índice de Kubler (Kubler, 1967), definido como el ancho del pico correspondiente a la reflexión 001 de la illita (medido a la mitad de la altura del pico), expresado en grados 2θ . También se calcula el índice de Esquevin (**IE**) (Esquevin, 1969) cuyo valor es dado por la relación entre la

intensidad de las reflexiones 002 y 001 de la illita en la fracción fina. Este valor de IE está en función del carácter ferromagnesiano o aluminosa de la illita. Si la relación I_{002}/I_{001} es menor a 0,25 se dice que la illita es ferromagnesiana, mientras que si ese valor es mayor a 0,40 se dice que la misma es aluminosa. Dado que varias muestras analizadas tienen valores entre 0,25 y 0,40 de IE se las indica en este trabajo como de carácter intermedio.

La determinación del grado de cristalinidad de la illita constituye una herramienta muy importante desde el punto de vista de la génesis de la misma. Este índice permite diferenciar rocas que han sido sometidas a condiciones diagenéticas ($IC > 0,42$), de aquéllas que han alcanzado un bajo grado de metamorfismo ($IC < 0,42$), (Kubler, 1967). Mientras que el límite entre la anquizona y la epizona está dado por un valor de $IC=0,25$ (Kubler, 1967).

Existe un diagrama muy utilizado que compara el índice de cristalinidad de la illita (IC) con el índice de Esquevin (IE) (Fig. 7.A), en el que puede observarse si las muestras poseen valores dentro del campo de la diagénesis, anquizona o metamorfismo y si son de naturaleza aluminosa, ferromagnesiana o de composición intermedia entre ambas.

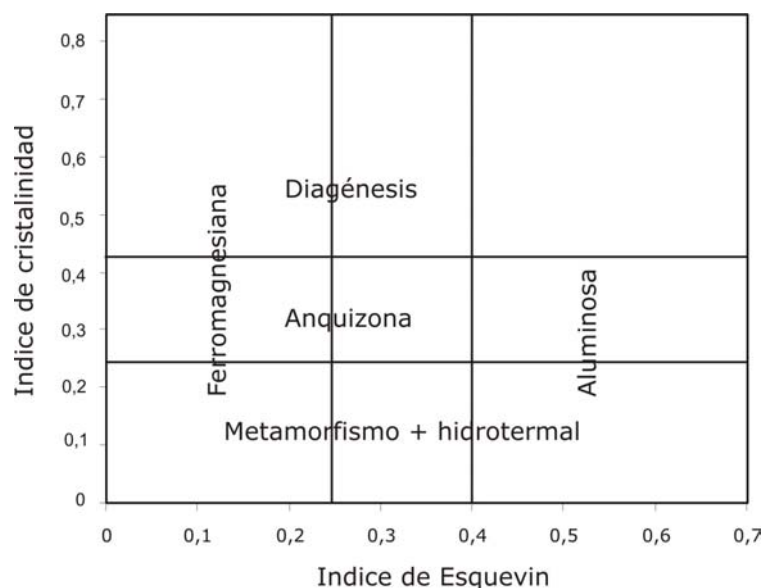


Figura 7.A. Diagrama de Índice de Esquevin versus el índice de cristalinidad de la illita. Se delimitan los campos de diagénesis, anquimetamorfismo y metamórfico - hidrotermal y la naturaleza ferromagnesiana o aluminosa.

Por otra parte, en este trabajo se considera que los fluidos hidrotermales son capaces de modificar el índice de cristalinidad de la illita en forma local como se observa en niveles intercalados en la secuencia, por ejemplo aquellos encontrados en la asociación de facies cuarzo-arcósicas (IC 0,32 – 0,14), independientemente de la profundidad de soterramiento alcanzada por la sucesión (Fig. 7.B). Tales valores se atribuyen a un aporte calórico por parte de fluidos hidrotermales los cuales resultan en la neoformación de illita de muy buena cristalinidad.

7.2.2.5 Interestratificado I-S – implicancia en la diagénesis

El interestratificado I-S constituye el tipo más abundante, diversificado y de mayor distribución dentro de las rocas sedimentarias.

El pico (002) de illita-mica (I-M) acusa en los difractogramas una posición que varía de acuerdo al número de capas expansivas que posee la muestra. Estas capas, decrecen en abundancia con el incremento de la profundidad, lo que provoca un desplazamiento del pico en la muestra glicolada que varía desde los 14Å con 100% de esmectita, hasta 10Å con un 100% de capas de illita –mica (Decastelli e Iñiguez, 1984).

Una forma de establecer el porcentaje de illita en el interestratificado illita/esmectita es a partir del análisis directo de los difractogramas de rayos X. Para esto se establece el parámetro $\Delta 2\theta$ (la diferencia en grados 2θ entre el pico 001 y 002) en la muestra glicolada ya que el mismo resulta relativamente inalterado ante las variaciones de espesores de la intercapa (Moore y Reynolds, 1989).

Durante el enterramiento se observan cambios en la proporción de capas expansivas en los interestratificados de illita/esmectita y en el ordenamiento de los mismos en relación a los cambios de temperatura (Cuadro 7.1). Pollastro (1993) presenta la relación empírica entre las transformaciones de los interestratificados I/S y la temperatura proveyendo de una base para su uso como geotermómetros. Los cambios en la proporción de illita y en el ordenamiento de los interestratificados I/S, pueden ser determinados a través de la difracción de rayos x, y luego ser utilizados para correlacionar los mismos con variaciones de temperatura debidas al enterramiento.

Reynolds y Hower (1970), definieron tres formas de interestratificados I/S utilizando la notación de "*Reichweite*" (R) (Reynolds, 1980): desordenada (R=0), de bajo grado de ordenamiento (R=1) y de alto grado de ordenamiento (R=3), donde el porcentaje de illita del interestratificado es de 20% para R=0, 65% para R=1 y 90% para R=3.

Inter. I/S	Picos (A)	% illita	Geotermómetro en rocas antiguas (> 5Ma)	Geotermómetro en rocas modernas (< 3Ma)
R=0	17 8,7 5,6 3,36	20	50-60°C	variable
R=1	27 13,4 9,4 5,3 3,35	65	100-110°C	120-140°C
R=3	11,3 10 5,1 3,34	90	170-180°C	170-180°C

Cuadro 7.1. Se indican por ejemplo tres tipos de interestratificado de acuerdo al porcentaje de illita presente en los mismos I/S (R=0; R=1 y R=3), se establecen los picos (en A) más representativos, y la temperatura de transformación tanto en depósitos antiguos como modernos. Resumido de Pollastro 1993.

De acuerdo a lo representado en el cuadro 7.1, se observa que el pasaje de esmectita a I/S (R=0) ocurre alrededor de los 60°C, mientras que el de I/S (R=0) a I/S (R=1) estaría alrededor de los 100-110°C. Finalmente, se alcanza el I/S alcanza la forma ordenada R=3 alrededor de los 170-180°C, (Pollastro, 1993).

Mediante la obtención del porcentaje de capas expansivas de los interestratificados de illita-esmectita es posible correlacionar a éstos con los niveles isodiagenéticos (Decastelli e Iñiguez, 1984) (Cuadro 7.2).

Se pueden dividir cuatro estadios diagenéticos cuyos límites están dados sobre la base del contenido de capas expansivas (Cuadro 7.2).

Estadio diagenético	% capas expansivas
Eodiagénesis	> 75%
Mesodiagénesis temprana	50 – 75%
Mesodiagénesis tardía	25 – 50%
Telodiagénesis	25%

Cuadro 7.2. Cuadro comparativo entre el porcentaje de capas expansivas y el estadio diagenético correspondiente. Modificado de Decastelli e Iñiguez, 1984.

De acuerdo a lo expresado por Decastelli e Iñiguez, 1984, dentro de la Eogénesis se produce la pérdida de agua poral de los fangos. En la mesogénesis temprana se haya el primer estadio de deshidratación de las arcillas, y en la tardía el segundo.

Por otra parte, el porcentaje de illita en el interestratificado illita/esmectita depende de tres factores principales: la profundidad, la temperatura y el tiempo en el que transcurre la transformación (Moore y Reynolds, 1989) (Fig. 7.B). En secuencias tan antiguas como las del Grupo Sierras Bayas cabría esperar que el tiempo sea el factor menos importante ya que es más que suficiente para que se produzcan las reacciones (supera los 500Ma). Sin embargo, se remarca que esta transformación puede ocurrir a poca profundidad si existe un aporte calórico adicional, como pueden ser los fluidos hidrotermales.

En este mismo sentido, Worden y Morad (2003) indican las transformaciones ocurridas durante el enterramiento, en donde por ejemplo señalan la conversión de un interestratificado illita- esmectita rico en esmectita (S/I) a un I/S (rico en illita) aproximadamente a los 90-100°C, el cual es transformado a illita a temperaturas cercanas a los 110-120°C. la illita se mantendría como tal incluso a temperaturas mayores de más de 150°C.

En este capítulo se denominan a los interestratificados de illita y esmectita como esmectita/illita (S/I) a aquellos en los que predominan las capas expansivas, (por encima del 50%), mientras que interestratificado illita/esmectita (I/S) se utiliza para aquellos en los que predomina la illita no expandible (con menos del 50% de capas expansivas=CE).

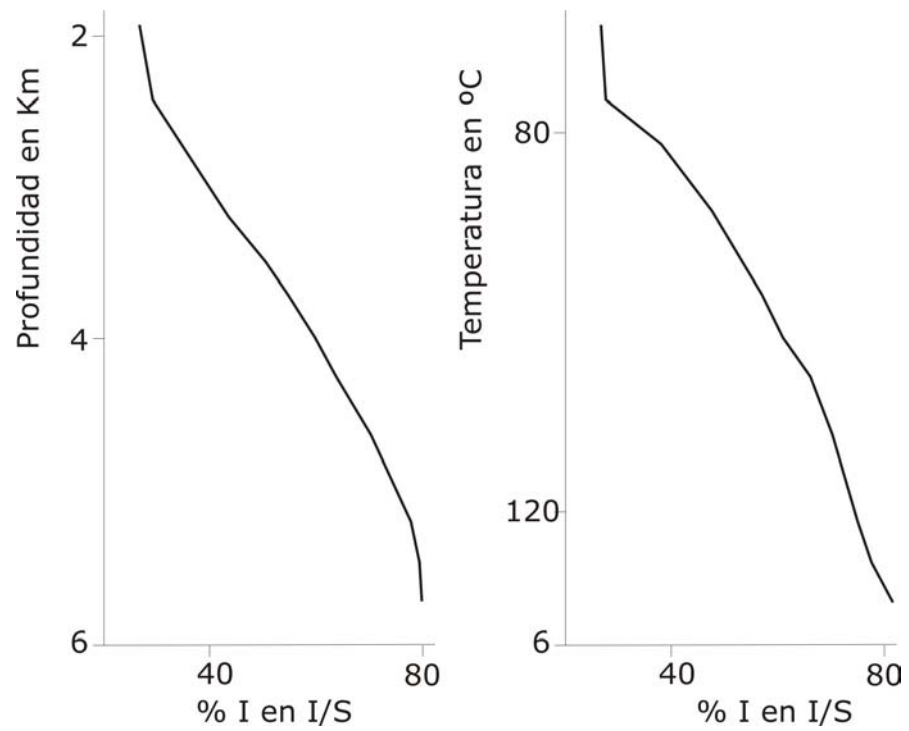


Figura 7.B. Comparación de la influencia de la profundidad y la temperatura en la composición del interestratificado I/S en secuencias de lutitas diagenéticas (Modificado de Hower, 1981, más tarde Moore y Reynolds, 1989).

7.3 RESULTADOS OBTENIDOS

Dentro del GSB se analizan por difracción de rayos X más de trescientas muestras de las cuales 165 pertenecen a la Formación Villa Mónica, (94 de la asociación de facies cuarzo arcósicas y 71 de la asociación de facies dolomítico pelíticas). Otras 49 muestras provienen de las areniscas, cuarcitas, vaques, y pelitas de la Fm. Cerro Largo. En la Fm. Olavarría se analizaron 21 muestras de pelita, y en la Fm. Loma Negra 59 muestras de asociación de facies de mudstones calcíticos.

Finalmente, se presentan algunos resultados parciales preliminares de análisis de DRX realizados en muestras (16) de la Fm Cerro Negro, la cual se presenta en contacto discordante por encima del GSB. Considerando que esta unidad está fuera de este caso particular de estudio, por lo que sólo se pretende introducir datos que puedan contribuir a futuros estudios.

7.3.1 Mineralogía de la Formación Villa Mónica

7.3.1.1 Asociación de facies cuarzo arcósicas (I)

RESULTADOS PREVIOS

Poiré (1987) advierte por análisis de roca Total que en la asociación de facies cuarzo arcósicas: *"el material arcilloso presenta una tendencia inversa a la de los feldespatos, es decir, que se incrementa su porcentaje en sentido ascendente. En las facies de arenitas cuarzosas es escaso. En contraposición en las facies de diamictitas es muy abundante, llegando en algunos casos a prevalecer sobre otros componentes para formar fangolitas"*.

La presencia de niveles ricos en pirofilita en esta unidad, fue previamente reportada por Poiré, et al (2005), estos autores mencionan que dicho argilomineral aparece distribuido en pelitas, en facies heterolíticas y en la matriz de areniscas cuarzosas friables. El análisis de las arcillas permitió sugerir un origen hidrotermal.

RESULTADOS DEL PRESENTE TRABAJO

a) Difractogramas

Los resultados del estudio mineralógico de la AFQA comienzan con el análisis de los difractogramas de Roca Total y de Arcillas en los cuales se reconocen

los picos principales de los minerales presentes en las muestras (Figuras 7.1 a 7.5).

Perfil Sector superior Canterón Villa Mónica (Núcleo Septentrional)

En la facies (1i) se identifican en los difractogramas los picos de cuarzo y arcillas; estas últimas representadas por illita, y muy escasos interestratificados illita – esmectita (I/S) y clorita (Fig. 7.1). En la facies (1m) se observan cuarzo y arcillas (Illita, con escasos I/S, caolinita), (Fig. 7.2). La facies (2) posee picos de cuarzo, feldespato potásico, calcita, y arcillas (illita, escaso I/S) (Fig. 7.3). Mientras que la facies (3) se caracteriza por la presencia de picos de cuarzo, feldespatos (plagioclasa y feldespatos alcalinos), calcita y arcillas (illita) (Fig. 7.4), aunque en algunas muestras la calcita está ausente y sólo se reconocen cuarzo, feldespato y arcillas (illita acompañada de escaso I/S) (Fig. 7.5).

Perfiles Pozos T2, T3 y T4 Cantera El Polvorín (Núcleo Central)

En los difractogramas analizados en estos perfil de pozos, se reconoce la presencia de cuarzo, feldespatos y arcillas (illita, I/S, pirofilita) (Figs. 7.6 a 7.8).

b) resultados semicuantitativos y variaciones composicionales

Para el ordenamiento de los resultados de los estudios de DRX realizados, en primer término se cuantifican los valores obtenidos en las tablas de composición correspondientes (Tablas 7.1 a 7.8). En este mismo sentido, se presentan en forma paralela los resultados en diagramas porcentuales de Roca Total y Arcillas acompañados de diagramas que comparan el índice de cristalinidad de la illita con el índice de Esquevin (IC vs. IE), (Figs. 7.10 a 7.15).

ROCA TOTAL

En las localidades estudiadas se observó una gran variabilidad en la composición mineralógica de la muestra Total, dependiendo principalmente del tipo de roca analizada.

Cantera Villa Mónica

En el perfil del sector superior de esta cantera, la asociación de facies cuarzo arcósicas exhibe un contenido de cuarzo muy variable entre moderado y muy abundante, el feldespato potásico es en general escaso a muy escaso con excepción de una muestra con contenido moderado, las plagioclasas son de ausentes a moderadas, se reconoce calcita de ausente a moderada, carbonatos como dolomita de muy escasa a escasa y arcillas en tenores variables entre muy escasos y abundantes, (Tabla 7.1, Fig. 7.10).

Perfil Cantera Villa Mónica - Asociación de facies cuarzoarcósicas

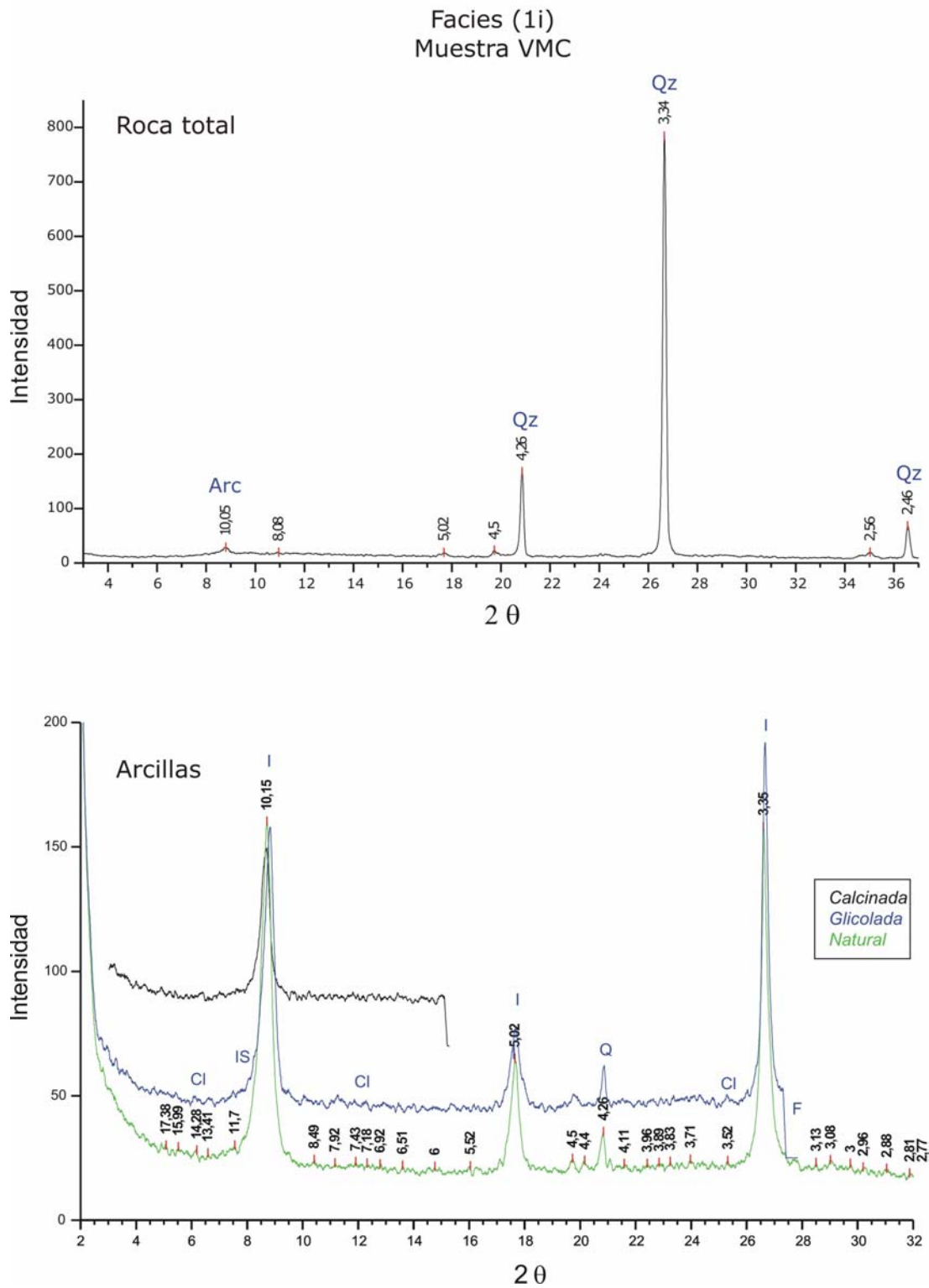


Figura 7.1. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (1i), Cantera Villa Mónica (sector superior).

Perfil Cantera Villa Mónica - Asociación de facies cuarzoarcósicas

Facies (1m)
Muestra Vm5

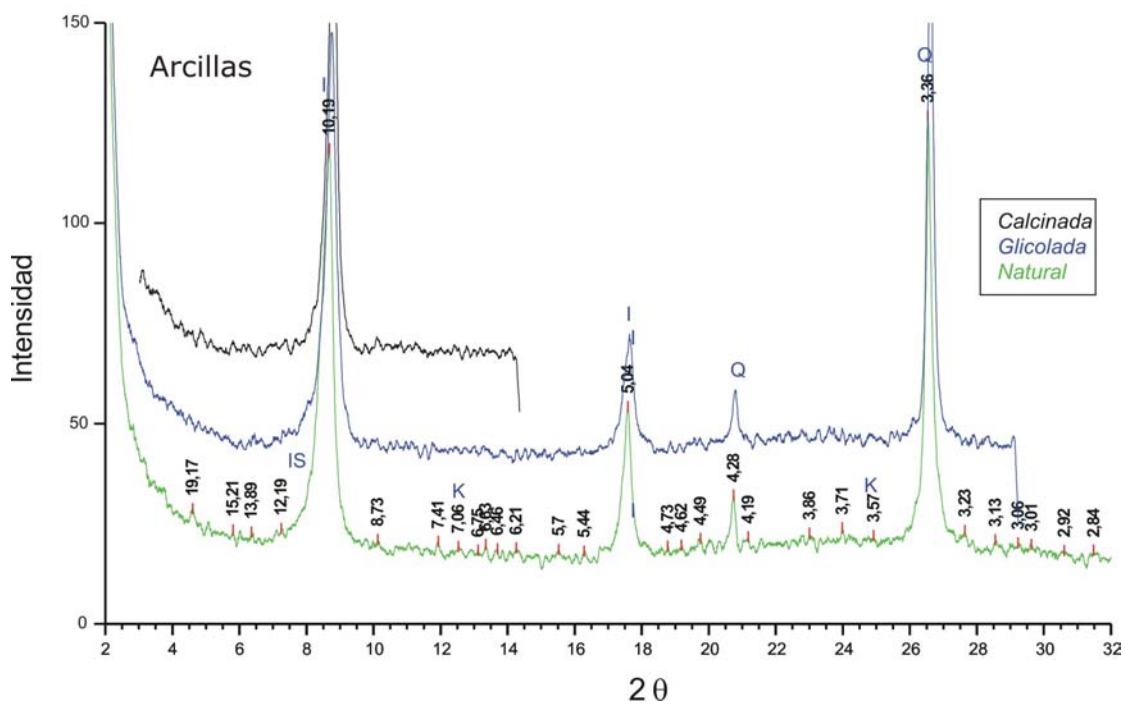
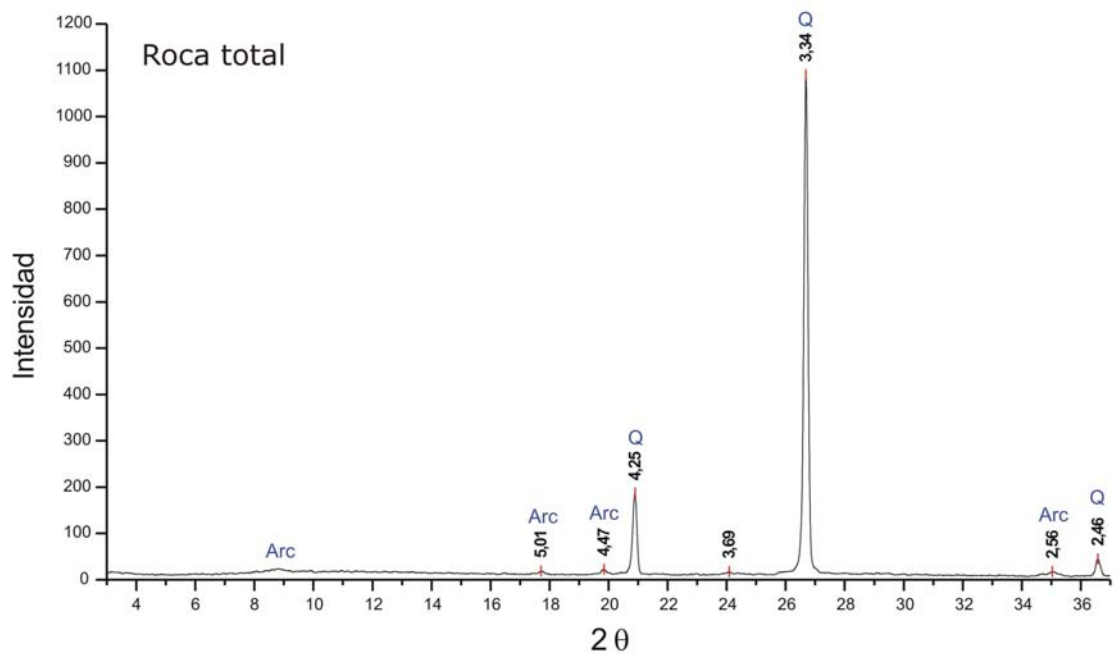


Figura 7.2. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (1m), Cantera Villa Mónica (sector superior).

Perfil Cantera Villa Mónica - Asociación de facies cuarzoarcósicas

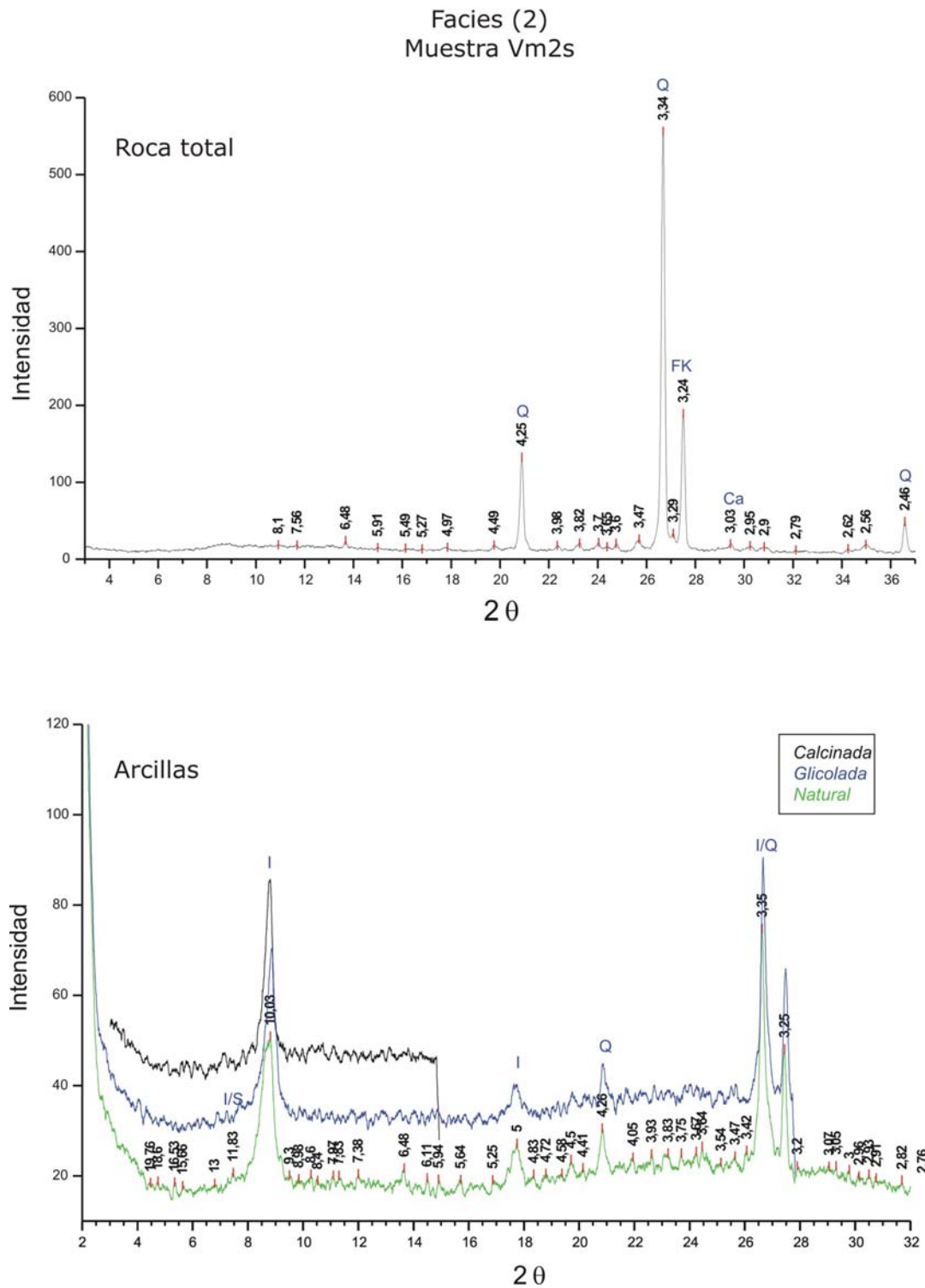


Figura 7.3. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (2), Cantera Villa Mónica (sector superior).

Perfil Cantera Villa Mónica - Asociación de facies cuarzoarcósicas

Facies (3)
Muestra Vm7

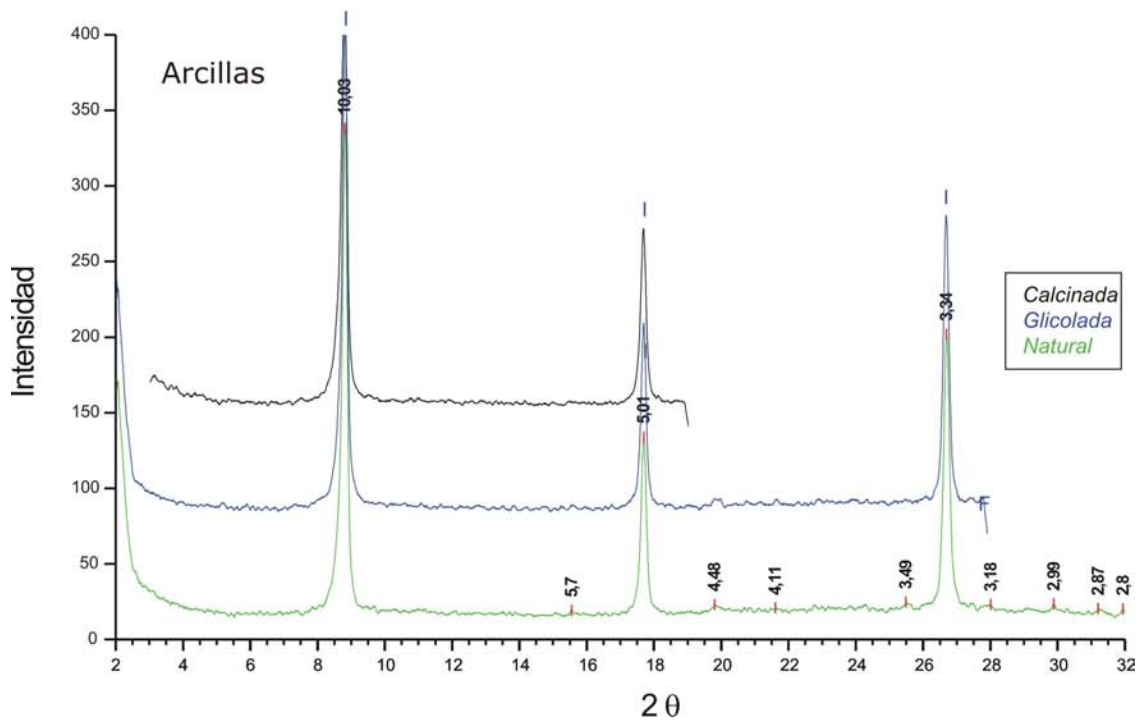
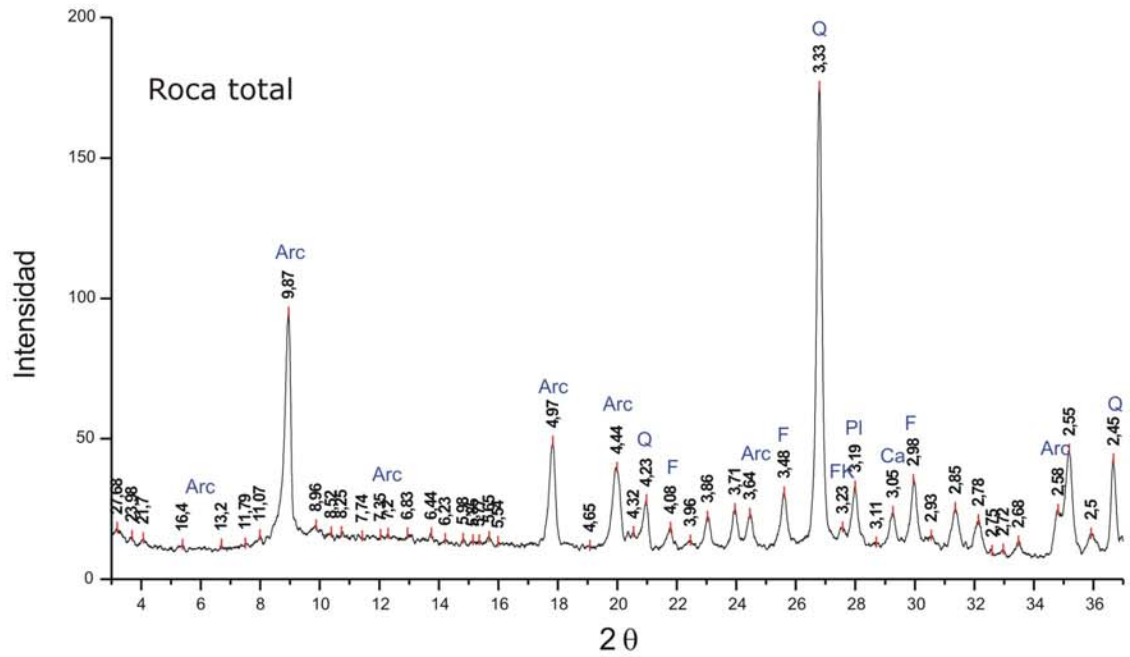


Figura 7.4. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (3), Cantera Villa Mónica (sector superior).

Perfil Cantera Villa Mónica - Asociación de facies cuarzoarcósicas

Facies (3)
Muestra Vm6

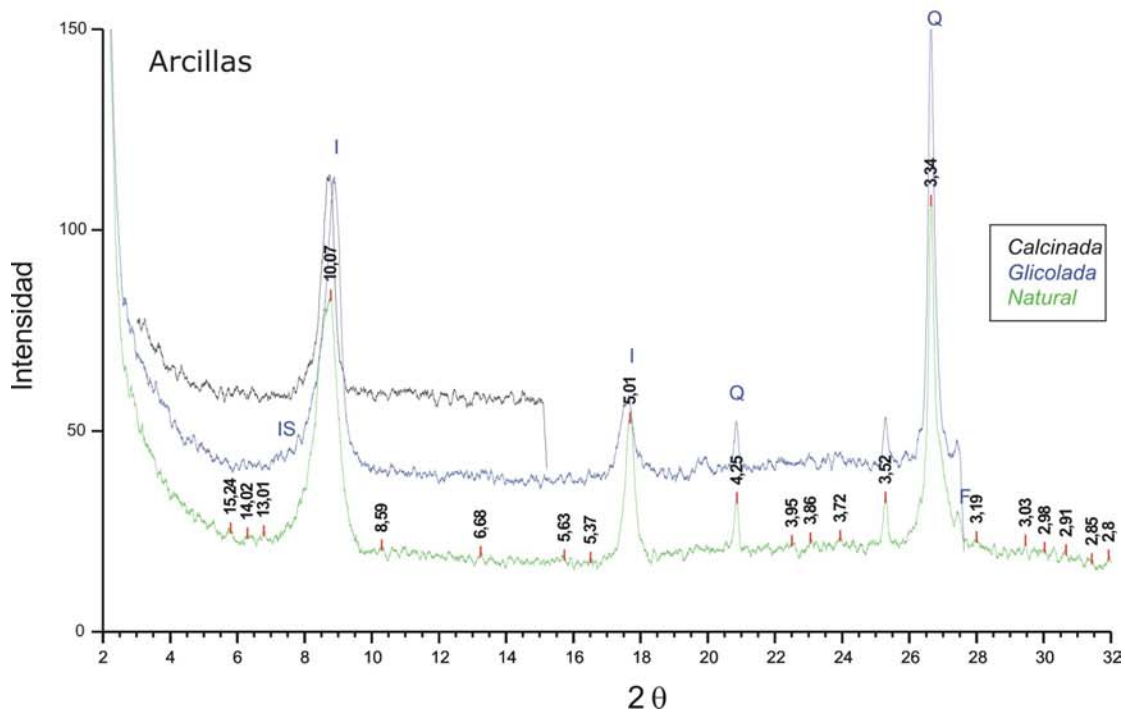
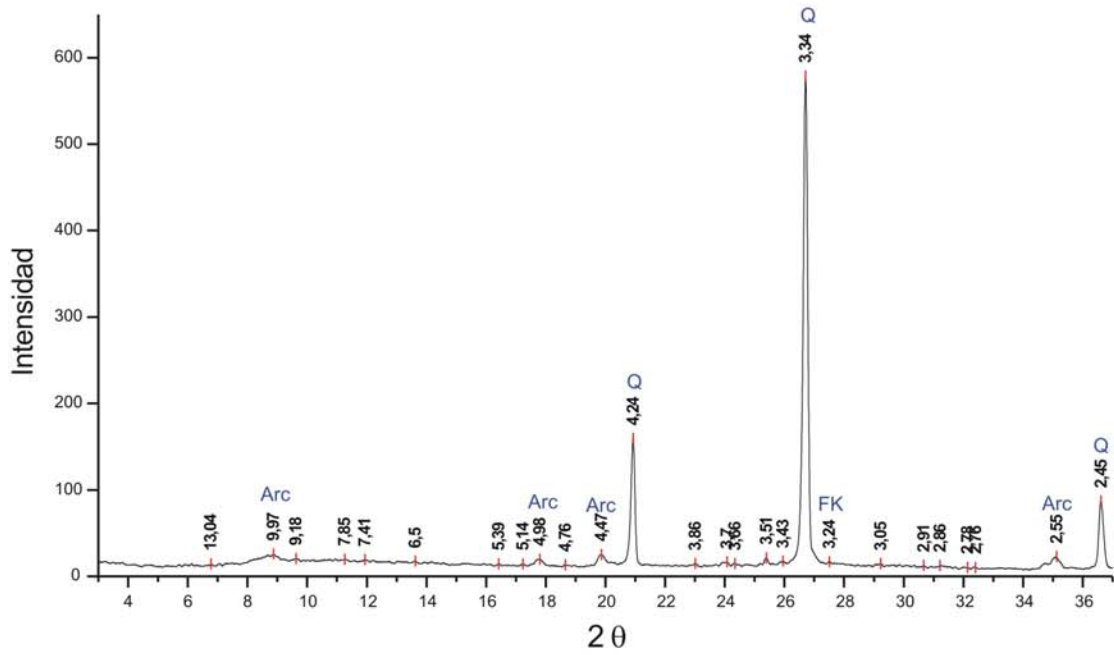


Figura 7.5. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (3), Cantera Villa Mónica (sector superior).

Perfil Pozo T2 Cantera El Polvorín - Asociación de facies cuarzo arcósicas

Facies (4)
Muestra T2 42,4

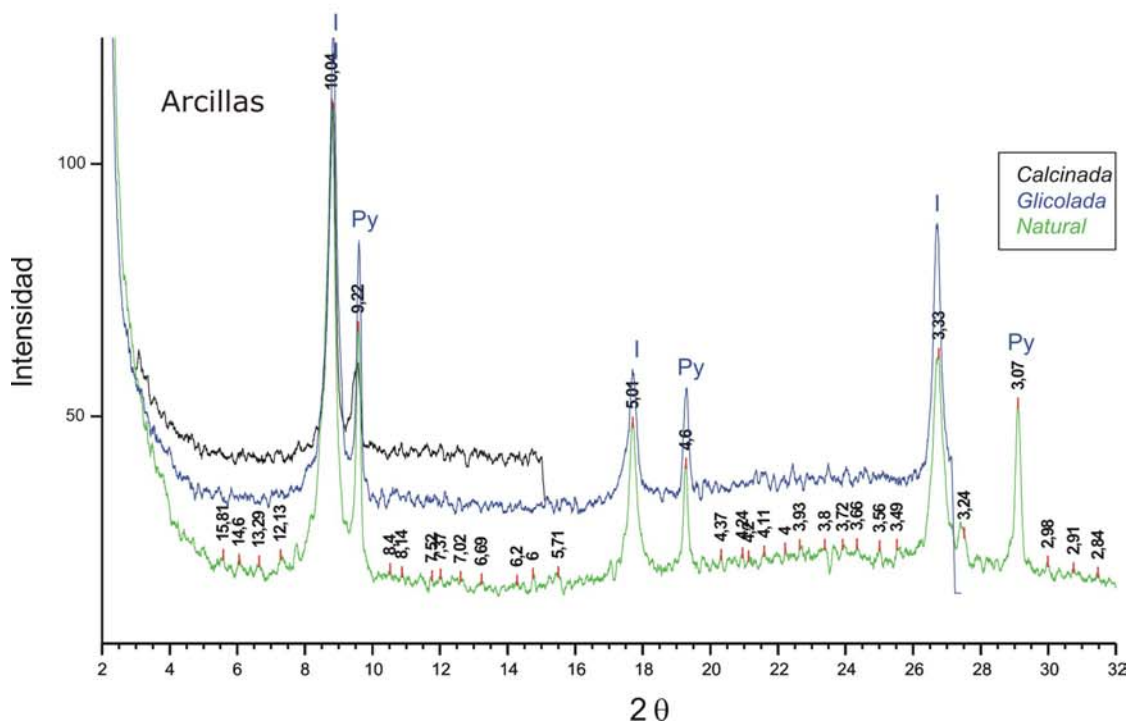
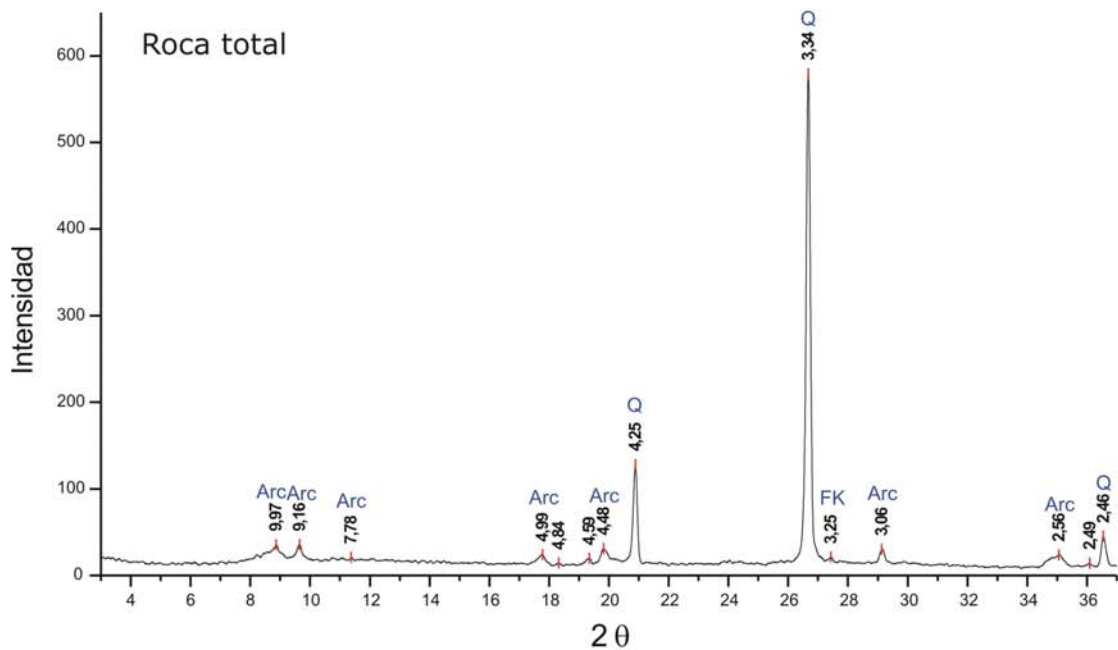


Figura 7.6. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (4), muestra del Pozo T2 Cantera El Polvorín.

Perfil Pozo T3 Cantera El Polvorín - Asociación de facies cuarzo arcósicas

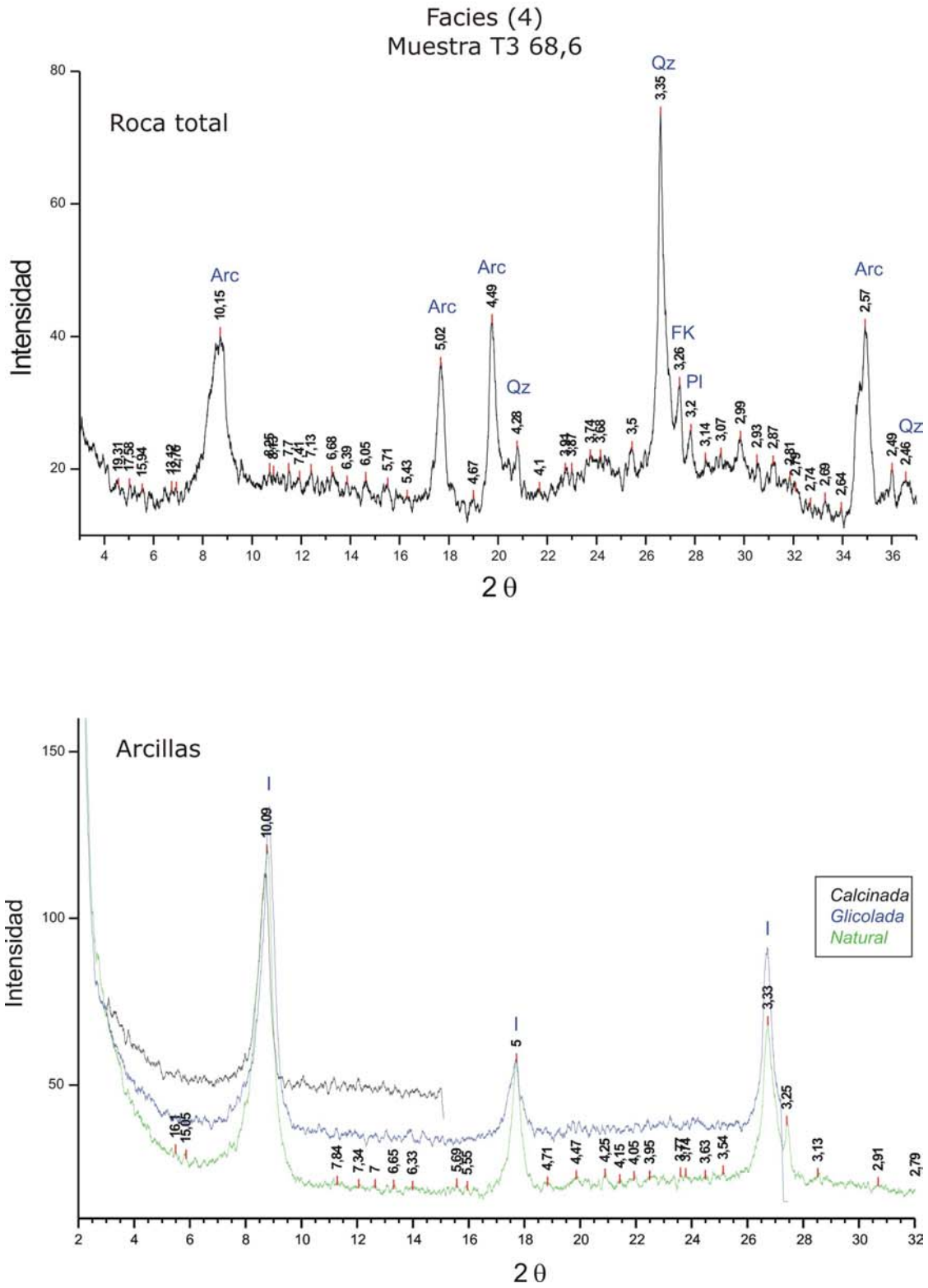


Figura 7.7. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (4), muestra del Pozo T3 Cantera El Polvorín.

Perfil Pozo T3 Cantera El Polvorín - Asociación de facies cuarzo arcósicas

Facies (4)
Muestra T3 70,3

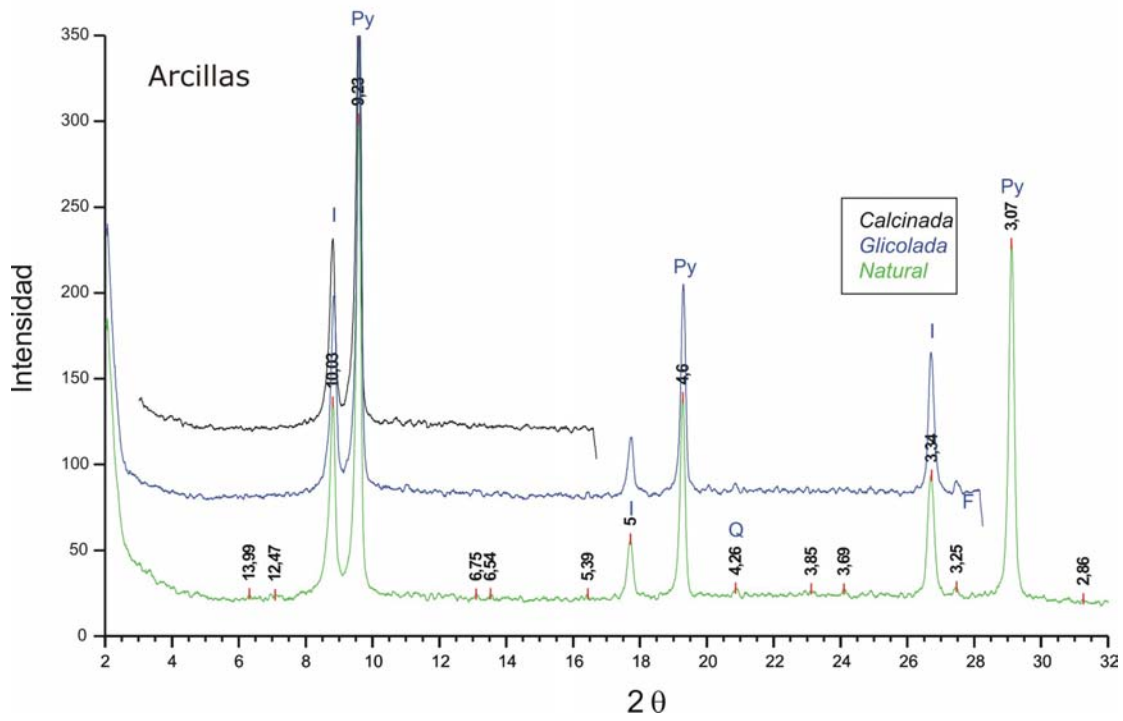
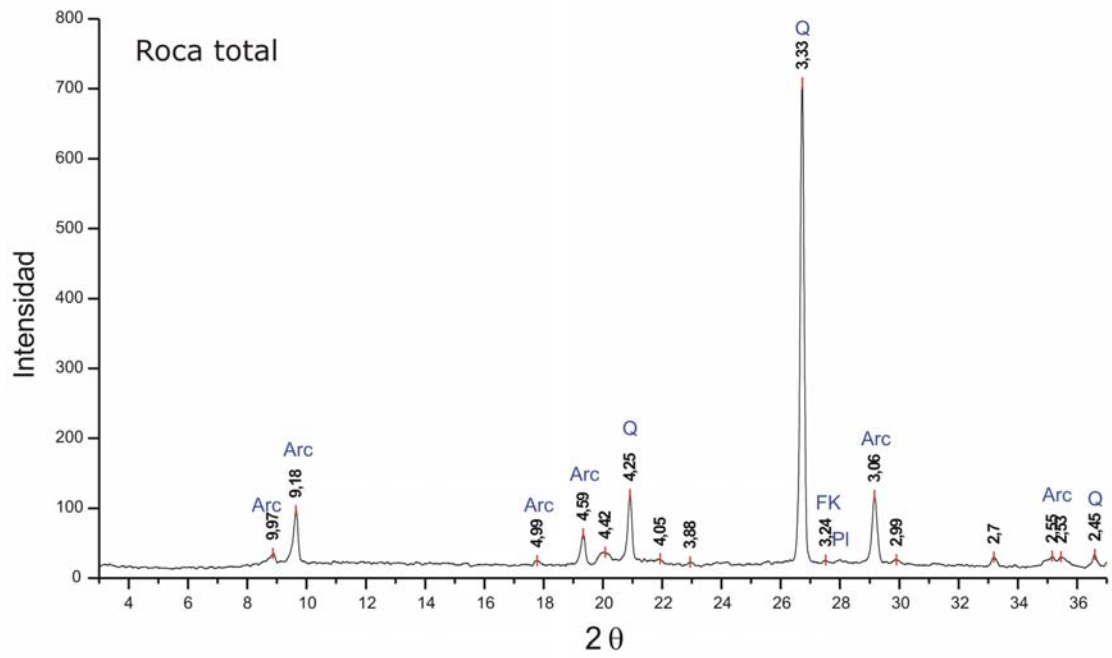


Figura 7.8. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (4), muestra del Pozo T3 Cantera El Polvorín.

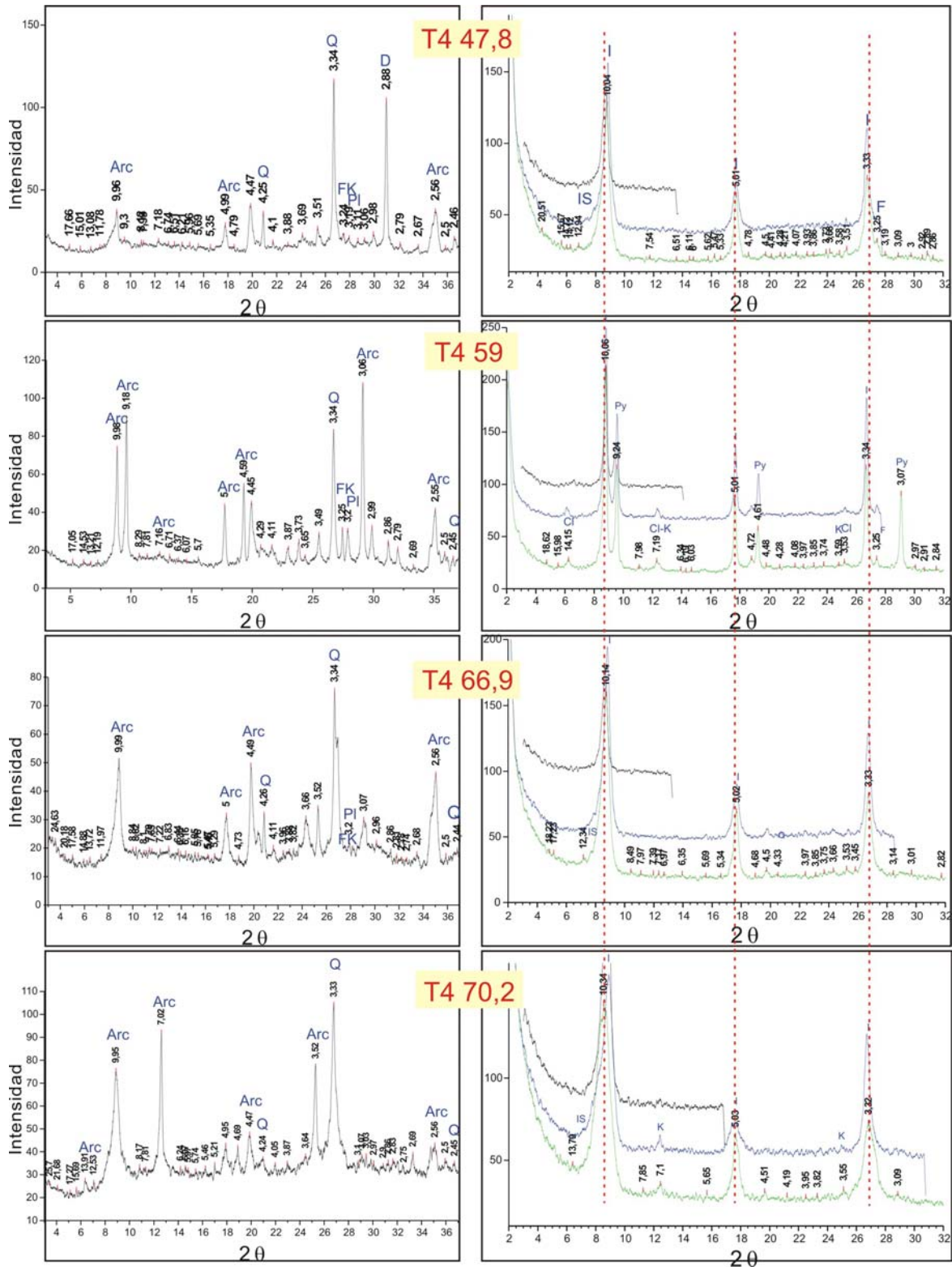


Figura 7.9. Pozo T4 Cantera El Polvorín. Asociación de facies cuarzo arcósicas. Difractogramas de Roca Total (izquierda) y Arcillas (derecha) de la facies (4). Las líneas rojas punteadas muestran los tres picos principales de la illita en los diagramas de arcillas. Las muestras se ordenan de menor a mayor profundidad (mbpp).

muestra	facies	argilofacies	Roca Total							Fracción Arcilla												
			Qz	FK	Pl	Arc	Ca	D	Otros	Sm	Cl	I/S	S/I	I	K	C/S	IC	IE	%CE		Politipos I	
																			I/S	S/I	1M y 1Md	2M1
VMC	(1i)	I1	ma	Tr	Tr	e	-	-	-		5	10	10	75			0,37	0,33	30	60	ma	
VM2S	(2)	I1	ma	m	-	e	e	e	me		Tr	10	10	80			0,48	0,27	30	55	ma	
VM 5	(1m)	I1	ma	-	-	e	-	-	-			5	Tr	90	5		0,43	0,36	30	55	ma	
VM 1d	(3)	I2	m	me	e	m	m	me	me					100			0,17	0,33	< 5			ma
VM 6d	(3)	I1	ma	me	-	e	me	-	me	Tr	Tr	10		75		Tr	0,61	0,53	10		ma	
VM 7d	(3)	I2	a	me	e	a	e	-	-					100			0,14	0,36	< 5			ma
VM 9d	(3s)	I1	ma	-	-	a	-	-	-			25		75			0,49	0,29	10		ma	

Tabla 7.1. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la asociación de facies cuarzo arcóscicas (I) en el afloramiento de Cantera Villa Mónica.

Referencias: Qz: cuarzo; FK: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Arc: arcilla; Ca: calcita; D: dolomita; Fap: fluorapatita; Tr: trazas; Sm: esmectita; Cl: clorita; I/S: interestratificado illita – esmectita; S/I: interestratificado esmectita-illita; Cl/S: interestratificado clorita – esmectita; K: caolinita; Py: pirofilita I: Illita; CE: capas expansivas.

Muy abundante (ma): 50-100%

Abundante (a): 35-50%

Moderado (m): 15-35%

Escaso (e): 5-15%

Muy escaso (me): 5-1%

Trazas (TR): menor a 1%

Perfil Sector superior Cantera Villa Mónica

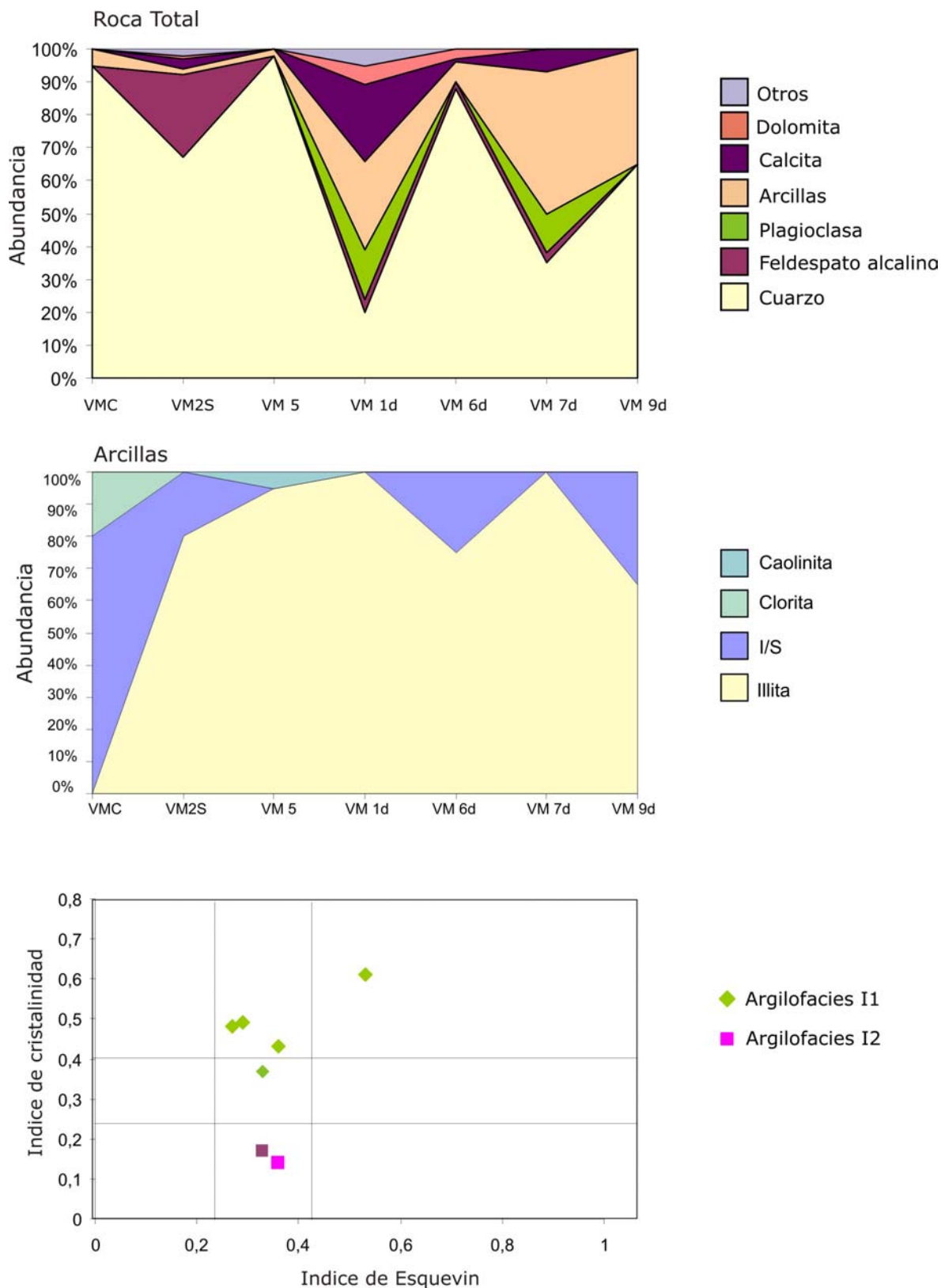


Figura 7.10. Abundancia relativa de arcillas en muestras de la cantera Villa Mónica. En el gráfico de IC vs. IE se diagraman los valores de las muestras de la AFQA (facies 1, 2 y 3).

Cantera El Polvorín Pozos

Algunos de los testigos analizados en las perforaciones de la Cantera El Polvorín, pozos T1, T2, T3 y T5, muestran contenidos de cuarzo variable entre escaso y muy abundante, el feldespato potásico se encuentra en proporciones de muy escasas a escasas, las plagioclasas son muy escasas, muy escasa calcita y arcillas en proporciones variables entre moderadas y muy abundantes (aunque en general es bastante abundante), (Tabla 7.2).

El perfil del Pozo T4 en la Cantera EL Polvorín (CEP) se caracteriza por presentar un contenido de cuarzo muy variable entre escaso y muy abundante, feldespato potásico de moderado a muy escaso, plagioclasas entre trazas y tenores escasos, la calcita escasa a trazas, y la dolomita es muy escasa con excepción de una muestra en donde es abundante. Por otra parte, en el sector medio de esta perforación se denota un aumento considerable del contenido de cuarzo (muy abundante) en detrimento de las arcillas, feldespatos y carbonatos que coincide con las microfacies más cuarzosas de este perfil (Ver Cap. 6), (Tabla 7.2, Fig. 7.11).

En la sección del Pozo T5 el contenido de cuarzo es muy variable, de muy abundante a escaso, el feldespato potásico varía entre valores trazas y escasos, las plagioclasas son de trazas a escasas y las arcillas generalmente tienen tenores muy variables de muy escasos a muy abundantes. No se reconoce la presencia de carbonatos a diferencia de lo observado en otras secciones, (Tabla 7.4, Fig. 7.12).

En el pozo T6 se registran contenidos de cuarzo variables entre moderados y muy abundantes, el feldespato potásico varía de ausente a escaso, las plagioclasas son de ausentes a muy escasas y las arcillas son muy variables entre muy escasas y muy abundantes. Cabe destacar que solo una muestra analizada en este perfil, que pertenece al sector más basal del mismo, contiene valores notablemente más elevados de feldespatos: moderado feldespato potásico y abundante plagioclasa. (Tabla 7.5 y Fig. 7.13).

Cantera Piedra Amarilla (ex Colombo I)

En esta cantera se presentan resultados en muestras de dos perforaciones con recuperación de *cutting* (IPA, IIPA) y de un muestreo del sector basal de la cantera en donde se exponen muy pobremente las facies del techo de la AFQA.

muestra (mbbp)	Facies	Argilo- facies	Roca Total					Fracción Arcilla												
			Qz	FK	Pl	Arc	Ca	I	I/S	S/I	Cl/S	Sm	K	Py	IC	IE	%CE		Politipos I	
																	I/S	S/I	1M y 1Md	2M1
T1 46,1	(4)	I1	a	me	me	ma	me	80	18				2		0,59	0,35	20		a	a
T1 47	(4)	I1	m	e	me	ma	-	85	10	5					0,51	0,36	10	50	a	a
T2 42,5	(4)	I2	m	me	me	ma	-	50	10				40	0,32	0,33			m	a	
T3 68,6	(4)	I1	e	me	me	ma	-	85	15					0,51	0,39	10		a	a	

Tabla 7.2. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la asociación de facies cuarzo arcósicas en testigos de perforación T1, t2 Y t3 de la Cantera El Polvorín.

Muestra (mbbp)	Facies	argilo-facies	Roca Total							Fracción Arcilla													
			Qz	FK	Pl	Arc	Ca	D	Anh	I	I/S	S/I	Cl	Cl/S	Sm	K	Py	IC	IE	%CE		Politipos I	
																				I/S	S/I	1M y 1Md	2M1
T4 47,8	PV (9)	I1	a	me	me	m	-	a	-	90	5	5	Tr					0,51	0,42	10	50	m	m
T4 53	(4)	I1	ma	e	me	m		TR		80	10	10			Tr			0,41	0,32	50	70	m	m
T4 53,9	(4)	I1	m	e	e	ma				90	10							0,36	0,36	15		m	m
T4 55,85	(2)	I2	ma	me	TR	m		TR		55							45	0,32	0,32	10			m
T4 57,5	(2)	I2	m	e	e	ma		me		75							25	0,37	0,48	<5			a
T4 57,8	(2)	I1	ma			e				45	10		10		Tr		35	0,36	0,43	30		m	e
T4 59	(4)	I2	e	e	e	ma			e	50			10		Tr		40	0,19	0,34	<5		e	a
T4 60,05	(4)	I2	m	m	e	a				75							25	0,30	0,34	<5		e	a
T4 64,9	(1m)	I1	ma	TR	TR	m	e		me	90	5		5					0,49	0,36	30		a	e
T4 66,95	(1m)	I1	a	me	me	m	e		e	95	5			Tr				0,62	0,37	10		a	e
T4 70,2	Gruss (G)	I1	e			ma	TR		e	75	15		10					1,15	0,35	15		m	m

Tabla 7.3. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la asociación de facies cuarzo arcósicas en testigos de perforación Pozo T4 de la Cantera El Polvorín.

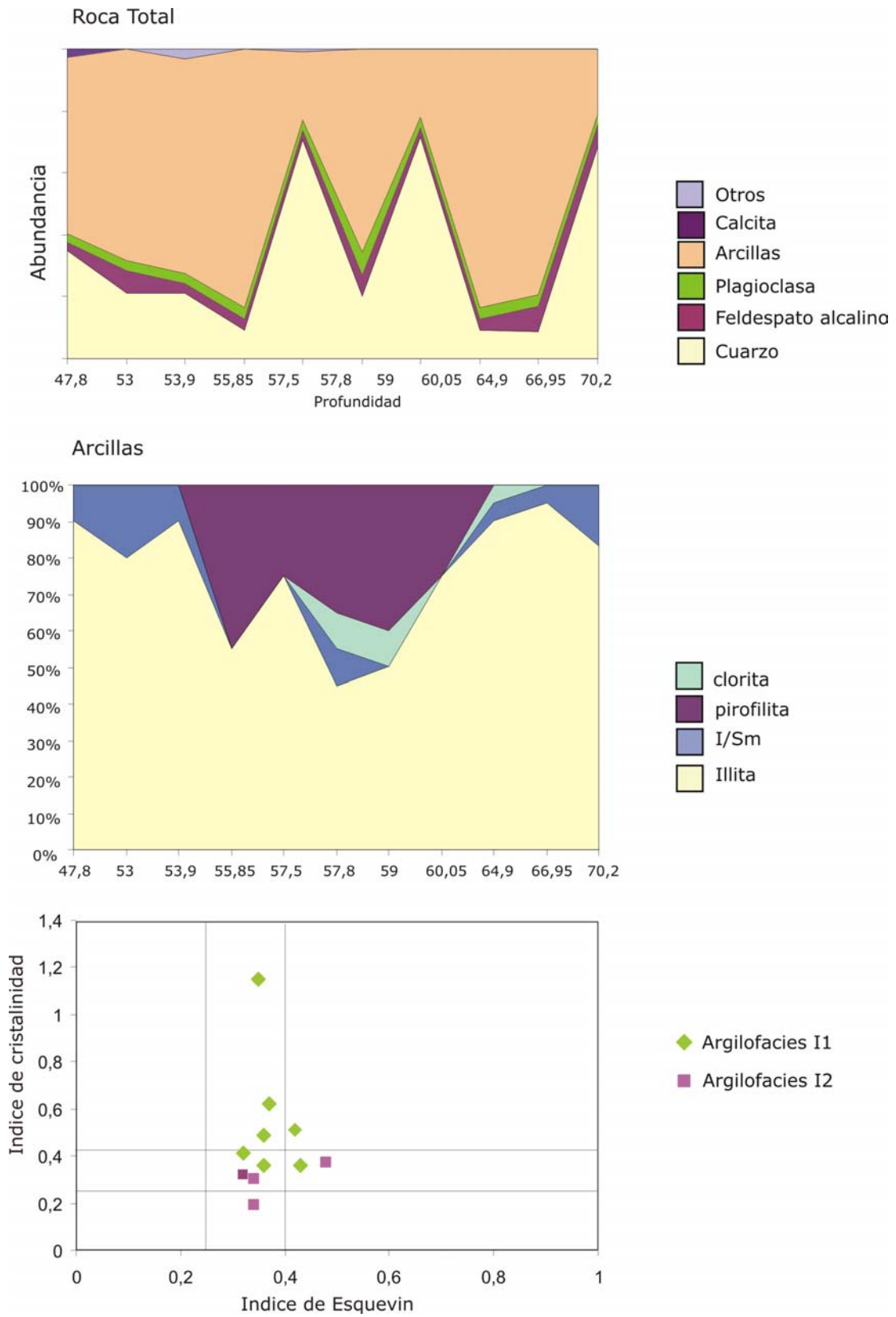


Figura 7.11. Abundancia relativa de arcillas en muestras del Pozo T4 cantera El Polvorín. En el gráfico de IC vs. IE se diagraman los valores de las muestras de la AFQA (facies 1, 2 y 4).

Debido a que las muestras de los perfiles IPA y IIPA provienen de perforaciones con recuperación de *cutting*, y a modo de prevenir la contaminación de arcillas de diferentes niveles (areniscas, pelitas, dolomías, etc.) no se ha llevado a cabo la determinación de la proporción de politipos de illita y % de CE en I/S. Sin embargo, en las figuras correspondientes (7.14 y 7.15) se representan los gráficos con la determinación de los índices IC e IE encontrados en estas muestras.

En el perfil de la perforación IPA se observan contenidos variables de cuarzo entre moderados y muy abundantes, feldespatos potásicos muy escasos, plagioclasas muy escasas, arcillas de ausentes a moderadas, carbonatos como calcita de ausentes a escasos y dolomita muy escasa con excepción de muestras con participación de "*clastos*" de dolomías donde es muy abundante, (Tabla 7.6, Fig. 7.14).

El perfil de perforación IIPA presenta contenidos de cuarzo variables pero siempre muy abundantes, feldespatos muy escasos (tanto feldespato potásico como plagioclasa), carbonatos entre ausentes y escasos (representados por calcita y dolomita), arcillas de escasas a muy escasas, y hematita de ausente a escasa, (Tabla 7.7 y Fig. 7.15).

Finalmente, del muestreo realizado en el piso de cantera se obtuvieron los resultados de muestras con contenido de cuarzo entre abundante y muy abundante, feldespatos entre trazas y escasos (feldespato potásico y plagioclasa), fluorapatita que varía de moderada a muy abundante en los niveles fosfáticos a ausente en los no-fosfáticos, y goethita de ausente a escasa.

En este mismo sentido, se destaca la presencia de niveles ricos en fluorapatita y goethita (Ver Cap.9).

En este sector se ha reconocido asimismo, la presencia de niveles margosos representados por las muestras Col 1a y Col 5 en las cuales el contenido de cuarzo es menor (de escaso a moderado), la calcita se presentan en tenores elevados (abundantes a muy abundantes) y las arcillas son escasas. (Tabla 7.8 y Fig. 7.16)

Muestra (mbbp)	Facies	argilo- facies	Roca Total					Fracción Arcilla													
			Qz	FK	Pl	Arc	otros	I	I/S	S/I	Cl	Cl/S	Sm	K	Py	IC	IE	%CE		Politipos I	
																		I/S	S/I	1M y	2M1
T5 50,2	(4)	I1	ma	me	me	m	-	90	5		5					0,25	0,27			a	e
T5 77,7	(4)	I1	e	me	me	ma	-	80	20							0,68	0,39	30		a	a
T5 82,7	(4)	I1	e	e	me	ma	-	90	10							0,70	0,41			a	a
T5 83,1	(4)	I1	a	e	e	a		90		10						0,47	0,49		80	m	m
T5 83,7	(1m)	I1	ma	e	me	m	-	90	10							0,39	0,35	30		a	m
T5 84,5	(4)	I1	m	me	me	ma		95		5						0,29	0,44		60	m	a
T5 85,2	(3)	I2	ma	me	me	m		55	TR					45	0,17	0,34	10				a
T5 86	(3)	Py1	e	me	e	ma		40	Tr					60	0,19	0,29	50	65	e	a	
T5 88,9	(2)	I1	ma			TR		90	10						nc	nc					
T5 92,2	(1m)	I2	ma	TR	me	m		100								0,22	0,39	5		m	m
T5 92,35	(1m)	I2	ma	me	me	m		100	Tr							0,25	0,40	5		a	m
T5 94,2	(2)	I1	ma			e		75	20				5			0,46	0,33	20		a	
T5 94,5	(4)	I1	ma	me	me	e		70	25				5			0,43	0,36	10		a	
T5 94,9	(2)	I1	ma			e		75	15			5		5		0,49	0,39	20		a	
T5 96,4	(1m)	I1	ma	TR	me	m		85	15							0,48	0,39	15		a	
T5 97,2	(2)	I1	ma			e		70		10	20					0,51	0,34		55	m	e
T5 98,6	(1m)	I1	ma			m	e	85	10		5					0,43	0,36	5		a	e

Tabla 7.4. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la asociación de facies cuarzo arcósicas en testigos de perforación Pozo T5 de la Cantera El Polvorín.

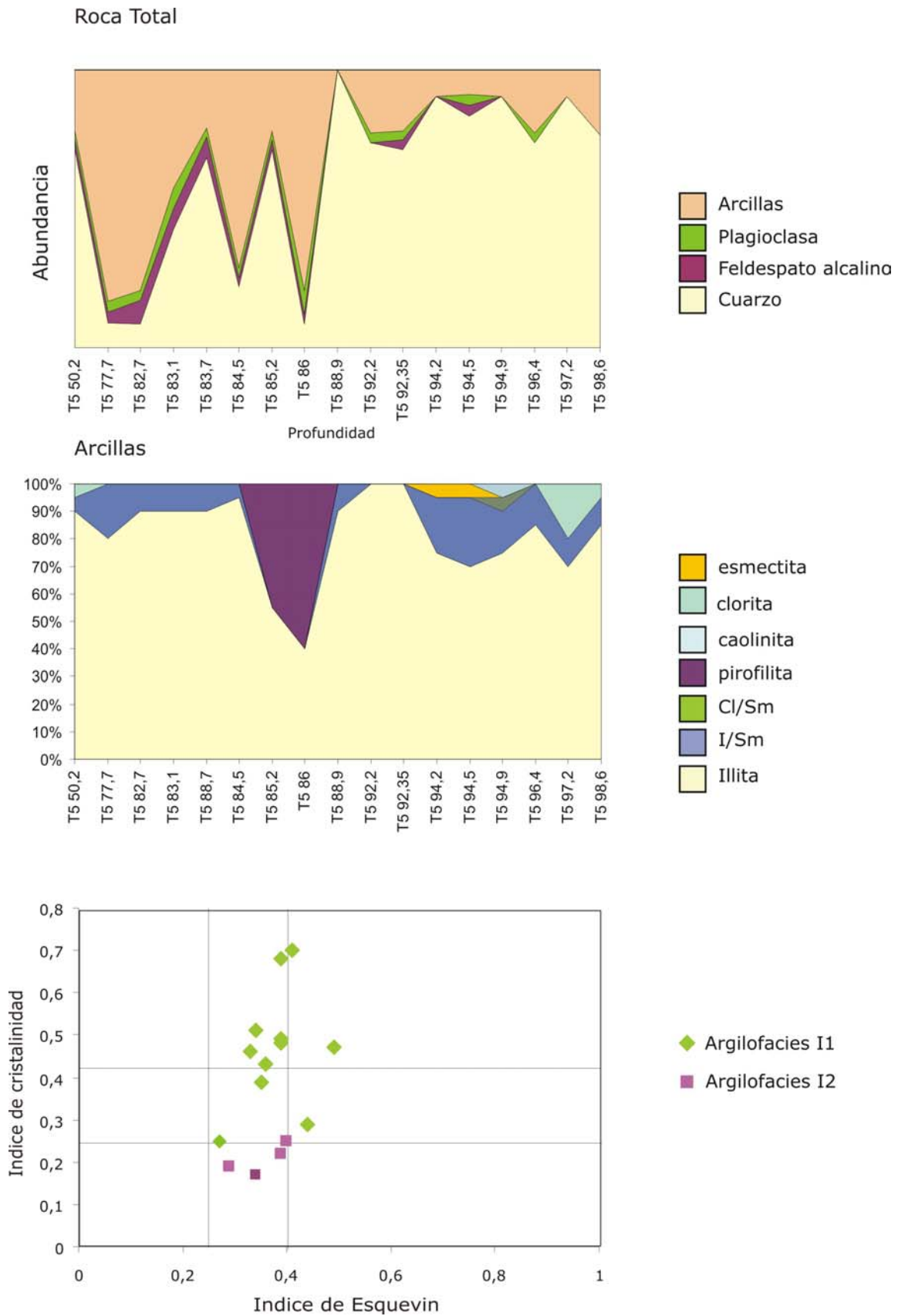


Figura 7.12. Abundancia relativa de arcillas en muestras del Pozo T5 Cantera El Polvorín. En el gráfico de IC vs. IE se diagraman los valores de las muestras de la AFQA (facies 1, 2 y 4).

Muestra (mbbp)	Facies	Argilo- facies	Roca Total									Fracción Arcilla												
			Qz	FK	PI	Arc	Ca	D	S	FAP	Anh	I	Cl	I/S	Cl/S	Sm	K	Py	IC	IE	%CE		politipos I	
																					I/S	S/I	1M y	2M1
1Md	2M1																							
T6 31,7	(5m)		me		me	me	me	ma				70		30	Tr			nc	nc	35				
T6 32,55d	(5m)		m			me	me	ma		e	me	85		15			Tr	nc	nc					
T6 32,55p	(4)	I1	a		me	a						85		15				0,4	0,3			m	m	
T6 33,85	(5m)		m					a		m		58	12	20	5		5							
T6 33,85NF	(5i)	I1	m			me				ma	me	85		15				0,4	0,36			a	a	
T6 34,5	(3)	I2	m	me	e	ma			me		e	91	2				7	0,22	0,34	40		a	a	
T6 35,5	(3)	Py1	ma	me		m						17	2				81	0,23	0,27	5			a	
T6 36,45	(2)	Py1	ma			e						15				3	82	0,28	0,29	5				
T6 37	(2)	Py1	ma			e						20	5			8	67	0,22	0,33			m		
T6 37,15	(2)	Py1	ma			me							30				70							
T6 37,85	(2)	Py1	ma			me						30	7	5		8	50							
T6 39,1	(3)	I2	m	me	me	ma					me	77				Tr	23	0,22	0,35	20		e	a	
T6 41,7	(2)	I2	ma			me						80		10		5	5	0,28	0,22	20				
T6 42,7	(2)	I2	ma			me						95				Tr	5	0,21	0,34	25				
T6 44	(3)	I2	ma	me	me	m			me		me	100	Tr				Tr	0,22	0,25	10		m	a	
T6 44,85	(2)	I1	ma			me						100				Tr		0,49	0,23	45		m		
T6 45,4	(1m)	I2	ma		me	me						90		10				0,52	0,29	10	90	m		
T6 48,7	(1m)	I1	ma	me		e						100				Tr		0,45	0,26	50	90	m	e	
T6 50,5	(1m)	I1	ma	me		m						95		5				0,59	0,19	20		a	e	
T6 51,1	(1m)	I1	ma	e		e						90		10				0,55	0,22	10	90	e		
T6 53,1	(1m)	I1	ma	e		e						85		15				0,52	0,20	30		m	e	
T6 54,7	(1m)	I1	ma	e		e						90	5	5				0,42	0,24		70	a	e	
T6 56,1	(G)	I1	ma			e						90		10				0,43	0,26	5	90	a		
T6 58,3	(G)	I2	m	m	m	e						100				Tr		0,31	0,35	30		e	a	

Tabla 7.5. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la asociación de facies cuarzo arcósicas en testigos de perforación Pozo T6 de la Cantera El Polvorín.

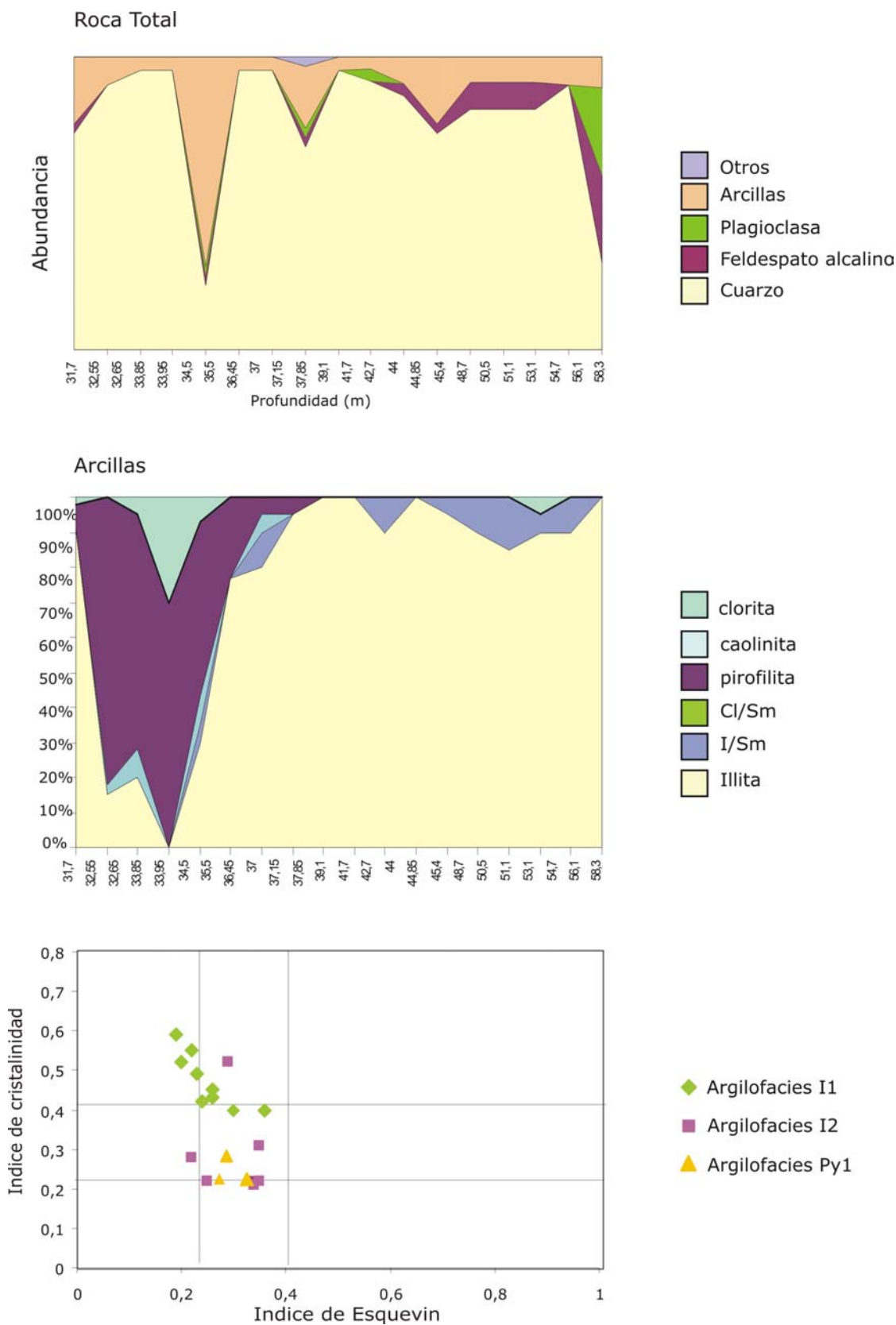


Figura 7.13. Abundancia relativa de arcillas en muestras del Pozo T6 de la cantera El Polvorín. En el gráfico de IC vs. IE se diagraman los valores de las muestras de la AFQA (facies G, 1, 2 y 4).

Considerando en conjunto los perfiles estudiados, se advierte que la distribución de las proporciones relativas de los componentes mineralógicos de la roca Total es en general bastante heterogénea y depende directamente de la facies analizada. En general se reconoce un predominio de feldespatos alcalinos y plagioclasa en el tramo basal, sectores muy cuarzosos, otros muy ricos en arcillas, niveles con abundante fluorapatita y algunos con importante participación de carbonato (principalmente de calcita). En general en esta asociación de facies el cuarzo resulta ser el mineral más abundante.

Este patrón de distribución, se caracteriza por la presencia de niveles con predominio de feldespatos (en la base), cuarzo o arcillas de acuerdo a si se trata de una pelita, arenisca o vaque. En donde se evidencia una disminución de los feldespatos a medida que se aleja la sucesión del basamento (hacia el techo), esto último se condice con lo propuesto previamente por Poiré (1987).

MUESTRAS ORIENTADAS

En las muestras orientadas se identifica una variedad importante de minerales de arcilla, que incluye illita, interestratificados illita/esmectita (I/S) y clorita/esmectita (Cl/S), esmectita, caolinita, clorita y pirofilita. La distribución y abundancia relativa de estas especies minerales presenta variaciones en los diferentes perfiles y también verticalmente dentro del mismo perfil (Figs. 7.10 a 7.16). En las tablas 7.1 a 7.8 se presentan los resultados obtenidos para cada una de las columnas sedimentarias analizadas.

La illita ha sido identificada en la mayor parte de las muestras analizadas en todas las localidades, siendo en general el argilomineral más abundante.

La distribución de los interestratificados illita/esmectita resulta diferente a la de illita, siendo un elemento común en algunos sectores de los perfiles analizados y presente tanto en la base como en el techo de la sucesión. Sin embargo, en los sectores en donde la illita se identifica con picos más altos y finos (mayor cristalinidad), y donde predomina el politipo 2M1, la participación de los I/S es prácticamente nula.

El interestratificado clorita/esmectita se ha reconocido en algunas muestras en proporciones bastante escasas.

La esmectita constituye un elemento poco común en las sucesiones de la asociación de facies cuarzo arcósicas y se identifica en valores muy escasos a nulos.

La pirofilita resulta el mineral con distribución más llamativa de la AFQA (I) ya que se presenta en forma azarosa dentro de la sucesión generalmente en la porción media a superior de la misma. Su presencia ha sido constatada en niveles en los pozos T2, T4, T5 y T6 pertenecientes a perforaciones de la Cantera El Polvorín en el Núcleo Central de las Sierras Bayas y no se reconoce en los perfiles del núcleo Septentrional de las sierras.

La clorita se identifica en las facies (1i), (2), (3), (4) en proporciones escasas. Sin embargo, en muestras cercanas al basamento los contenidos son mayores como se observa en el perfil del pozo T5.

Finalmente, la caolinita también ha sido reconocida con cierta frecuencia en las muestras de las facies (1m), (4), (2), en contenidos escasos a muy escasos. Aunque su abundancia aumenta en las facies basales pertenecientes al *gruss*.

Argilofacies

En función de las proporciones relativas de las especies de argilominerales identificadas en la asociación de facies cuarzo arcósicas se diferenciaron tres facies argilíticas o argilofacies:

Argilofacies illíticas

Incluye todas aquellas muestras en las que predomina la illita (con más del 50%), y los interestratificados illita/esmectita, por sobre las demás especies mineralógicas. En función de la proporción relativa del politipo de illita más abundante se diferenciaron dos argilofacies illíticas que fueron denominadas I-1 e I-2:

Argilofacies I-1: se caracteriza por la presencia de illita en la que predomina el politipo 1M en cantidades abundantes ($\geq 50\%$) con respecto a los otros politipos, generalmente acompañada de interestratificados illita/esmectita (0 a 30%) y esmectita/illita (0 a 10%) en los que los porcentajes de capas expansivas varían entre 10 y 50% para los I/S y 55 a 90% para los S/I. En forma subordinada se han reconocido clorita (0-20%), interestratificado clorita/esmectita (0-5%), caolinita (0-5%) y esmectita (0-5%), (Tablas 7.1 a 7.8, Fig. 7.10 a 7.16).

Muestra (mbbp)	Facies	Argilo- facies	Prof. (m)	Roca Total							Fracción Arcilla								
				Qz	FK	PI	Arc	Ca	D	otros	I	I/S	CL	Cl/S	S	K	Py	IC	IE
IPA 2-1	(5m)	I1	1	m	TR	TR	e	m	ma	me	90	5	5					0,49	0,35
IPA 2-2	(4)	I1	2	ma		me	e		m	e	95	5						0,35	0,33
IPA 2-3	(2)	I1	3	ma			e		me	me	100			Tr				0,33	0,32
IPA 2-4	(4)	I1	4	ma	me	me	e	me	me	e	100			Tr				0,54	0,25
IPA 2-5	(5s)	I1	5	e					ma										
IPA 2-6	(4)	I1	6	a	me	me	m	e	m	me	95	5	Tr					0,36	0,37

Tabla 7.6. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la asociación de facies cuarzo arcósicas en testigos de perforación Pozo I Cantera Piedra Amarilla.

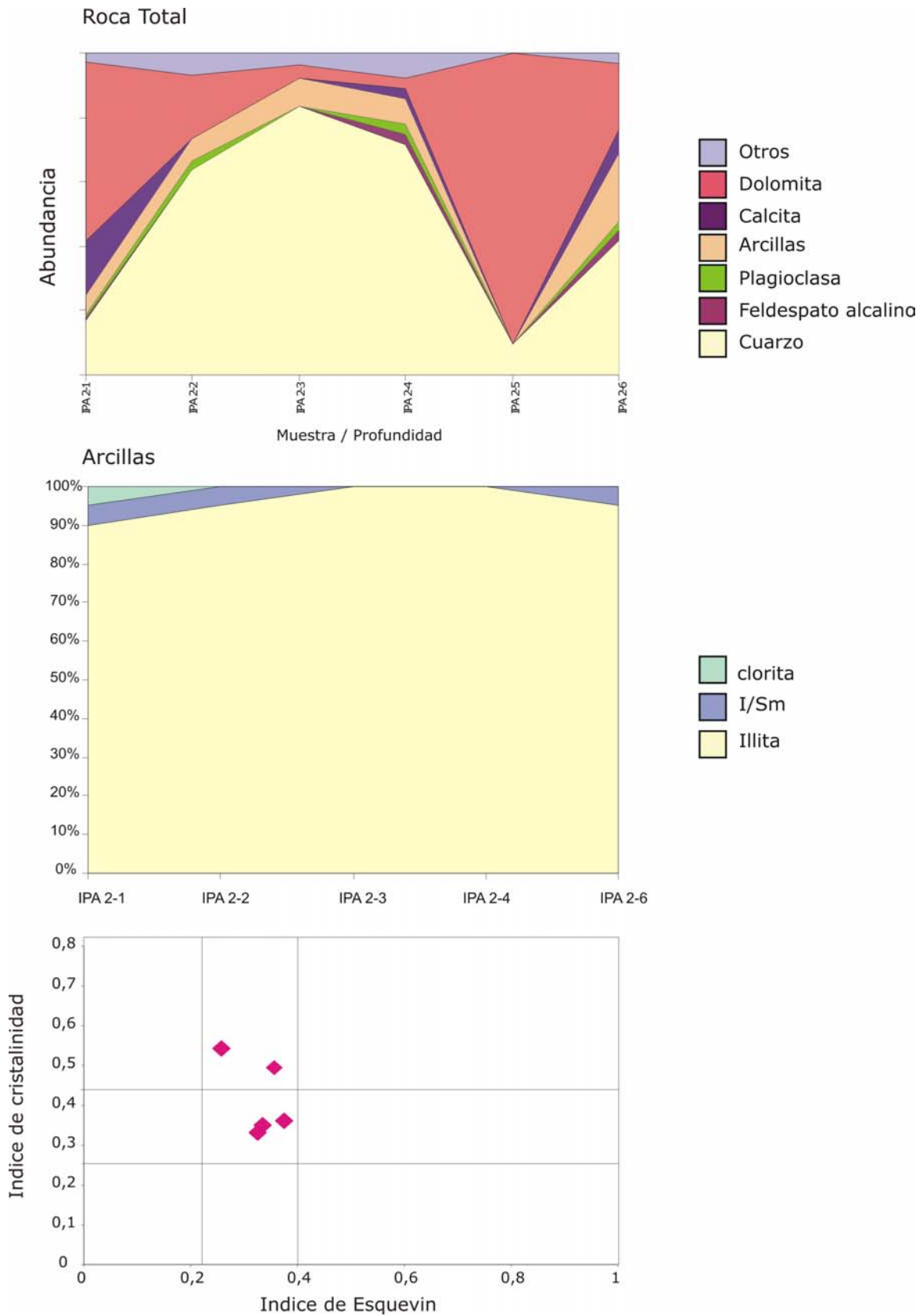


Figura 7.14. Abundancia relativa de arcillas en muestras de una perforación PAI con *cutting* de la Cantera Piedra Amarilla. En el gráfico de IC vs. IE se diagraman los valores de las muestras de la AFQA y AFDP (facies 2, 4 y 5).

Muestra (mbbp)	Facies	Prof. (m)	Roca Total								Fracción Arcilla								
			Qz	FK	Pl	Arc	Ca	D	Hm	otros	I	I/S	CL	Cl/S	S	K	Py	IC	IE
IIPA 2-1	(4)	1	ma	me	me	m	e	e	e		90	5	5					0,59	0,3
IIPA 2-2	(4)	2	ma	me	me	e			me		85	15	Tr	Tr				0,38	0,30
IIPA 2-3	(4)	3	ma	me	me	e			me		100	Tr						0,24	0,32
IIPA 2-4	(2)	4	ma			me		me			90	10		Tr				0,44	0,28
IIPA 2-5	(2)	5	ma			me					85	15						0,45	0,31
IIPA 2-6	(2)	6	ma			e					90	10		Tr				0,43	0,29
IIPA 2-7	(2)	7	ma			me	me	me		me	85	15		Tr				0,67	0,36
IIPA 2-8	(2)	8	ma			e		TR		me	80	15		5				0,55	0,35
IIPA 2-9	(2)	9	ma			e				me	80	15	Tr	5				0,50	0,28
IIPA 2-10	(2)	10	ma			e				me	85	5		5				0,50	0,33
IIPA 2-11	(4)	11	ma	me	me	e				me	85	10	5					0,51	0,25
IIPA 2-12	(4)	12	ma			e		me		me	85	10	5					0,51	0,27

Tabla 7.7. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la asociación de facies cuarzo arcósicas en testigos de perforación Pozo II Cantera Piedra Amarilla.

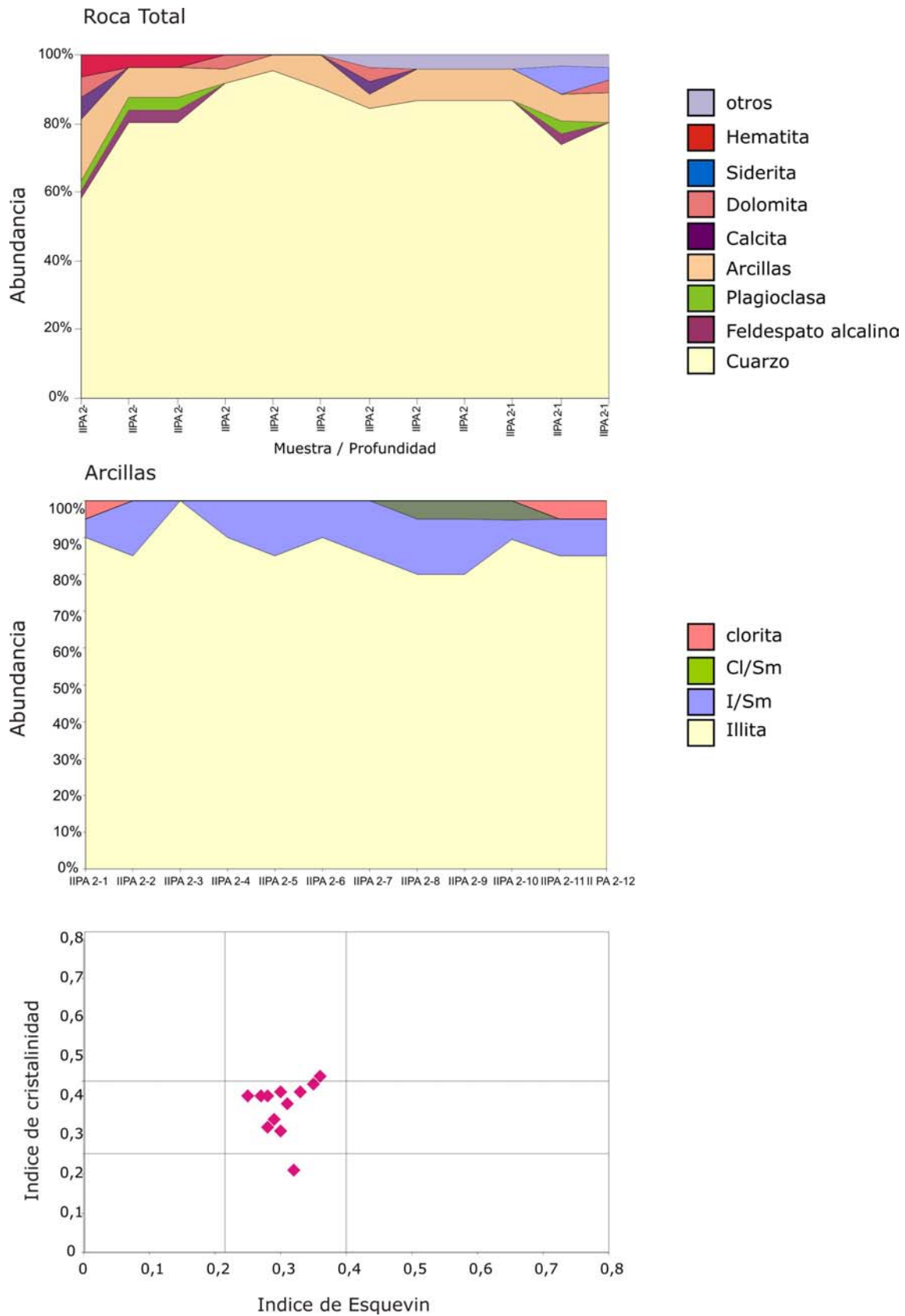


Figura 7.15. Abundancia relativa de arcillas en muestras de una perforación PAII con *cutting* de la Cantera Piedra Amarilla. En el gráfico de IC vs. IE se diagraman los valores de las muestras de la AFQA (facies 2 y 4).

Muestra (mbbp)	Facies	Argilo- facies	Roca Total								Fracción Arcilla												
			Qz	FK	Pl	Arc	Ca	D	Fap	Gt	I	I/S	S/I	Cl	S	K	Py	IC	IE	%CE		politipos I	
																				I/S	S/I	1M	
																							1Md
Col 1	(4)	I1	ma		me	m					90	5	5		Tr			0,64	0,32	30	70	a	e
Col 1a	(5m)	I1	e			m	ma				90	5	5	Tr				0,61	0,36	45	70	a	e
Col 3	(4)	I1	ma	Tr	me	m					90	5	5		Tr			0,50	0,32	20	70	a	e
Col 5	(5i)	I1	m	Tr	me	e	a			m	85	10		5				0,66	0,25	45	70	a	
Col 6	(4)	I1	ma	me		me	e			e	70	10		20				nc	nc				
Col NiFo	(4) lf	I1	a	me		e				a	85	10	5		Tr			0,73	0,36	35	80	a	
papa Fap	(4) nf		ma	me	me	e				a													
Nódulo Fap	(4) nf		ma		tr	e				a													
Nivel Fosf	(4) lf		m			e				ma													
pelita verde	(4)		ma		me	m	m												c				

Tabla 7.8. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la asociación de facies cuarzo arcósicas en Muestra del piso de explotación de la Cantera Piedra Amarilla.

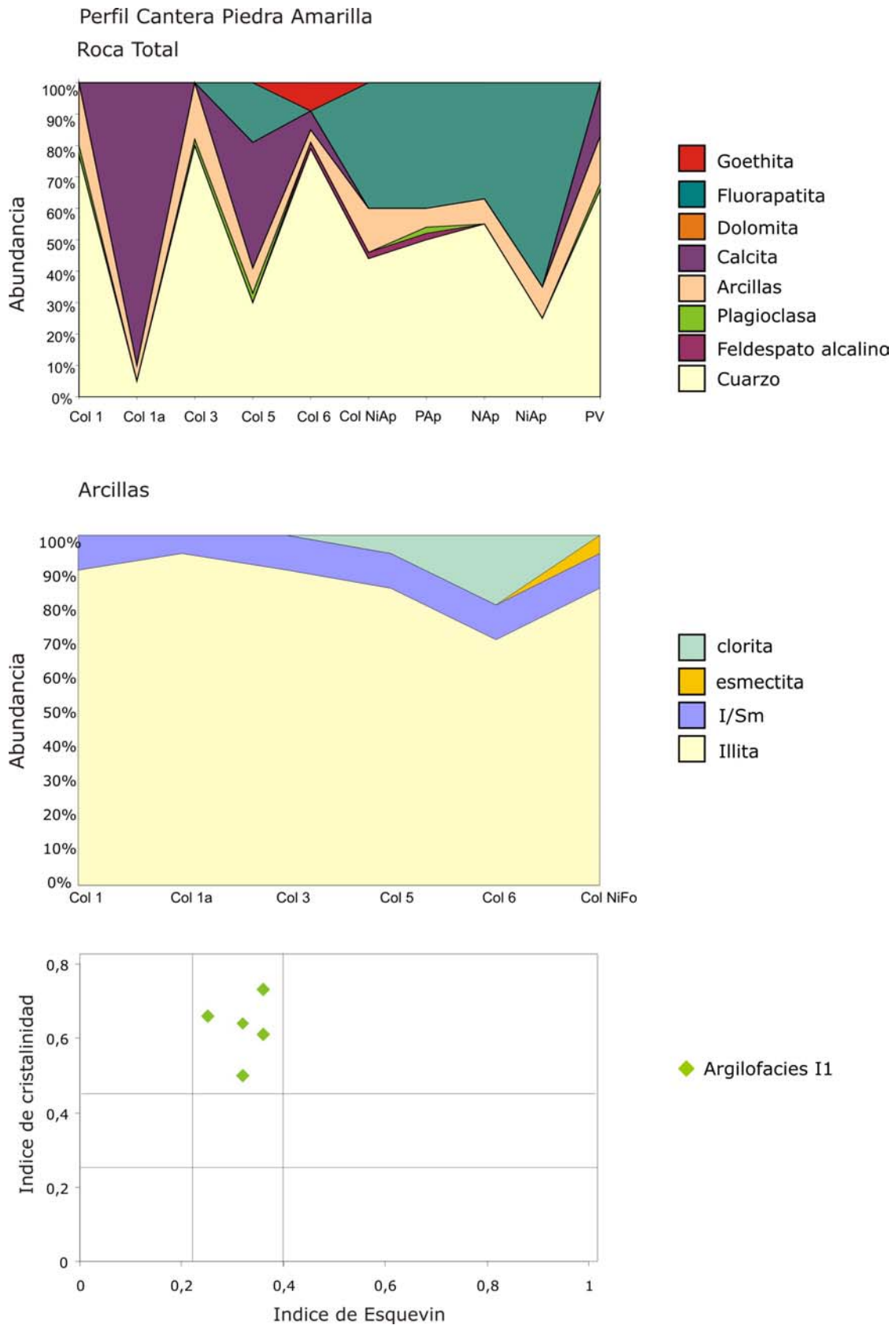


Figura 7.16. Abundancia relativa de arcillas en muestras del perfil del sector superior de la Cantera Piedra Amarilla. En el gráfico de IC vs. IE se diagraman los valores de las muestras de la AFQA y AFDP (facies 4 y 5).

Argilofacies I-2: incluye aquellas muestras en las que predomina el politipo de la illita 2M1, donde el contenido de la misma varía entre 50 y 100%; es escasa la participación de interestratificado illita/esmectita (0-15%) y en muchas muestras se observa un contenido entre ausente y abundante de pirofilita (0-45%), algunas muestras poseen escasa clorita (0-10%), mientras que resulta rara la presencia de caolinita y esmectita las cuales sólo se presentan en concentraciones trazas (<2%). (Tablas 7.1 a 7.8 Figs. 7.11 a 7.13)

Argilofacies pirofilítica

Esta asociación se caracteriza por presentar contenidos de pirofilita que superan el 50%. La misma está representada en niveles intercalados y se encuentra más comúnmente asociada a illita de tipo 2M1.

Argilofacies Py1: la misma incluye un grupo de muestras en las que abunda la pirofilita con tenores que varían entre 50 y 80%. Los argilominerales que acompañan a la misma son illita (0 a 40%) principalmente del politipo 2M1, clorita (0-30%) y eventualmente caolinita (0-5%) e interestratificado illita/esmectita (0-5%) (Tablas 7.1 a 7.8 Fig. 7.13)

En las perforaciones de la Cantera El Polvorín puede observarse la variabilidad composicional en profundidad de la AFQA. Por ejemplo en el perfil del pozo T4 (Fig. 7.9) la misma en la base presenta abundante contenido de arcillas entre ellas de illita de pobre cristalinidad (con predominio del politipo 1M), caolinita e interestratificado I/S (Fig. 7.9a y b). Mientras que en el sector central de la sucesión se identifica la presencia niveles intercalados con abundante pirofilita asociada a illita de muy buena cristalinidad (politipo 2M1) (Fig. 7.9 c). Hacia el techo de la unidad el cuarzo se hace más abundante en la roca Total y se reconoce nuevamente la argilofacies I1 (la illita (1M) e I/S), (Fig. (7.9d).

En la Figura 7.9 se observa como un nivel con illita de muy buena cristalinidad (politipo 2M1) se encuentra en una posición intermedia entre niveles con illita de cristalinidad menor en donde predominan los politipos 1M y 1Md.

A modo de resumen se presentan las argilofacies encontradas en cada sección para las cuales se consideran los argilominerales presentes, índices de cristalinidad, de Esquevin y politipo dominante de la illita, (Cuadro 7.3).

Distribución de las argilofacies

Sierras septentrionales

En el núcleo Septentrional de las sierras las argilofacies representadas son la I1 e I2, (Cuadro 7.3). En las muestras del perfil de la Cantera Villa Mónica se reconocen las mismas en donde dada su distribución en el perfil se observa que la argilofacies I2 está representada por niveles delgados incluidos dentro de la facies (3) de diamictita (Tabla 7.1).

Perfil	Facies ó subfacies	argilofacies	Argilominerales	IC	IE	Politipos de la I
CVM	1, 2 y 3	I1	I, I/S, (Cl, K)	0,40- 0,60	0,30-0,40	1M
		I2	I	~0,15	~0,35	2M1
T4	1m, 3, 4	I1	I, I/S, (Cl,C/S)	0,4-1,15	0,32-0,42	1M
		I2	I, Py, I/S, Cl	0,2-0,37	0,34-0,48	1M
T5	1m, 2, 3, 4	I1	I, I/S, (Cl, C/S, S, K)	0,30-0,50	0,34-0,49	1M
		I2	I, Py	~0,20	0,34	2M1
		Py1	Py, I (I/S)	~0,20	0,30-0,40	2M1
T6	G, 1m, 2, 3, 4	I1	I, I/S, (Cl, K)	0,40-0,60	0,2-0,36	1M
		I2	I, I/S, Py, K	~0,20	0,22-35	2M1
		Py1	Py, I, K, Cl	~0,25	0,27-0,34	2M1
CPA	4	I1	I, I/S, Cl (Sm)	0,50-0,70	0,25-0,36	1M

Cuadro 7.3. Resumen de la caracterización de los argilominerales presentes en la AFQA. CVM: cantera Villa Mónica; CPA: cantera Piedra Amarilla; T4, T5 y T6: perfiles de pozos de la Cantera El Polvorín.

En la Cantera Piedra Amarilla (CPA) solo está representado el techo de la AFQA, en ese caso la única argilofacies encontrada es la I1 dentro de la facies 4 (Tabla 7.8).

Sierras Centrales

Por otra parte en el núcleo central se observa la participación de tres argilofacies I1, I2 y Py1 (Cuadro 7.3).

En la Cantera El Polvorín (NC) se identifican tres argilofacies I1, I2 y Py1. Si observamos su distribución respecto a la profundidad en los perfiles de perforación La argilofacies I1 se distribuye en las facies G, 1, 2, 3 y 4. Mientras que la I2 y Py1

se distribuyen en niveles intercalados dentro de la facies 2, 3 y 4 (Tablas 3, 4 y 5).

La argilofacies **I1** está representada fundamentalmente en los tramos inferior y superior, como así también en intercalaciones en el tramo medio de la AFQA (I). En el núcleo central, se pudieron recolectar numerosas muestras de los perfiles en donde se establecieron sus relaciones con el resto de las argilofacies, mientras que en el núcleo septentrional de las Sierras Bayas ésta resulta la argilofacies más común, en donde aparece casi exclusivamente.

Esta argilofacies **I2** está representada en la parte media de la asociación de facies cuarzo arcósicas en donde puede darse como uno o dos niveles intercalados con la argilofacies anterior. La misma es claramente representada en los perfiles de las perforaciones de la cantera El Polvorín en el núcleo central de las sierras. En tanto que en el núcleo septentrional sólo ha sido identificada en dos muestras de la CVM correspondiente a la facies (3) de diamictita.

La argilofacies **Py1** está mejor representada en la porción central de la AFQA y ha sido únicamente identificada en el núcleo central de las sierras a través de perforaciones con testigos en la Cantera El Polvorín. (Tablas 7.4 y 7.5). En el perfil de pozo T6, es donde se reconoce su mayor participación y allí está representada por un nivel de poco más de 2 metros en la porción media-superior de esta sección (Tabla 7.5)

En las illitas se observa que predominan los politipos 1M y 1Md en proporciones moderadas a abundantes en las porciones basales y el techo de la AFQA, mientras que en niveles del sector medio se encuentra mayor abundancia del politipo 2M1, los mismos forman parte de la facies 3.

Los índices de cristalinidad de la illita resultan extremadamente variables entre 0,15 y 1,15 lo que ubica a las muestras en todos los campos, desde la diagénesis temprana hasta la anquizona e incluso en el campo metamórfico-hidrotermal. El IE resulta asimismo muy variable entre 0,19 y 0,63 en donde la mayoría de las muestras poseen una tendencia media a aluminosa, con algunas excepciones que pertenecen al campo de composición ferromagnesiana.

Por otra parte, el porcentaje de capas expansivas resulta asimismo un parámetro muy variable, por lo que se analizan por un lado los valores hallados en los I/S (con valores promedio entre 20-40%) y los de los S/I (con valores promedio del 70%). Lo que ubicaría a esta asociación de facies en el campo de la

mesodiagénesis de acuerdo a lo propuesto por Pollastro (1993), corresponde a un rango de temperaturas de alrededor de los 70°C para los S/I y de 150°C para los I/S (ver Cuadro 7.1). Por lo tanto se sugiere un origen diferente para cada uno, el de elevada temperatura podría considerarse como de soterramiento avanzado (en relación a las observaciones petrográficas CAP. 6), mientras que el S/I sería factible un origen por degradación de los I/S en ambiente telogenético.

ANEXO

Microscopía electrónica de barrido (MEB)

Los análisis con microscopía electrónica de la asociación de facies cuarzo arcósicas permiten reconocer dentro de la Argilofacies I2, la presencia de arcillas con bordes irregulares, algunas de las cuales presentan desarrollo de cristales que superan los $6\mu\text{m}$ (T2 Fig. 7.a, Foto A). Por otra parte, se han identificado fibras de illita autigénica intercrecidas entre argilominerales de hábito laminar que (según los resultados de DRX) podrían ser pirofilita e illita (Fig. 7.a, Foto B). El espectro de EDAX muestra la composición en elementos, de algunos de los componentes minerales hallados en esta facies sedimentaria (4) como pirofilita, illita y cemento calcítico de tipo meñisco (Fig. 7.b). Este tipo de cemento se observa que ha precipitado ligando un grano a otro con forma de meñisco, y resulta característico de la zona vadosa (Flügel, 2004). Por otra parte, se han identificado agregados de cristales anhedrales de alrededor de $1\mu\text{m}$ con hábito similar a una roseta los cuales por su composición (rica en hierro) podrían ser de chamosita, o clorita rica en hierro (identificada asimismo por DRX), (Fig. 7.c).

En la argilofacies Py1 se observa a la illita $2M_1$ en agregados tipo "librillos" con cristales anhedrales y subhedrales (Foto A), los que se disponen en múltiples orientaciones y presentan tamaños de hasta $15\mu\text{m}$ (Fig. 7d Foto A). En la misma se ha reconocido el desarrollo de cristales euhedrales de pirofilita de alrededor de $20\mu\text{m}$ (Fig. 7 d Foto B). Asimismo se reconoce la presencia de cristales de illita ($2M_1$) de gran desarrollo (milimétricos) los cuales poseen bordes cristalinos muy bien definidos (Fig. 7e), y cuya composición se ha determinado por EDAX.

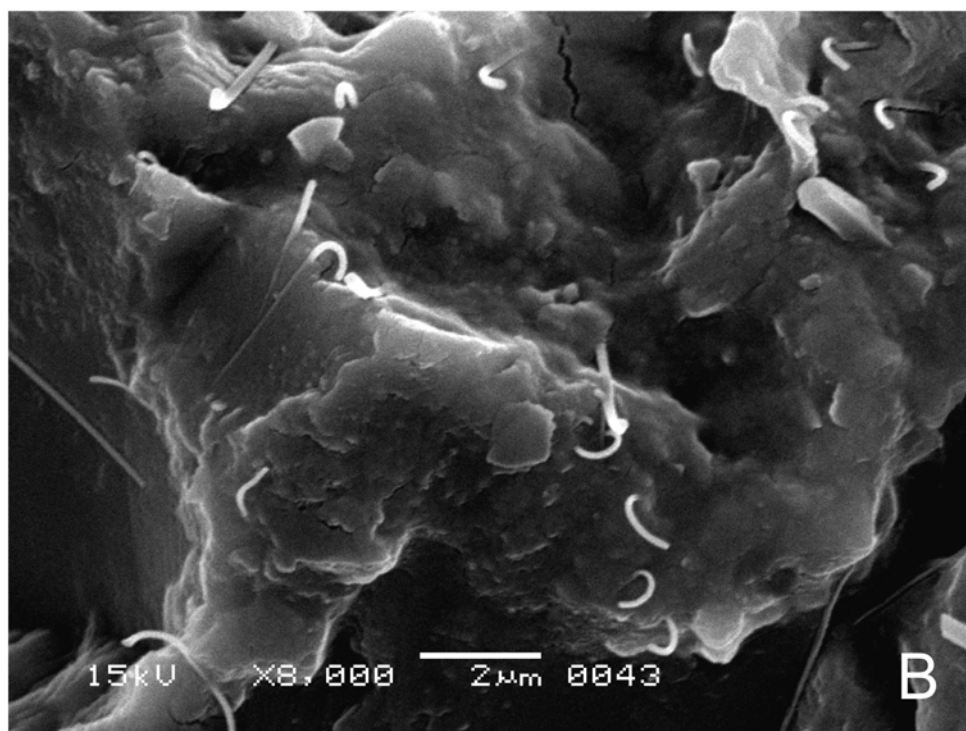
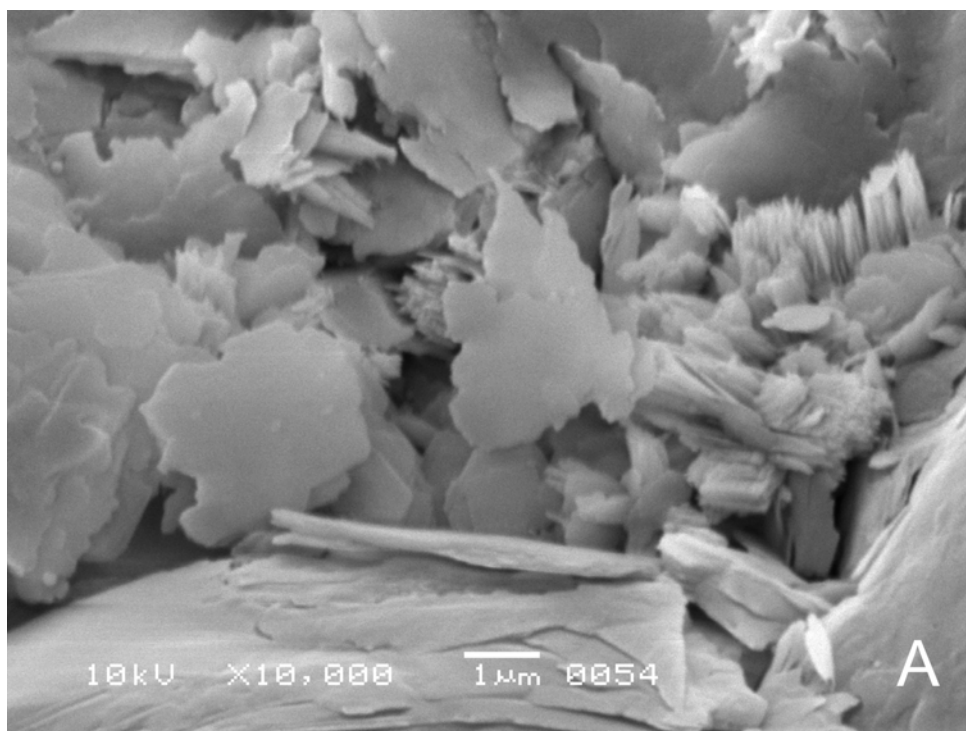


Fig. 7.a. Microfotografías tomadas con MEB (Museo - UNLP) de los argilominerales de la base de la Fm. Villa Mónica AFQA I. **A:** micas muscovíticas detríticas con bordes irregulares y fragmentados.

B: crecimiento autigénico de fibras de illita con extremos curvados.

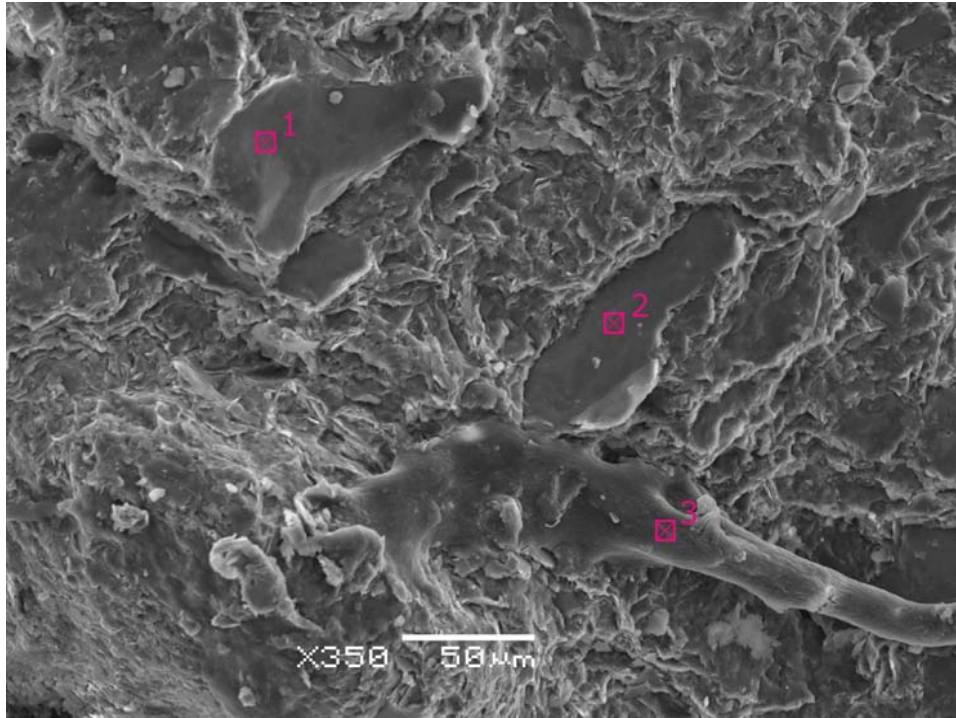
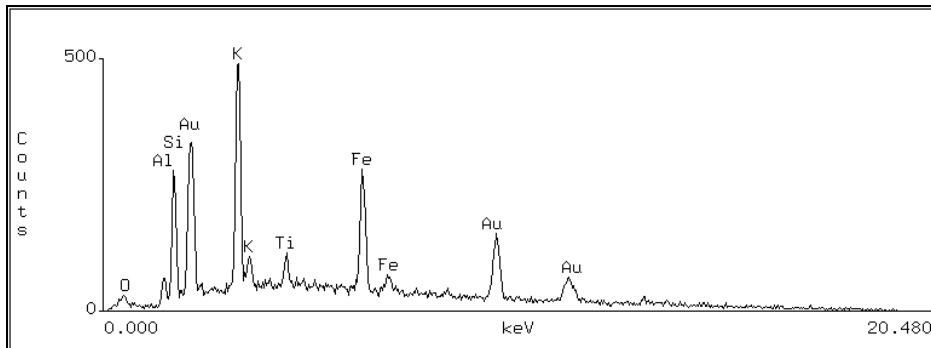
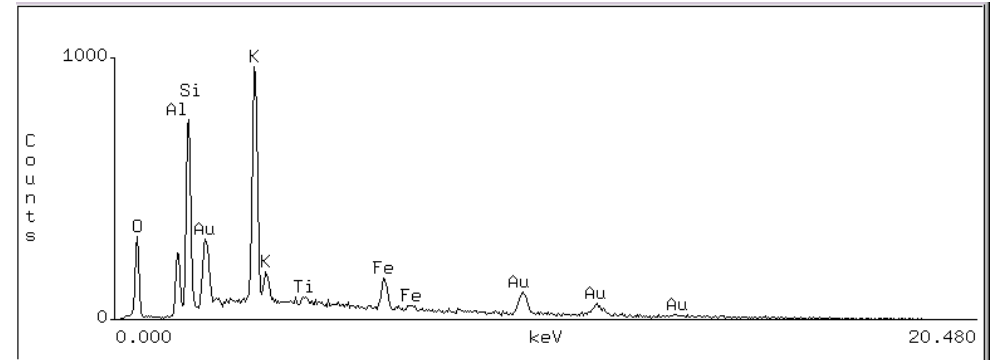


Figura 7.b. Microfotografías MEB de la SEM – EDAX Laboratorio Universidad de Ciencias, Montevideo, Uruguay.

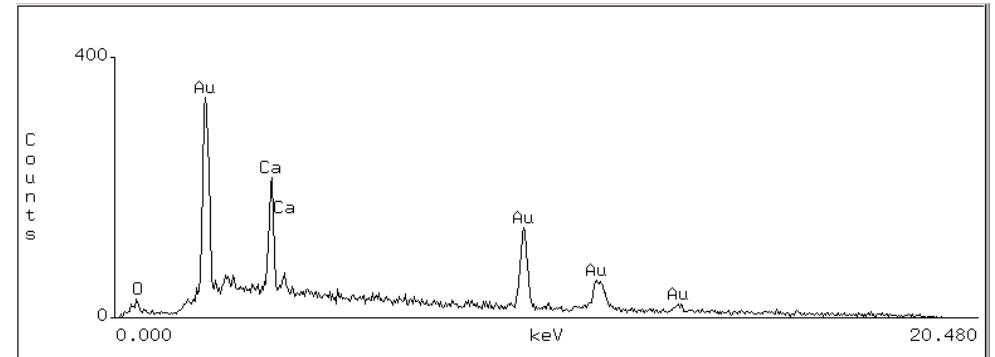


Punto 1 illita rica en hierro

Punto 2: illita



Punto 3: calcita



Perfiles de EDAX de los puntos seleccionados, con los picos de los elementos presentes en cada mineral.

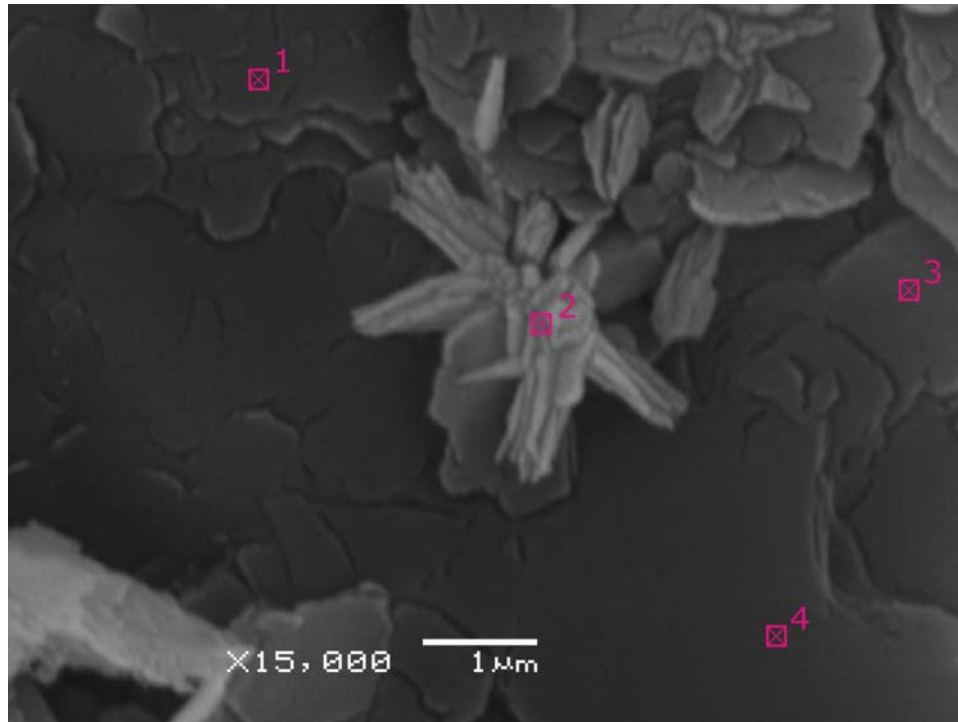
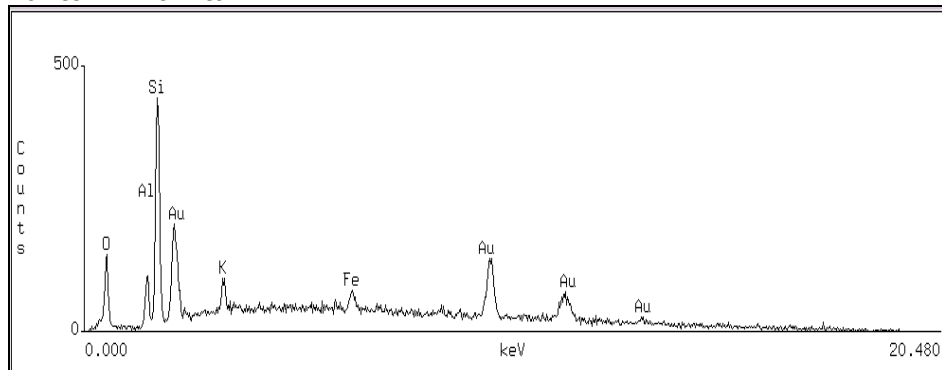
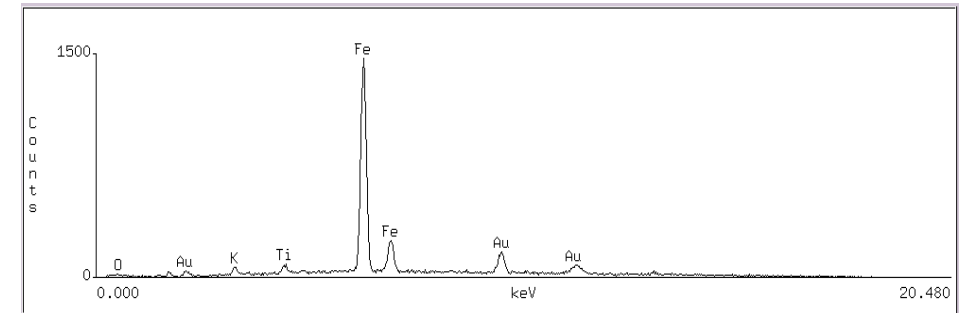


Figura 7.c. Microfotografía SEM – EDAX Laboratorio Universidad de Ciencias, Montevideo, Uruguay.

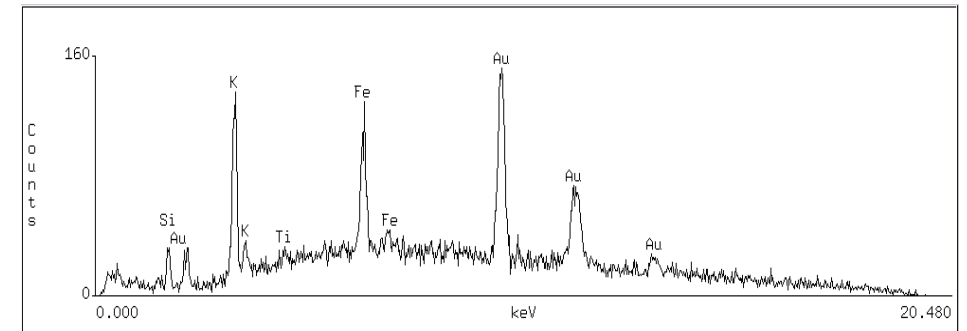
Punto 1 Pirofilita?



Punto 2 FeOx



Puntos 3 illita rica en hierro



Perfiles de EDAX de los puntos seleccionados, con los picos de los elementos presentes en cada mineral.

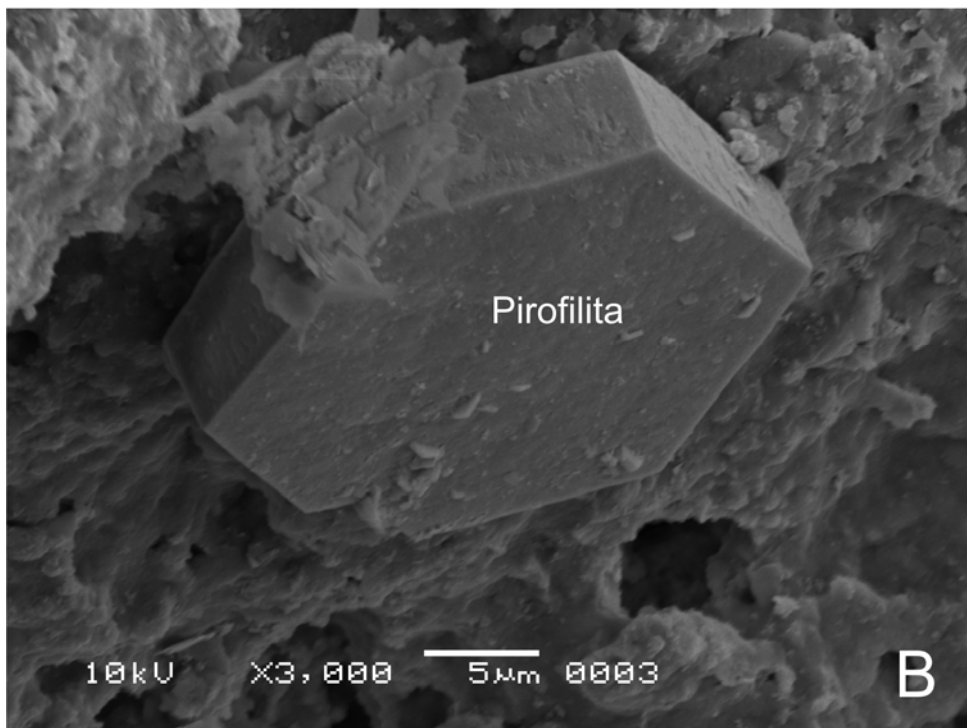
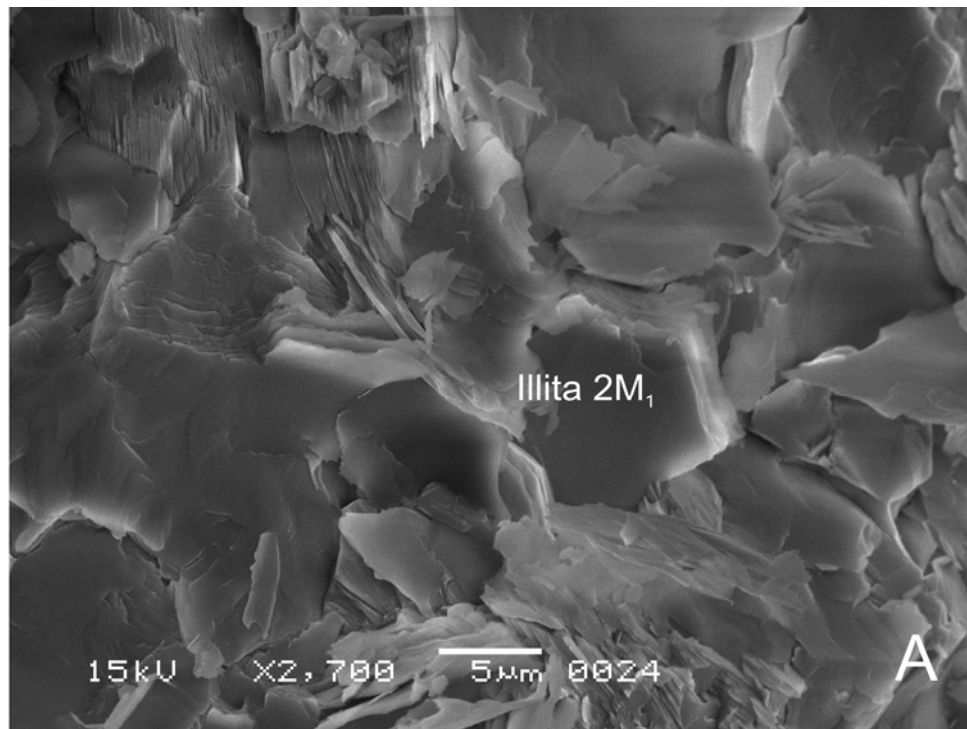
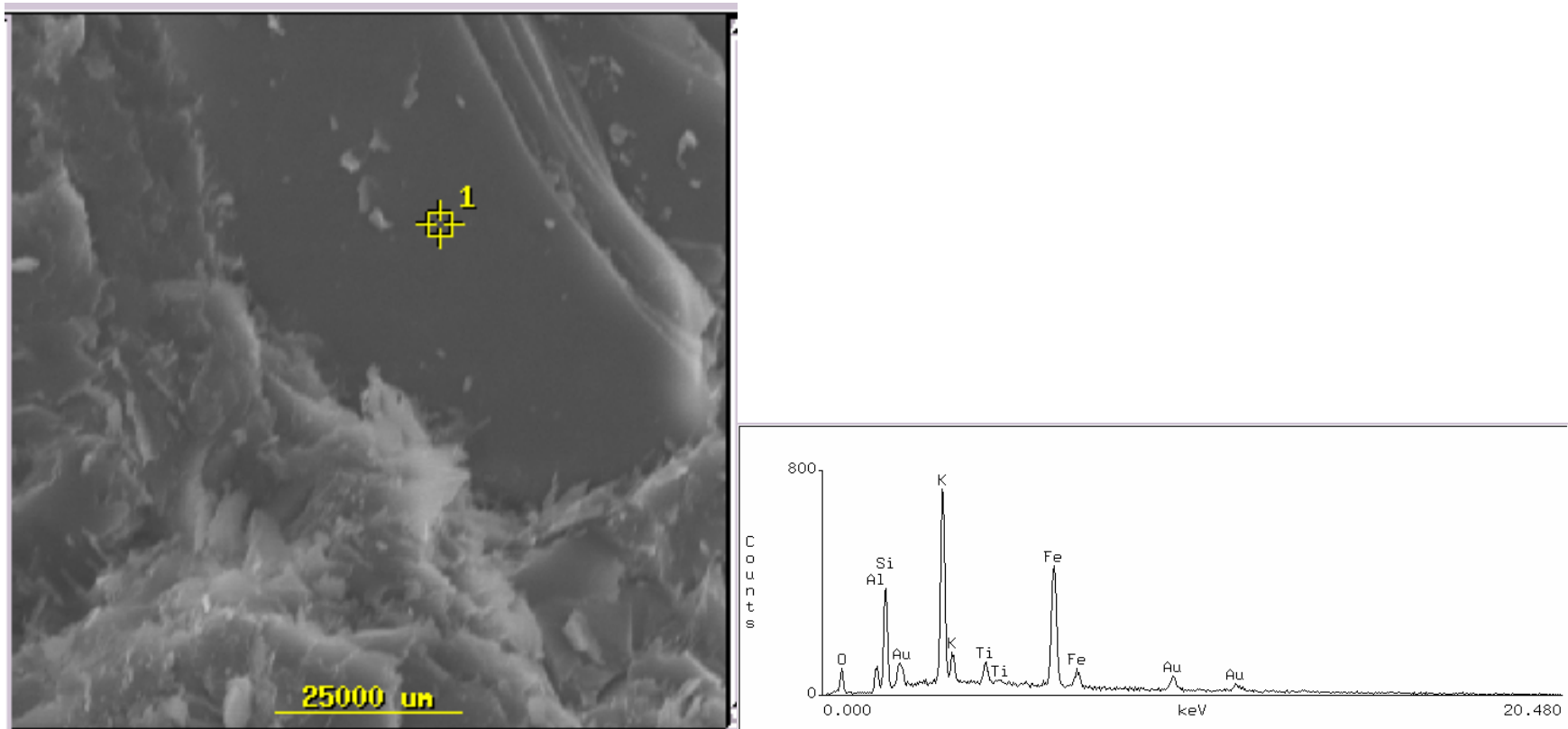


Fig. 7.d. Fotos tomadas por MEB (Museo - UNLP) de la argilofacies Py1. **A:** illita 2M₁ autigénica en apilamiento de láminas en muchas direcciones (no orientadas). **B:** crecimiento autigénico un cristal de pirofilita euهدral.



SEM – EDAX Laboratorio Universidad de Ciencias, Montevideo, Uruguay.

Figura 7.e. Microfotografía SEM con punto EDAX que corresponden láminas de illita de gran tamaño asociadas a la argilofacies Py1.

7.3.1.2 Asociación de facies dolomítico pelíticas (II)

RESULTADOS PREVIOS

Poiré, 1987: "En la *asociación de facies dolomíticas y pelíticas* se ha determinado la presencia de illita únicamente. Las lutitas rojas y la fracción fina de las dolomías laminadas friables, poseen sericitas de buena cristalinidad. Estas poseen afinidad con las muestras del basamento, por lo cual se infiere una génesis detrítica. En contraposición, las illitas de las lutitas verdes interbiostromales exhiben una pobre cristalinidad. Sus índices van de IC 0,95 y IE 0,73, por lo cual estas illitas caen en el campo de la diagénesis".

RESULTADOS DEL PRESENTE TRABAJO

a) Difractogramas

Los resultados del estudio mineralógico de la asociación de facies dolomítico pelíticas a través de análisis de difracción de rayos X corresponden en principio al análisis de difractogramas de muestras de tipo Roca Total, Residuo y Arcillas. En los que se reconocen los picos principales de los minerales presentes en las mismas (Figs. 7.17 a 7.27).

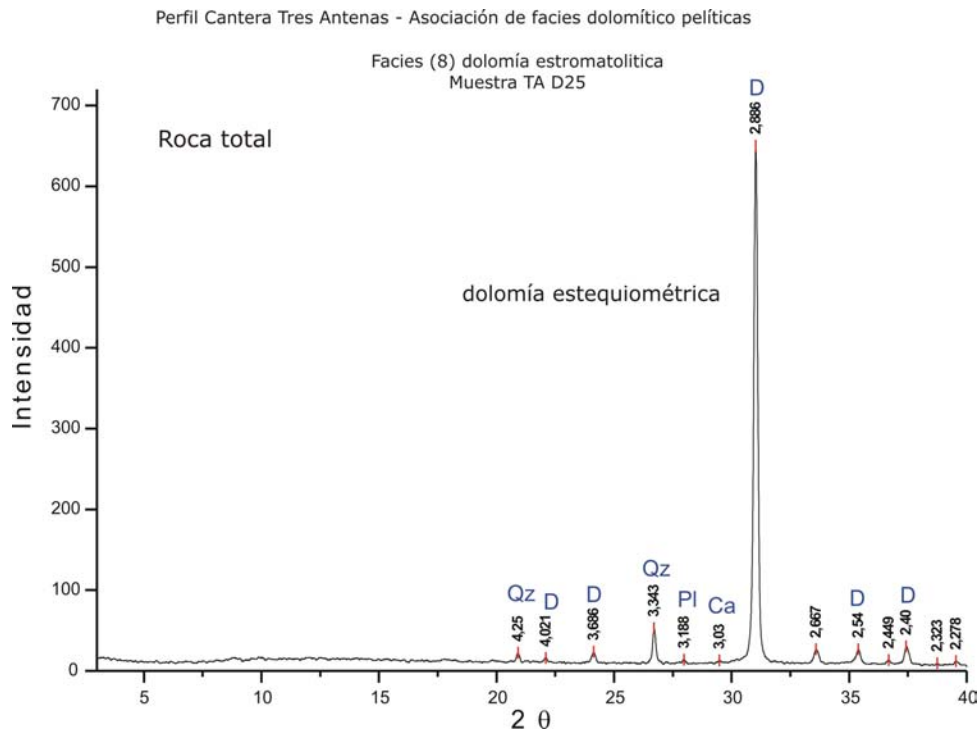


Figura 7.17. Difractogramas de Roca Total en la facies (8) de la AFDP, Cantera Tres Antenas.

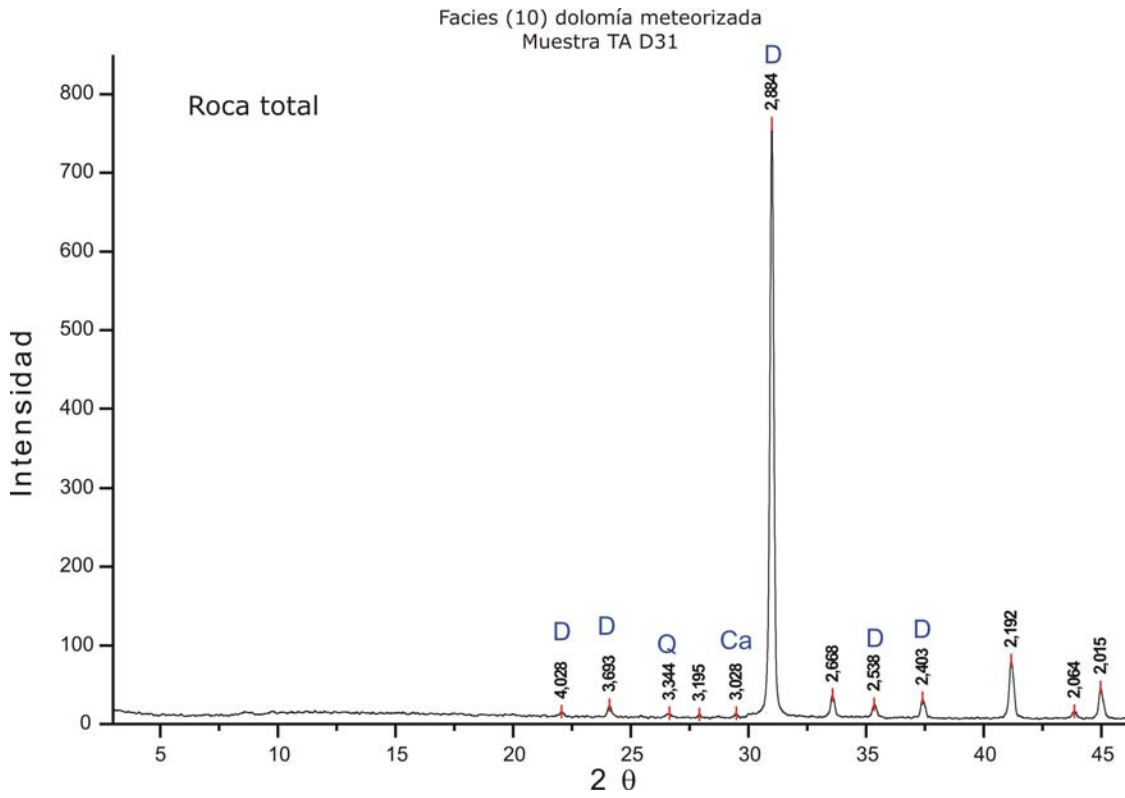


Figura 7.18. Difractogramas de Roca Total en las facies (8) y (10) de la AFDP, Cantera Tres Antenas.

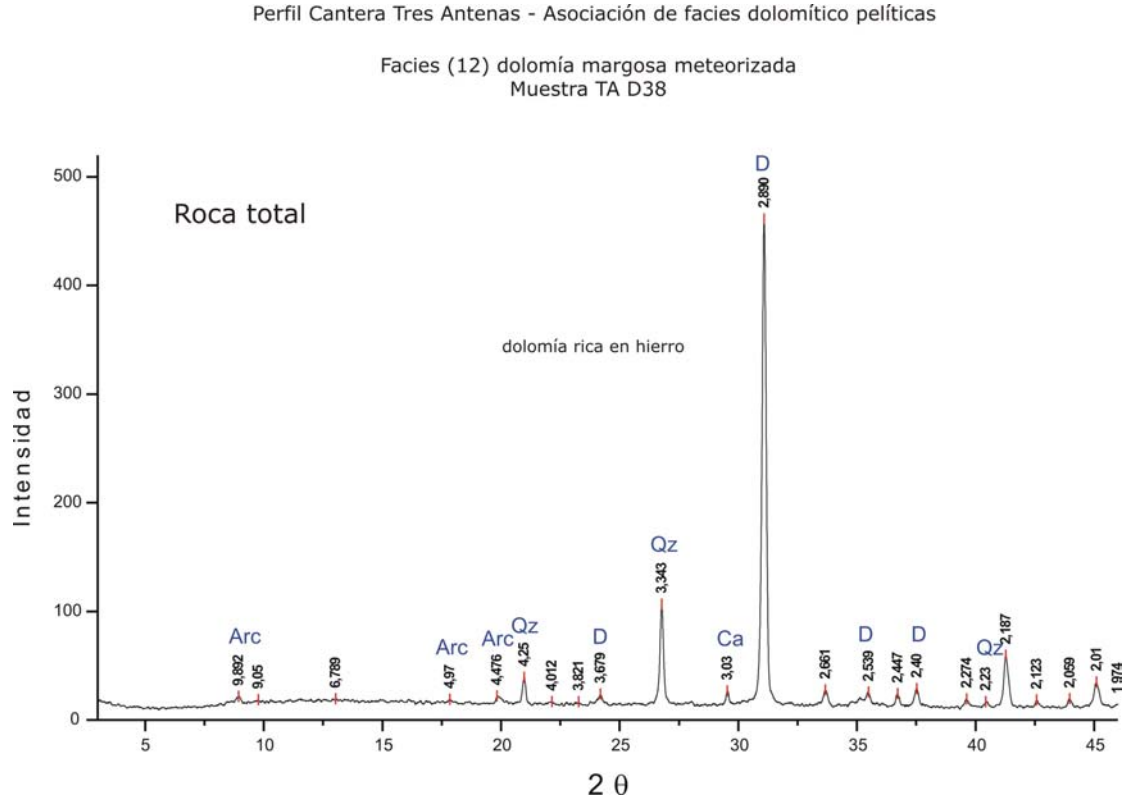
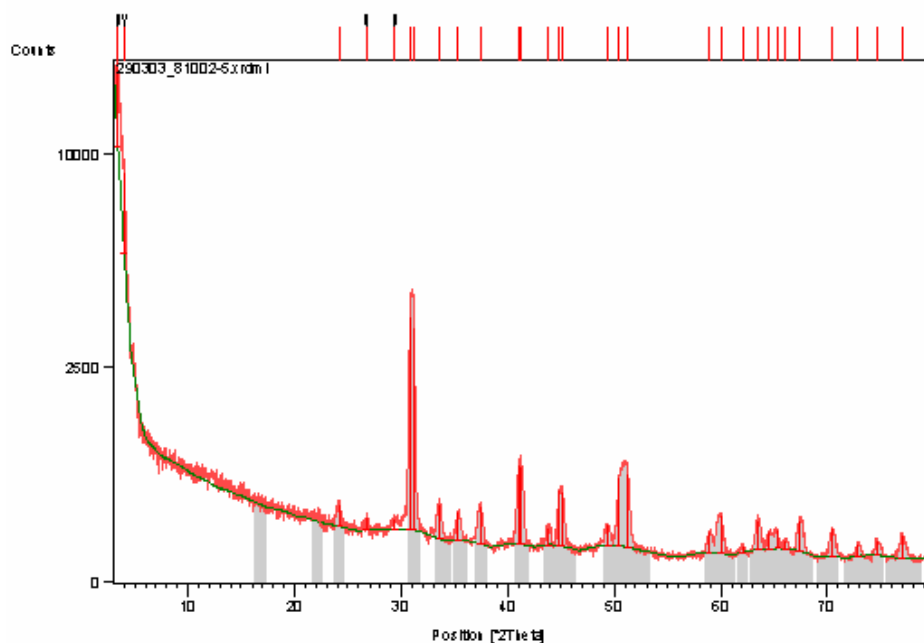


Figura 7.19. Difractogramas de Roca Total facies (12) de la AFDP, Cantera Tres Antenas.

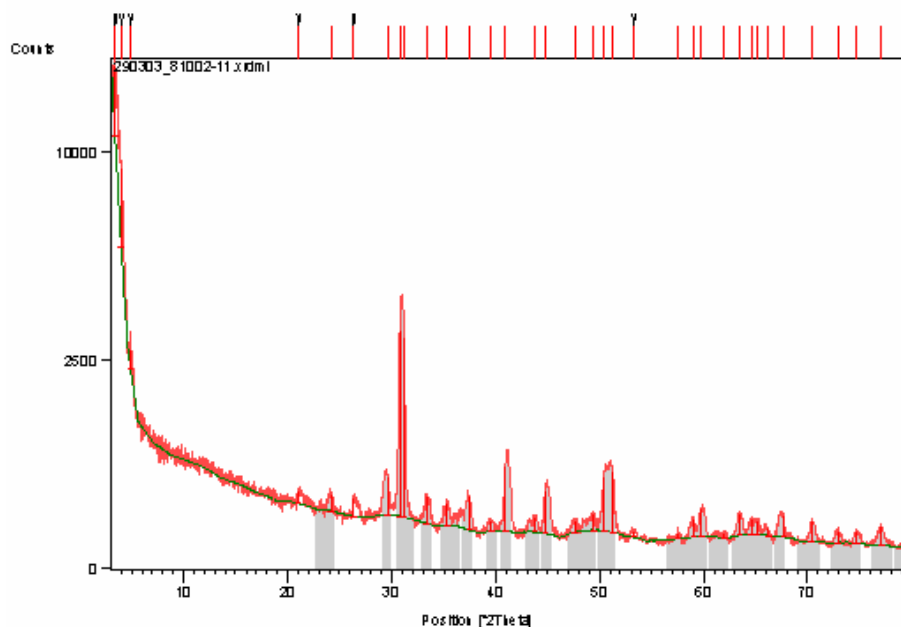
**Peak List**

Pos. [°2 θ .]	Height [cts]	FWHM [°2 θ .]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]
3.4291	4407.66	0.2362	25.76663	100.00
4.0290	3232.79	0.4723	21.93140	73.34
24.2418	165.47	0.3149	3.67156	3.75
26.7333	83.25	0.1574	3.33477	1.89
29.3710	65.74	0.4723	3.04102	1.49
30.7951	3655.32	0.1378	2.90355	82.93
31.1896	3368.41	0.1378	2.86772	76.42
33.6321	226.79	0.4723	2.66484	5.15
35.3189	168.67	0.4723	2.54134	3.83
37.4385	229.62	0.3149	2.40219	5.21
41.0214	669.08	0.2362	2.20027	15.18
41.3013	648.89	0.2755	2.18601	14.72
43.7690	85.27	0.3936	2.06832	1.93
44.8852	388.04	0.3149	2.01944	8.80
45.1325	364.59	0.1968	2.00895	8.27
49.3720	110.05	0.4723	1.84591	2.50
50.4169	525.89	0.1968	1.81008	11.93
51.3031	567.06	0.3149	1.78088	12.87
58.9619	91.63	0.4723	1.56652	2.08
59.9403	192.16	0.4723	1.54327	4.36
62.0437	23.48	0.3936	1.49591	0.53
63.5734	145.46	0.1968	1.46355	3.30
64.4613	80.90	0.3936	1.44552	1.84
65.2403	88.48	0.3149	1.43013	2.01
66.0839	35.48	0.4723	1.41391	0.81
67.3614	152.84	0.2362	1.39017	3.47
70.5089	124.39	0.1968	1.33563	2.82
72.8426	42.41	0.4723	1.29849	0.96
74.6555	56.54	0.4723	1.27139	1.28
77.0177	83.59	0.6720	1.23716	1.90

Pattern List

Visible	Ref.Code	Score	Compound Name	Displ. [°2 θ]	Scale Fac.	Chem. Formula
*	89-5862	74	Dolomite	0.000	0.931	Ca Mg (C O3) 2
*	79-1344	33	Dolomite	0.000	0.100	Ca Mg (C O3) 2

Figura 7.20. Difractograma de Roca Total dolomía de la AFDP, Afloramiento Tres Lomas. Se resalta en naranja oscuro el pico y frecuencia del mineral ankerita y naranja claro el de dolomita.



Peak List

Pos. [°2Th.]	Height[cts]	FWHM[°2Th.]	d-spacing[Å]	Rel.Int. [%]
3.4029	3767.88	0.3149	25.96481	100.00
4.0226	3292.49	0.3936	21.96623	87.38
4.8769	458.76	0.3149	18.11988	12.18
21.0493	106.22	0.4723	4.22065	2.82
24.1380	122.19	0.4723	3.68712	3.24
26.3774	128.78	0.2755	3.37895	3.42
29.6202	322.31	0.2755	3.01599	8.55
30.7512	3126.30	0.1771	2.90760	82.97
31.1707	2927.92	0.0984	2.86942	77.71
33.3875	190.49	0.4723	2.68379	5.06
35.2808	134.57	0.2755	2.54399	3.57
37.4312	211.58	0.3936	2.40264	5.62
39.5696	55.14	0.4723	2.27759	1.46
40.9517	533.62	0.5117	2.20386	14.16
43.8073	73.47	0.3936	2.06660	1.95
44.8020	279.86	0.4330	2.02300	7.43
47.6652	54.07	0.5510	1.90795	1.44
49.3497	94.28	0.3936	1.84669	2.50
50.3801	411.41	0.2755	1.81132	10.92
51.2396	464.77	0.4330	1.78294	12.33
53.2497	27.30	0.4723	1.72028	0.72
57.5674	21.34	0.3936	1.60110	0.57
58.9988	86.99	0.3936	1.56563	2.31
59.7931	148.02	0.4723	1.54671	3.93
61.9911	17.31	0.6298	1.49705	0.46
63.4702	110.33	0.4723	1.46568	2.93
64.5511	77.84	0.3149	1.44373	2.07
65.1111	69.16	0.3936	1.43266	1.84
66.2067	32.36	0.3936	1.41158	0.86
67.5751	103.38	0.2755	1.38629	2.74
70.4058	90.18	0.3936	1.33733	2.39
72.8908	45.17	0.6298	1.29775	1.20
74.6747	46.51	0.4723	1.27111	1.23
77.0532	67.52	0.6720	1.23668	1.79

Pattern List

Visible	Ref.Code	Score	Compound Name	Displ.[°2Th]	Scale Fac.	Chem. Formula
*	12-0088	69	Ankerite	0.000	1.013	Ca (Mg0.67 Fe0.33..
*	86-2335	42	Calcite magnesian	0.000	0.082	(Mg.064 Ca.936) ..

Figura 7.21. Difractograma de Roca Total dolomía de la AFDP, Afloramiento Tres Lomas. Se resalta en naranja oscuro el pico y frecuencia del mineral ankerita y en naranja claro el de la dolomita.

Perfil Cantera Volcamaq - Asociación de facies dolomítico pelíticas

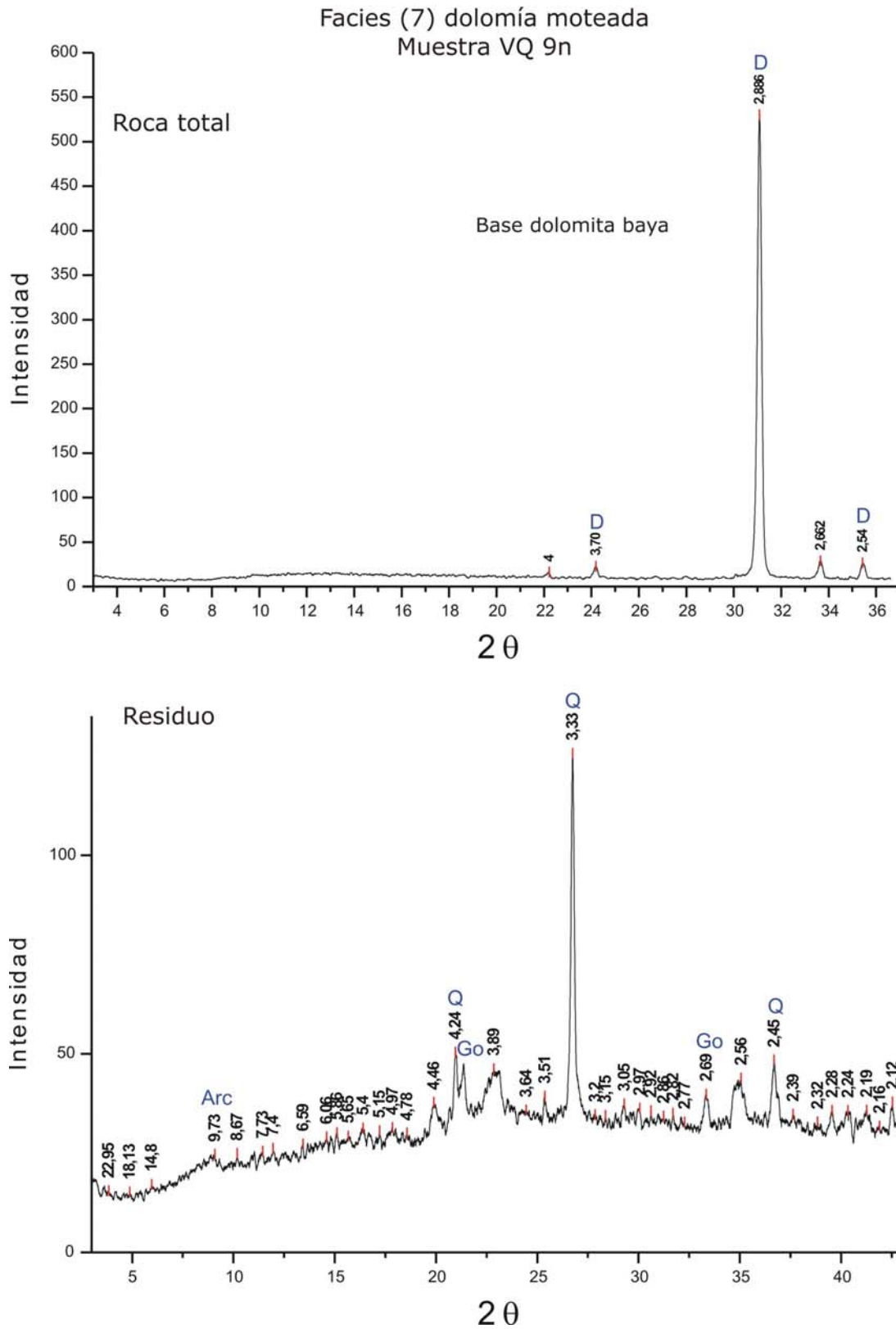


Figura 7.22. Difractogramas de Roca Total y residuo de la facies (7) dolomía moteada corresponde al sector de la muestra de la base dolomítica. Cantera Volcamaq.

Perfil Cantera Volcamaq - Asociación de facies dolomítico pelíticas

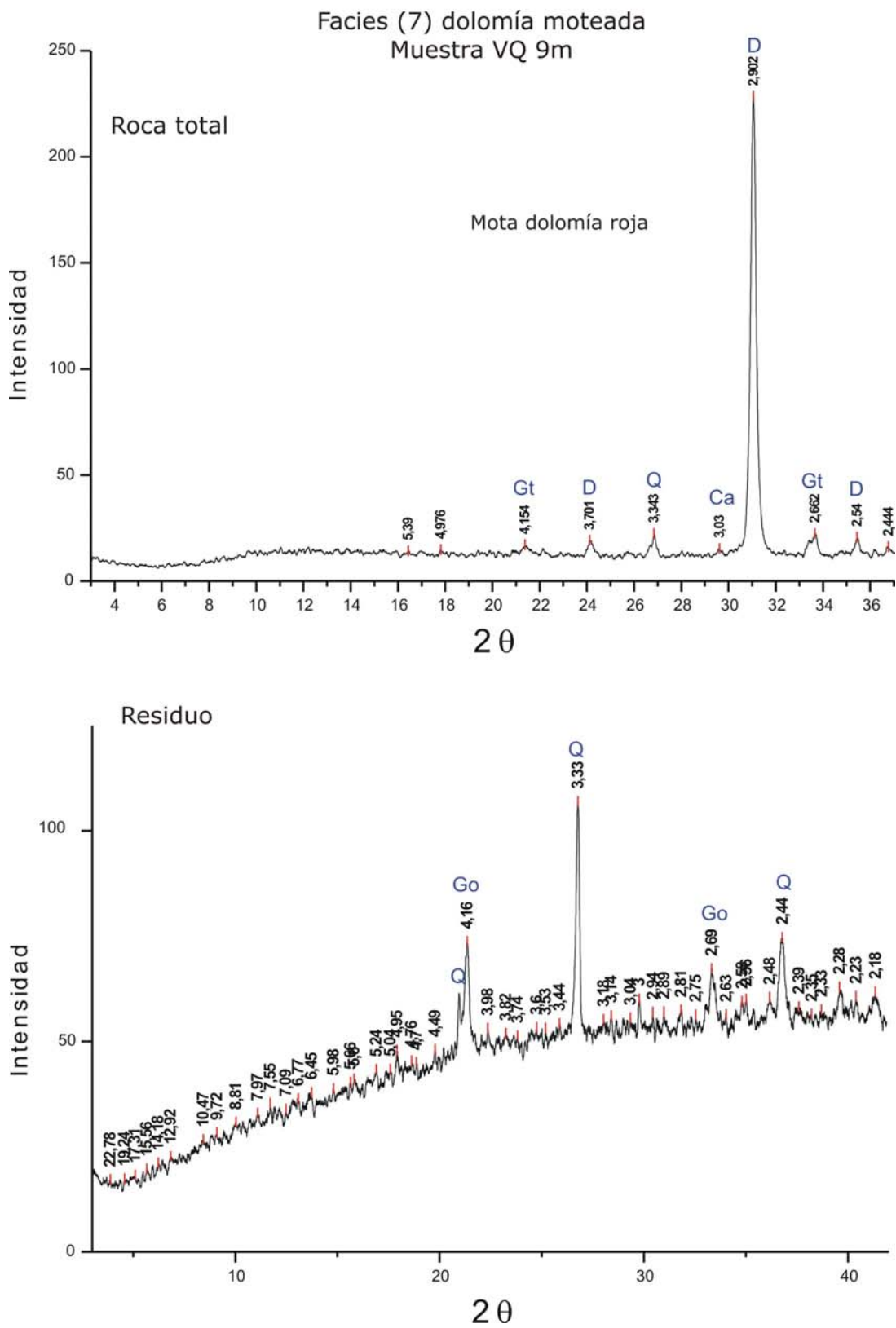


Figura 7.23. Difractogramas de Roca Total y residuo de la facies (7) dolomía moteada corresponde al sector de la mota rojiza, Cantera Volcamaq.

Perfil El Polvorín - Asociación de facies dolomítico pelíticas

Facies (10) dolomía silicificada

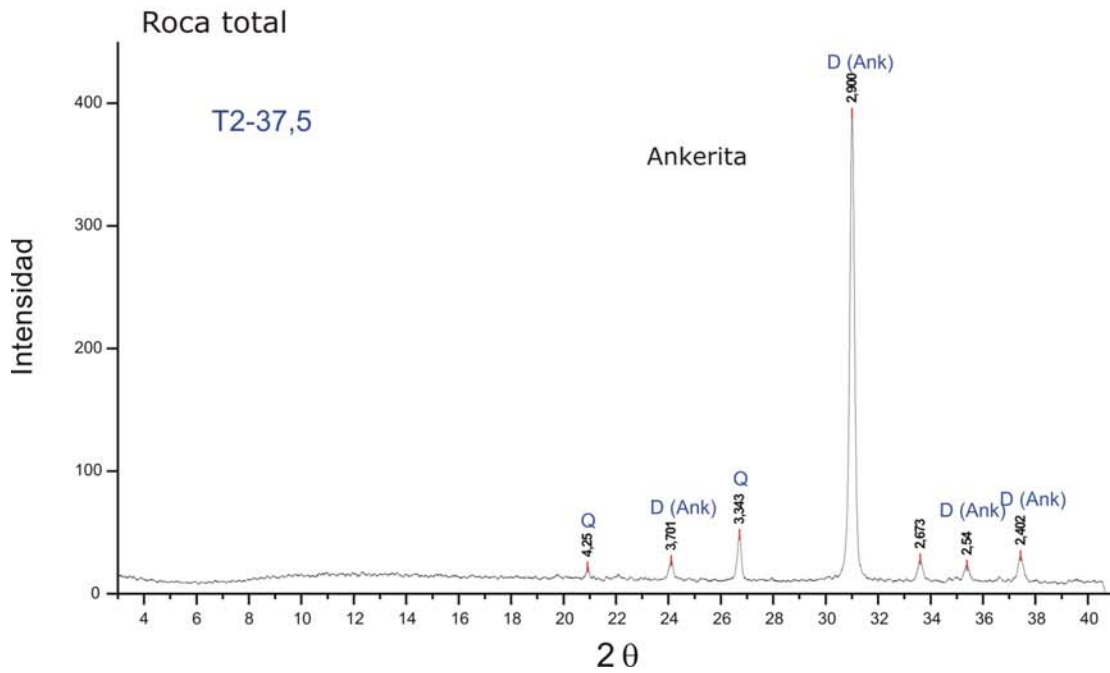
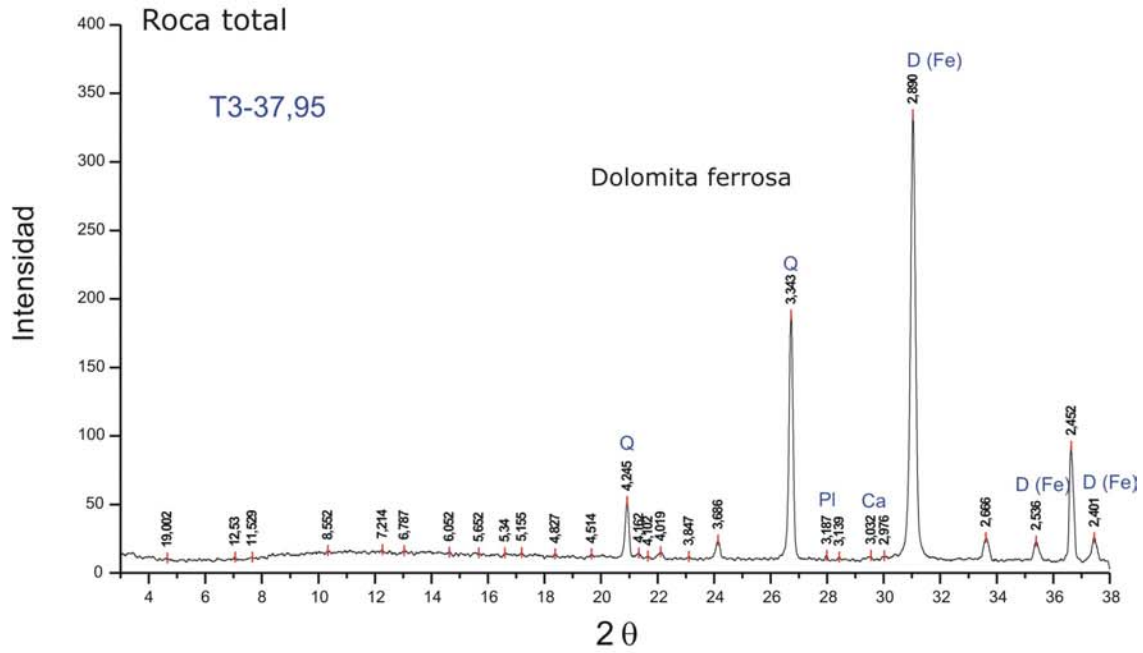


Figura 7.24. Difractogramas de Roca Total de la facies (10) dolomía silicificada. Muestras del Pozos T3 y T2, Cantera El Polvorín.

Perfil El Polvorín - Asociación de facies dolomítico pelíticas

Facies (5) dolomía silicificada

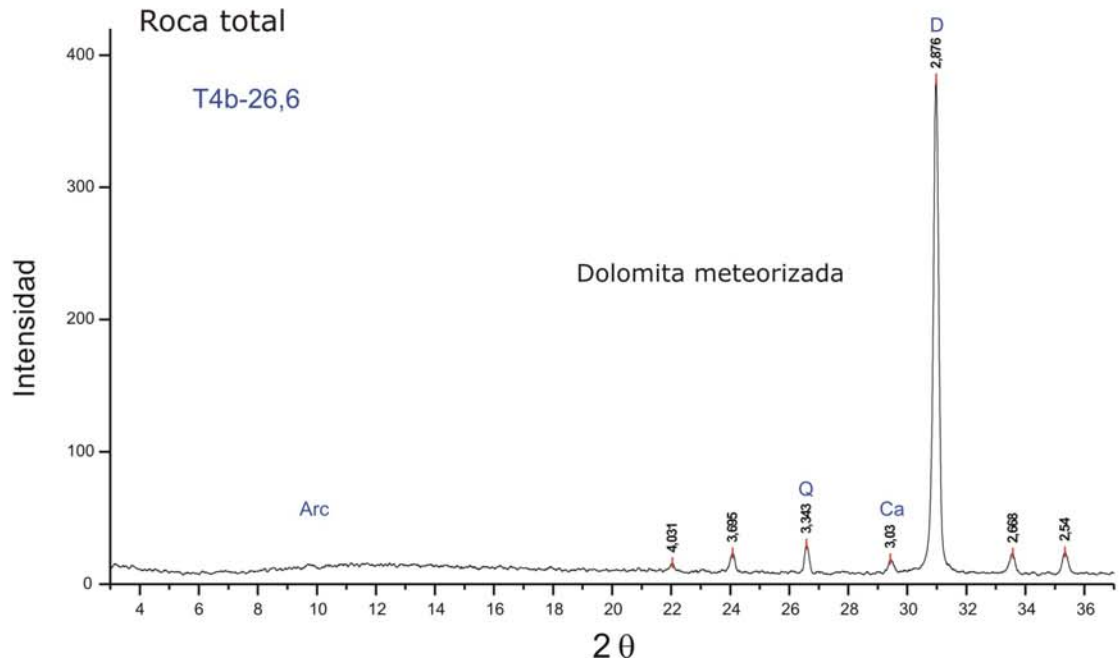
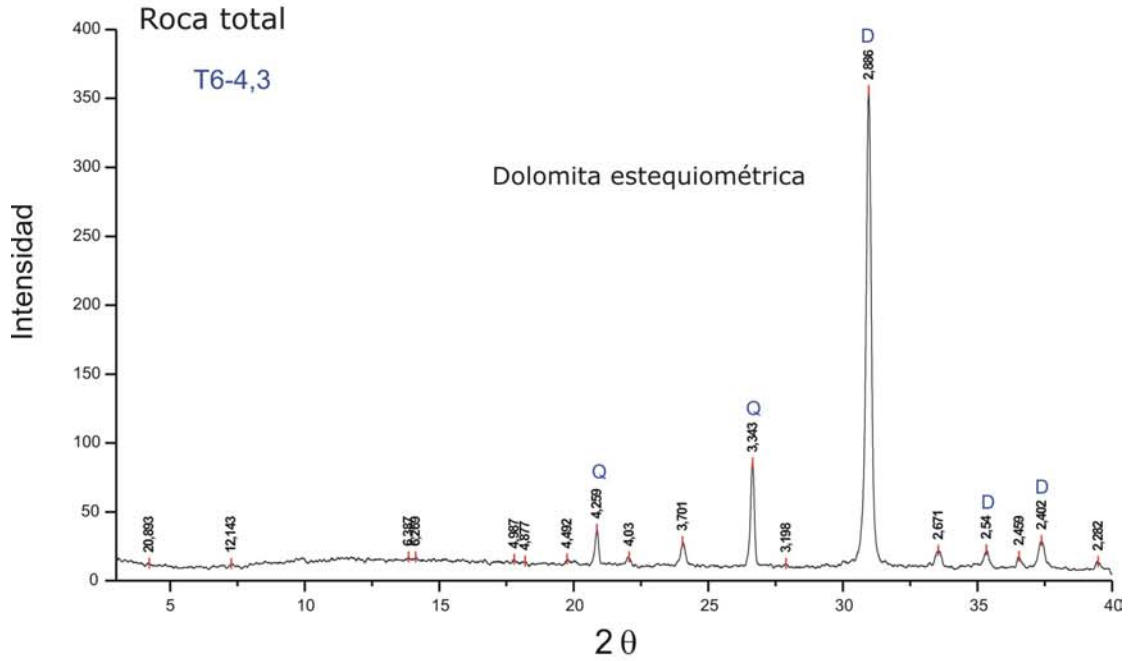


Figura 7.25. Difractogramas de Roca Total la facies (5), Pozos T6 y T4b Cantera El Polvorín.

Perfil Cantera Tres Antenas - Asociación de facies dolomítico pelíticas

Facies (9) pelita verde interbiostromal
Muestra TA PV

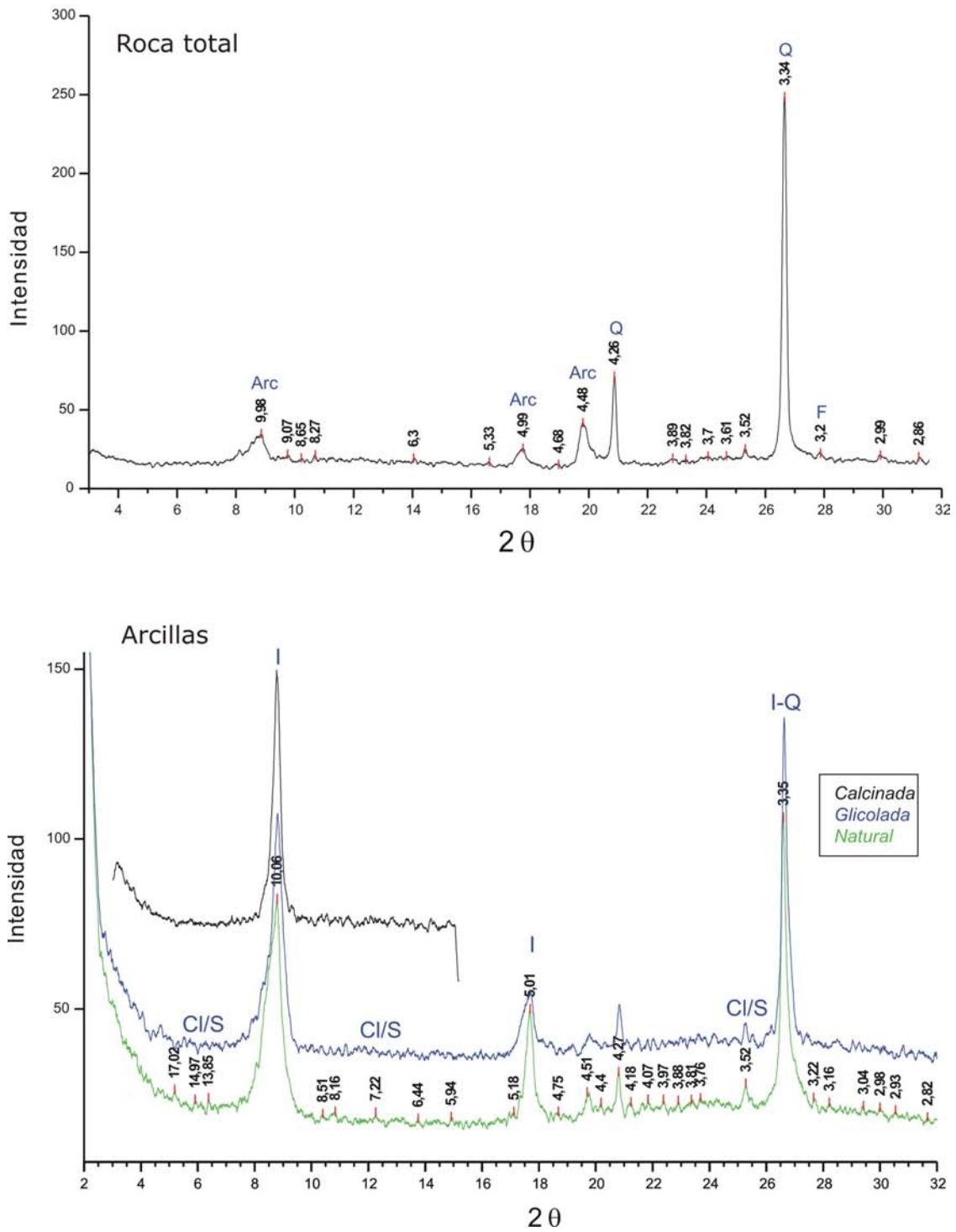


Figura 7.26. Difractogramas de Roca Total y Arcillas de la facies (9) corresponde a la pelita verde interbiostromal. Cantera Tres Antenas.

Perfil Cantera Tres Antenas - Asociación de facies dolomítico pelíticas

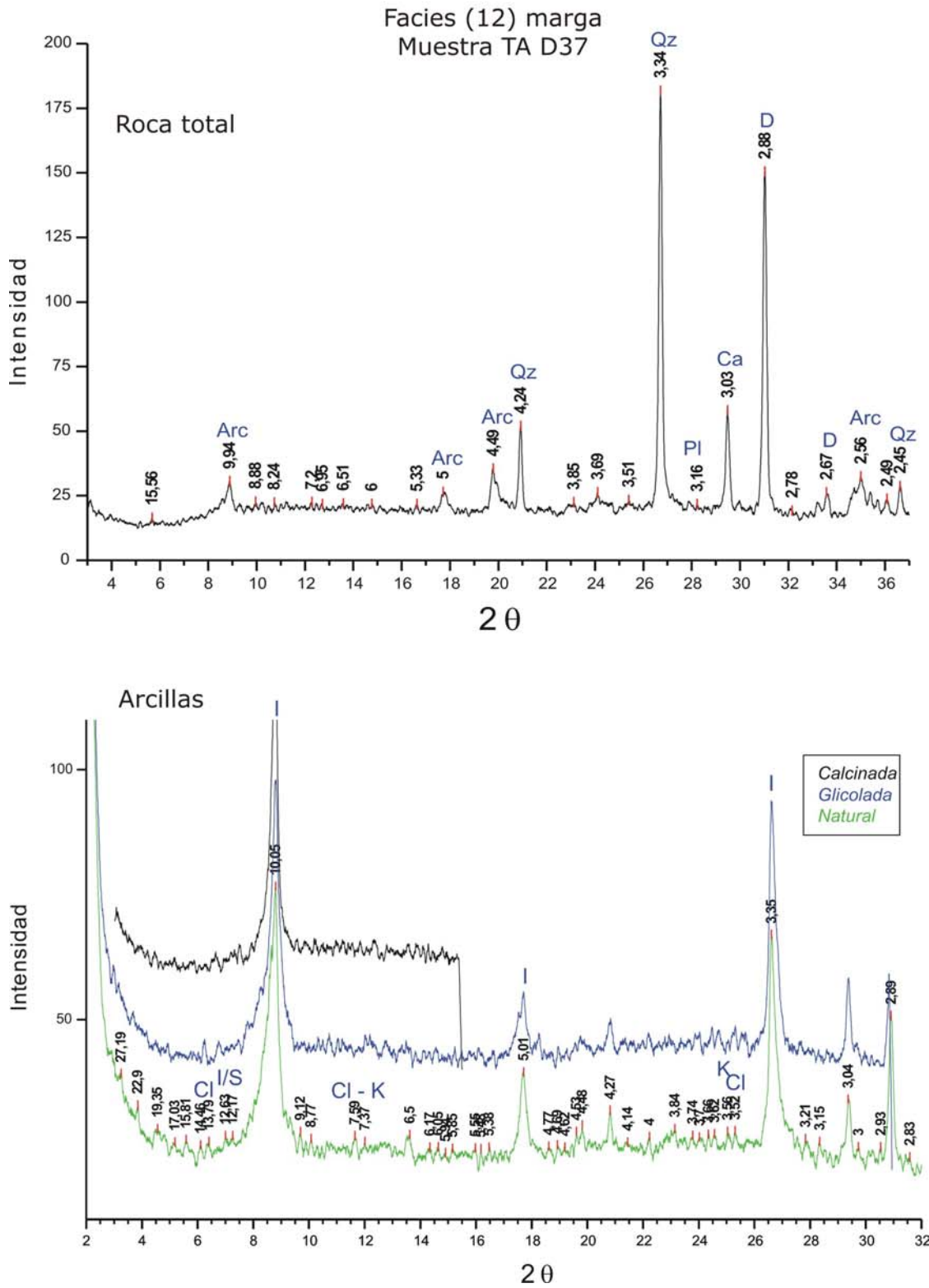


Figura 7.27. Difractogramas de Roca Total y Arcillas de la facies (12) correspondiente a marga dolomítico calcítica del techo de la sucesión. Cantera Tres Antenas.

La difracción de rayos X ha permitido la determinación semicuantitativa de los minerales presentes en el miembro dolomítico, en los perfiles de Cantera Tres Antenas, Cantera Volcamaq y Cantera El Polvorín.

b) resultados semicuantitativos y variaciones composicionales

Para el ordenamiento de los resultados de los estudios de DRX realizados, en primer término se cuantifican los valores obtenidos en las tablas de composición correspondientes (Tablas 7.9 a 7.11). En este mismo sentido, se presentan en forma paralela los resultados en diagramas porcentuales de Roca Total, Resido y Arcillas acompañados en los casos que ha sido posible de diagramas IC vs. IE (Figs. 7.17-7.29).

ROCA TOTAL

En los perfiles analizados de la asociación de facies dolomítico pelíticas (AFDP) se observa cierta homogeneidad en la composición mineralógica de la muestra Total, en donde la variabilidad de las mismas es principalmente vertical y está dada por la variación en los tenores de sílice, calcita, arcillas y goethita de las distintas facies sedimentarias.

Cantera Tres Antenas

En el perfil Tres Antenas, la asociación de facies dolomítica pelítica exhibe un contenido de dolomita muy abundante, el cuarzo varía entre muy escaso y moderado y la calcita de trazas a escasa. En proporciones bajas y con poca frecuencia se reconocen muy escasas arcillas y trazas de feldespatos. Solo en una muestra se observa un menor contenido de dolomita (entre moderado y abundante) con abundante cuarzo y moderado tenor de calcita y mayor abundancia de arcillas (aunque son escasas), esta muestra corresponde a la facies de marga dolomítico calcítica (12) definida anteriormente (Cap.4). (Tabla 7.9, Figs. 7.19 y 7.27).

Perfil Tres Lomas

Se analizan tres muestras de dolomías pertenecientes a los afloramientos ubicados en las Tres Lomas, en donde se reconoce la presencia de dolomita en proporciones abundantes a muy abundantes, la ankerita se ha reconocido en ocasiones en tenores abundantes, el cuarzo es en general muy escaso y la calcita de escasa a muy escasa, (Tabla 7.9, Figs. 20 y 21). En este caso los análisis fueron

realizados con el equipo de DRX de RAU en condiciones diferentes y se presentan los difractogramas y resultados (Figs. 7.20 y 7.21).

Cantera Volcamaq

Por otra parte, el perfil analizado en la Cantera Volcamaq (Fig. 4. X Cap. 4) se registraron tenores de dolomita muy abundante, con cuarzo ausente a escaso, goethita ausente a moderada y calcita muy escasa. Cabe mencionar que dos muestras se apartan de los valores anteriores, la muestra VQ3 tiene menor tenor de dolomita (aunque muy abundante), moderada calcita, muy escaso cuarzo y trazas de feldespatos (Tabla 7.10). Mientras que la muestra VQ5 corresponde a una pelita verde clara (interbiostromal) la cual tiene valores de cuarzo muy abundante, escasas arcillas y muy escasos feldespatos. (Tabla 7.10, Figs. 7.22 y 7.23)

En la facies (7) de dolomías moteadas se encontraron variaciones composicionales entre la dolomita de la base (clara de color bayo) y la dolomita de las motas rojizas (rica en hierro) (Figs. 7.22 y 7.23).

Los difractogramas de la facies de dolomía moteada (dm) de muestra Total y residuo arrojan los siguientes resultados:

Base de Dolomía baya (VQ9n):

En el análisis de Roca Total se reconoce muy abundante dolomita estequiométrica, con trazas de cuarzo, arcillas y goethita. Mientras que en los análisis de DRX del Residuo se reconoce muy abundante el cuarzo, escasa goethita y escasas arcillas.

Mota de dolomita rojiza (VQ9m):

Los resultados de DRX en Roca Total del sector de la mota rojiza muestran la presencia de ankerita muy abundante, escaso cuarzo, escasa goethita y muy escasa calcita. Los resultados de los análisis de Residuo indican la participación de cuarzo muy abundante y abundante goethita.

De los resultados anteriores se desprende que las motas se encuentran muy enriquecidas en goethita y ankerita, mientras que la base es esencialmente compuesta de dolomita.

Cantera El Polvorín Pozos

Se analizaron cinco muestras de los perfiles de pozo T1, T3, T4, T5 y T6 y cuatro correspondientes a la perforación T2. Las mismas en general muestran

contenidos de dolomita muy abundantes, cuarzo variable entre ausente y moderado, calcita de ausente a escasa, arcillas de ausentes a muy escasas y feldespatos de ausentes a muy escasos. (Tabla 7.11, Figs. 7.24 y 7.25).

Considerando en conjunto los perfiles estudiados, se observa que la distribución de las proporciones relativas de los componentes mineralógicos de la roca Total es en general bastante homogénea y que las variaciones encontradas dependen directamente de la facies analizada. En dichas secciones se reconoce la presencia de una dolomía margosa en la base, sectores más cuarzosos asociados a zonas con silicificación, niveles pelíticos y presencia de margas dolomítico calcíticas en el techo. En general en esta asociación de facies la dolomita resulta ser el mineral más abundante.

Sin embargo, cabe destacar que se han reconocido muestras con características composicionales peculiares, es así que se encuentran dolomías silicificadas en donde el contenido de cuarzo es entre escaso y moderado (en general mayor al 20%), las mismas no parecen mostrar un patrón de distribución uniforme en los perfiles ya que se reconocen tanto en la base como en la porción central y superior de las secciones. Otras, son aquellas muestras de margas dolomítico-calcíticas en las que la calcita está presente en concentraciones moderadas (mayores al 15%) y que se encuentran asociadas al techo de la formación. Por otra parte, las pelitas y pelitas margosas reconocidas en la parte central de los perfiles se distinguen por presentar tenores de dolomita muy bajos (< al 5%). Finalmente, se señala que las dolomías margosas de la base (facies 5m) se caracterizan por la presencia de arcillas que aunque los tenores escasos superan notablemente a las concentraciones observadas en el resto de las facies dolomíticas, (Tablas 7.9 a 7.11; Figs. 7.28 a 7.30).

A modo de resumen, se presentan los resultados obtenidos del análisis por DRX en muestras de Roca Total de la asociación de facies dolomítico pelítica (II) en donde se puede visualizar los contenidos estimados de los minerales presentes en cada una de las facies analizadas (Cuadro 7.4).

Residuo Ácido Insoluble (RAI)

Los valores de Residuo Asido Insoluble (RAI) son determinados en los perfiles de las Canteras El Polvorín y Volcamaq. De igual modo, a través de este tipo de análisis se ha podido establecer que los valores porcentuales del material silicoclástico (o no carbonático post-disolución con HCl) presente en estas rocas varía entre 4,7% y 16,75% en el perfil de cantera Volcamaq y entre 0,2 y 48,53%

en los perfiles de pozos de Cantera El Polvorín.

Afloramiento - cantera	Facies	Resultados porcentajes semicuantitativos sobre Roca Total					
		dolomita	calcita	ankerita	cuarzo	Feld.	arcillas
Tres Antenas	5, 6, 8 y 9	ma	me-e		me-m	Tr	Tr-me
	9 Pelita				ma	me	m (I, I/S, C/S, Sm)
	11 y 12	a-ma	me-m		m-a		me-e (illita, I/S y Cl/S, K)
Tres Lomas	5, 6, 8 y 9	a-ma	me-e	0-a	me		
Volcamaq	5, 6, 7, 8 y 9	ma	Tr-m		Tr-e	Tr- me	
	13				ma		
El Polvorín Pozos	todas (menos la 13)	a-ma	Tr-a		Tr-m	Tr- me	Tr-e

Cuadro 7.4. Resumen de los resultados obtenidos en la Asociación de facies dolomítico pelíticas.

Sobre la base de los resultados hallados en la facies de dolomías moteadas puede hacerse una distinción entre la microesparítica de la base de dolomía clara (baya) y las motas rojizas (dolomita rica en hierro), en donde los contenidos de minerales no carbonáticos (RAI) son de 6,58% y 14% respectivamente, para lo cual se sugiere una selectividad diagenética, en donde los romboedros dolomíticos de las motas contienen una fuerte participación de Fe (cristales con zonación) que no se presenta en la base de dolomita baya.

Muestra	facies	Difracción de Rayos X																			
		Total							Arcillas							dolomita					
		Qz	Ca	D	Ank	Gt	Arc	F	I	I/S	Cl/S	Sm	K	IC	IE	d ₁₀₄	015/110	M	B	NCaCO3	%mol CaCO3
D1	(6)	me	me	ma											2,888	0,78	333,33	911,99	962,66	50,67	
D3	(6)	me	me	ma											2,888	1,05	333,33	911,99	962,66	50,67	
D5	(6)	me	me	ma											2,887	0,93	333,33	911,99	962,32	50,33	
D7	(10)	me	me	ma											2,886	0,927	333,33	911,99	961,99	50,00	
D9	(10)	me	me	ma											2,887	0,84	333,33	911,99	962,32	50,33	
D11	(6)	e	me	ma			Tr								2,888	0,78	333,33	911,99	962,66	50,67	
D13	(8)	m		ma			Tr								2,888	0,72	333,33	911,99	962,66	50,67	
D15	(8)	me	me	ma			Tr								2,886		333,33	911,99	961,99	50,00	
D17	(8)	e	me	ma											2,886		333,33	911,99	961,99	50,00	
D20	(8)	e	me	ma											2,885	0,8	333,33	911,99	961,66	49,67	
D21	(8)	e	Tr	ma			me								2,886	0,97	333,33	911,99	961,99	50,00	
D25	(8)	e	Tr	ma				Tr							2,886	0,88	333,33	911,99	961,99	50,00	
D31	(6)	me	me	ma			Tr								2,885	0,78	333,33	911,99	961,66	49,67	
D33	(6)	e	me	ma				Tr							2,889		333,33	911,99	962,99	51,00	
D35	(9)	m	me	ma			me		85	10	5	Tr		0,52	0,43	2,897		333,33	911,99	965,66	53,67
D37	(12)	a	m	a			e		75	15	5	5	5	0,49	0,45	2,887	1,03	333,33	911,99	962,32	50,33
D38	(¿)	m	me	ma			me		52	40	8		Tr	nc	nc	2,890	0,9	333,33	911,99	963,32	51,33
PV	(9)	ma		me			m	e	85	5	5	5		0,65	0,48						
TL 5*	(5s)	me	me	a	a										2,90/ 2,88	0,74					
TL 8*	(8)	me	e	ma											2,89	0,78					
TL 11*	(6)	me	me	a	a										2,90	0,63					

Tabla 7.9. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la asociación de facies dolomítico pelíticas de la Fm Villa Mónica en Perfil Cantera Tres Antenas (Sierras Bayas).

Referencias Qz: cuarzo; FK: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Arc: arcilla; Ca: calcita; D: dolomita; Ank: ankerita; Fap: fluorapatita; Tr: trazas; Sm: esmectita; Cl: clorita; I/S: interestratificado illita – esmectita; Cl/S: interestratificado clorita – esmectita; K: caolinita; Py: pirofilita; I: illita
 ma: > 50%; a: 35 a 50%; m: 15 a 35%; e: < 15%; me: < 5% TR < 1%

Roca Total

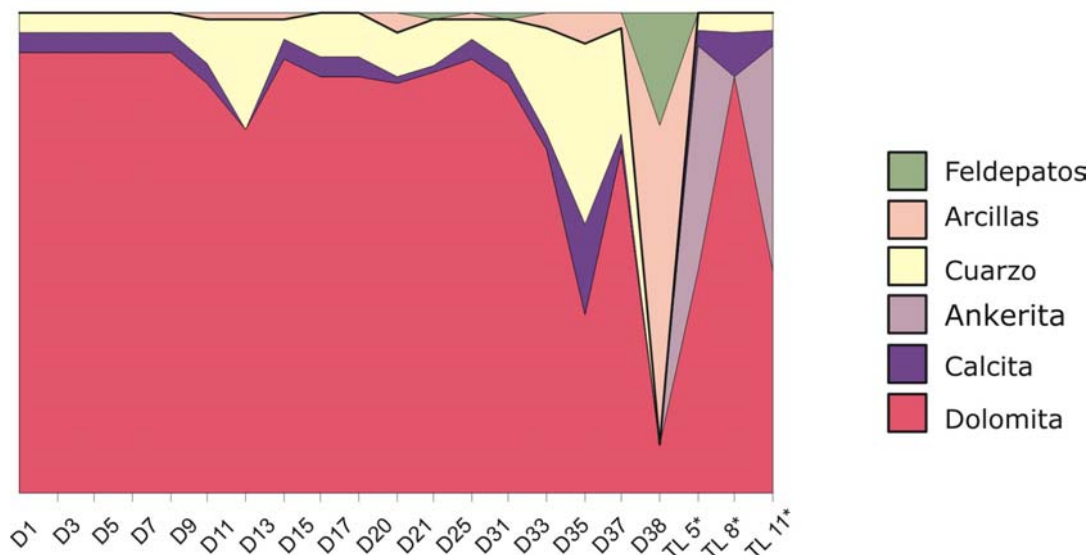


Figura 7.28. Gráfico de abundancia relativa en la roca Total Perfil Tres Antenas.

Por otra parte, las determinaciones de muestras de residuo ácido insoluble realizadas en muestras de la cantera Volcamaq indican que el cuarzo es algo variable pero se lo encuentra siempre como un componente muy abundante, la goethita es de escasa a abundante, las arcillas de escasas a muy escasas. Para el caso de las muestras de la Cantera El polvorín los valores observados son algo diferentes, en donde el cuarzo es de moderado a muy abundante, las arcillas de muy escasas a muy abundantes y los feldepatos entre trazas y escasos (Tablas 7.10 y 7.11 y Figs. 7.22 y 7.23).

MUESTRAS ORIENTADAS

Los argilominerales determinados en las muestras orientadas incluyen por orden de abundancia illita, interestratificados illita/esmectita (I/S), clorita, interestratificado clorita/esmectita (Cl/S), esmectita y caolinita. La distribución y abundancia relativa de estas especies minerales depende fundamentalmente de la facies analizada.

Las determinaciones de los argilominerales presentes en esta Asociación de Facies dolomítico pelítica (AFDP II), se realizan sobre tres muestras pertenecientes al perfil de la Cantera El Polvorín. Las cuales presentan tenores de entre 2 y 10% de arcillas en la roca Total. Dichos valores pertenecen a los niveles pelíticos intercalados en las dolomías (facies 9) y a las margas y mudstones del techo de sucesión (Facies 11 y 12) (Figs. 7.26 y 7.27). En el resto de las muestras no se

analizan las arcillas dado que los tenores son tan bajos que dificultan este tipo de análisis y las correspondientes interpretaciones.

En las pelitas verdes interbiostromales, intercaladas en la facies (9), los minerales de arcilla encontrados son illita (85%), interestratificado illita/esmectita (5%), interestratificado clorita/esmectita (5%) y 5% de esmectita (Tabla 7.9 y Fig.7.26). Se reconocen los politipos de la illita 1M y 1Md y 2M1. El índice de cristalinidad de la illita es de 0,65 y el índice de Esquevin 0,48 lo que denota una naturaleza aluminosa. En estas la abundancia de capas expansivas está en el orden del 40 a 80%.

Mientras que en la facies (10) se reconoce illita (85 %), interestratificado illita/esmectita (10%) e interestratificado clorita/esmectita (5%) y trazas de esmectita (Tabla 7.9 y Fig.7.18 inf.). En la misma el IC es de 0,52 y el IE 0,43 (aluminosa) siendo el porcentaje de capas expansivas del 30 a 40%. Dominan los politipos 1M y 1Md.

Finalmente, en la facies sedimentaria 12 se registran tenores de 75% de illita, 15% de interestratificado illita/esmectita, 5% de interestratificado clorita/esmectita, 5% de esmectita y 5% de caolinita (Tabla 7.9). El índice de cristalinidad de la illita es de 0,49 y el índice de Esquevin 0,45 (aluminosa). Y la abundancia de capas expansivas es de alrededor del 40-80%. Predomina el politipo 1M.

La illita ha sido identificada en la mayor parte de las muestras analizadas y resulta en general el argilomineral más abundante.

La distribución de los interestratificados illita/esmectita es semejante a la de illita, siendo los argilominerales más comunes en esta sucesión.

El interestratificado clorita/esmectita se ha reconocido en proporciones bastante escasas.

La esmectita constituye un elemento poco común y sólo se observa en escasa proporción en las pelitas interbiostromales.

Finalmente, la caolinita tiene una aparición escasa y esporádica en la facies de dolomía meteorizada (facies 10) del techo de la AFDP.

Muestra	facies	Análisis químicos		Difracción de rayos X															
				Total						Residuo			dolomita						
				Carb.	% R.A.I.	Qz	Cal	Dol	Gt	Arc	F	Qz	Gt	Arc	d ₁₀₄	015/110	M	B	NCaCO3
VQ 1	(6)	87,17	12,83	e		ma				me	ma			2,888		333,33	911,99	962,66	50,67
VQ 2a	(6)															333,33	911,99	333,33	
VQ 2b	(6)															333,33	911,99	333,33	
VQ 3	(8)	89,13	10,87	me	m	ma			Tr	ma	me			2,887		333,33	911,99	962,32	50,33
VQ 4	(6)															333,33	911,99	333,33	
VQ 5	(8) pv			ma				e	me							333,33	911,99	333,33	
VQ 6	(8)	93,00	7	me	me	ma				ma	e	e		2,887		333,33	911,99	962,32	50,33
VQ 7	(8)	86,36	13,64	me	Tr	ma			Tr	ma		me		2,885		333,33	911,99	961,66	49,67
VQ 8*				e		ma								2,890	0,55	333,33	911,99	963,32	51,33
VQ 8	(8)	83,25	16,75	e	Tr	ma			Tr	ma		1		2,890		333,33	911,99	963,32	
VQ 9n	(7)	93,42	6,58			ma				ma	m	e		2,886		333,33	911,99	961,99	50,00
VQ 9m	(7)	86,00	14	me	me	ma	me			ma	a			2,902		333,33	911,99	967,32	
VQ 10	(7)															333,33	911,99	333,33	
VQ 11																333,33	911,99	333,33	
VQ 12																333,33	911,99	333,33	
VQ 14	(6)															333,33	911,99	333,33	
VQ 15	(6)	87,15	12,85	e		ma				ma		e		2,888		333,33	911,99	962,66	50,67
VQ 17	(12)															333,33	911,99	333,33	
VQ 18	(10)	95,30	4,7	Tr	me	ma				ma	m	e		2,889		333,33	911,99	962,99	51,00
VQ 18	(9) nFe					ma	m							2,890		333,33	911,99	963,32	51,33
VQ 19	(12)															333,33	911,99	333,33	
VQ 22	(12)															333,33	911,99	333,33	
VQ 23	(12)															333,33	911,99	333,33	

Tabla 7.10. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la asociación de facies dolomítico pelíticas de la Fm Villa Mónica en el perfil Cantera Volcamaq (Núcleo Central).

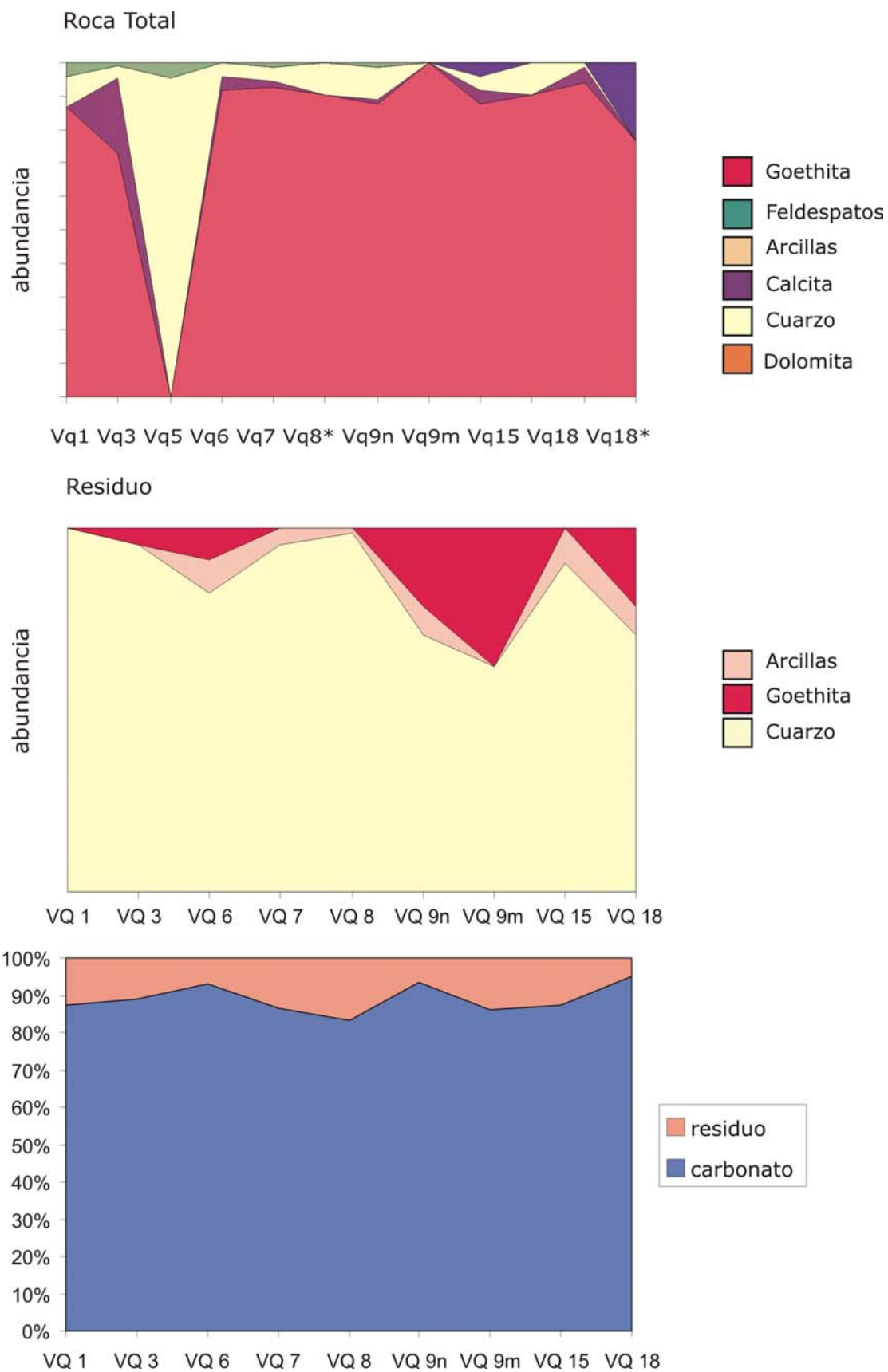


Figura 7.29. Gráfico de abundancia relativa en la roca Total Perfil Volcamaq.

Muestra	facies	Química		Difracción de Rayos X															
				Total						Residuo				DOLOMITA					
		Carb.	R.A.I.	Qz	Cal	Dol	Arc	FK	Pl	Qz	FK	Pl	Arc	d ₁₀₄	015/110	M	B	NCaCO ₃	mol CaCO ₃
T1 8,1	(6)	97,22	2,78	me		ma	Tr		Tr	ma			me	2,909		333,33	911,99	969,66	57,67
T1 15,7	(5s)	95,10	4,90	me		ma				ma			me	2,888	0,83	333,33	911,99	962,66	50,67
T1 37,1	(7)	99,80	0,20	Tr	Tr	ma			Tr	ma		Tr	me	2,901	0,9	333,33	911,99	966,99	
T1 41,4	(6)	90,77	9,23	e		ma				ma			me	2,888		333,33	911,99	962,66	50,67
T1 45,3	(6) lt.	88,60	11,40	e		ma	Tr			ma	me		e	2,890		333,33	911,99	963,32	51,33
T2 7,8	(5s)	88,17	11,83							ma			e	2,891		333,33	911,99	963,66	51,67
T2 12,8	(6) alt.	92,47	7,53	e		ma	Tr			ma			me	2,885		333,33	911,99	961,66	49,67
T2 29,3	(6) alt.	91,52	8,48	e	me	ma				ma				2,885		333,33	911,99	961,66	49,67
T2 37,5	(6)	88,55	11,45	e	Tr	ma	Tr		Tr	ma		me	e	2,900	0,9	333,33	911,99	966,66	
T3 21,3	(6)	90,47	9,53	me	e	ma	me		Tr	ma	me	me	m	2,892		333,33	911,99	963,99	52,00
T3 25,5	(10)	51,47	48,53	a	me	ma	me		me	ma		me	a	2,887		333,33	911,99	962,32	50,33
T3 37,5	(6)	67,20	32,80	m		ma			1	ma				2,890	0,95	333,33	911,99	963,32	51,33
T3 57,3	(6)	97,20	2,80	me	me	ma	Tr		Tr	ma			Tr	2,886	0,49	333,33	911,99	961,99	50,00
T3 66,6	(6)	75,90	24,10	m		ma	me			ma	me	me	e	2,887		333,33	911,99	962,32	50,33
T4b 15,1	(5s)	78,67	21,33	me	m	ma	e		me	m		me	ma	2,887		333,33	911,99	962,32	50,33
T4b 26,6	(5s)	95,47	4,53	e	me	ma			Tr	ma			me	2,876		333,33	911,99	958,66	46,67
T4b 35,8	(6)	48,87	51,13	ma	m	me				ma				2,887		333,33	911,99	962,32	50,33
T4b 49	(7)	57,47	42,53	m		ma	e		Tr	ma	me	me	e	2,886		333,33	911,99	961,99	50,00
T4b 52,5	(10)	93,02	6,98	e		ma	me			ma		me	me	2,890		333,33	911,99	963,32	51,33
T5 41,5	?	61,17	38,83	e	a	a	e		Tr	ma	me	me	m	2,886		333,33	911,99	961,99	50,00
T5 50,2	(9) pv	6,82	93,18	ma	me	me	m			ma		me	e		0,86	333,33	911,99		
T5 54,9	(6)	77,27	22,73	me	m	ma	e		me	a		me	ma	2,879		333,33	911,99	959,66	47,67
T5 69,55	(6)	97,77	2,23	Tr		ma	Tr			ma			me	2,885	0,86	333,33	911,99	961,66	49,67
T5 78	(10)	72,02	27,98	e	Tr	ma	e	Tr	Tr	ma	me	me	m	2,889		333,33	911,99	962,99	51,00
T6 4,3	(5s)	85,98	14,02	m	Tr	ma				ma			me	2,886	0,79	333,33	911,99	961,99	50,00
T6 9,4	(5s) lt	99,72	0,28	Tr	e	ma				ma	me	me	me	2,885		333,33	911,99	961,66	49,67
T6 13,5	(6)	98,80	1,20	me		ma	Tr		me	ma			e	2,888		333,33	911,99	962,66	50,67
T6 27,55	(6) alt	92,07	7,93	me	me	ma	me			ma			e	2,894	0,76	333,33	911,99	964,66	52,67
T6 29,7	(10)	91,72	8,28	e	m	ma	me	me	me	ma	me	me	e	2,891	0,87	333,33	911,99	963,66	51,67

Tabla 7.11. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la AFDP FVM en Perforaciones Pozos T1, T2, T3, T4, T5 y T6 en El Polvorín.

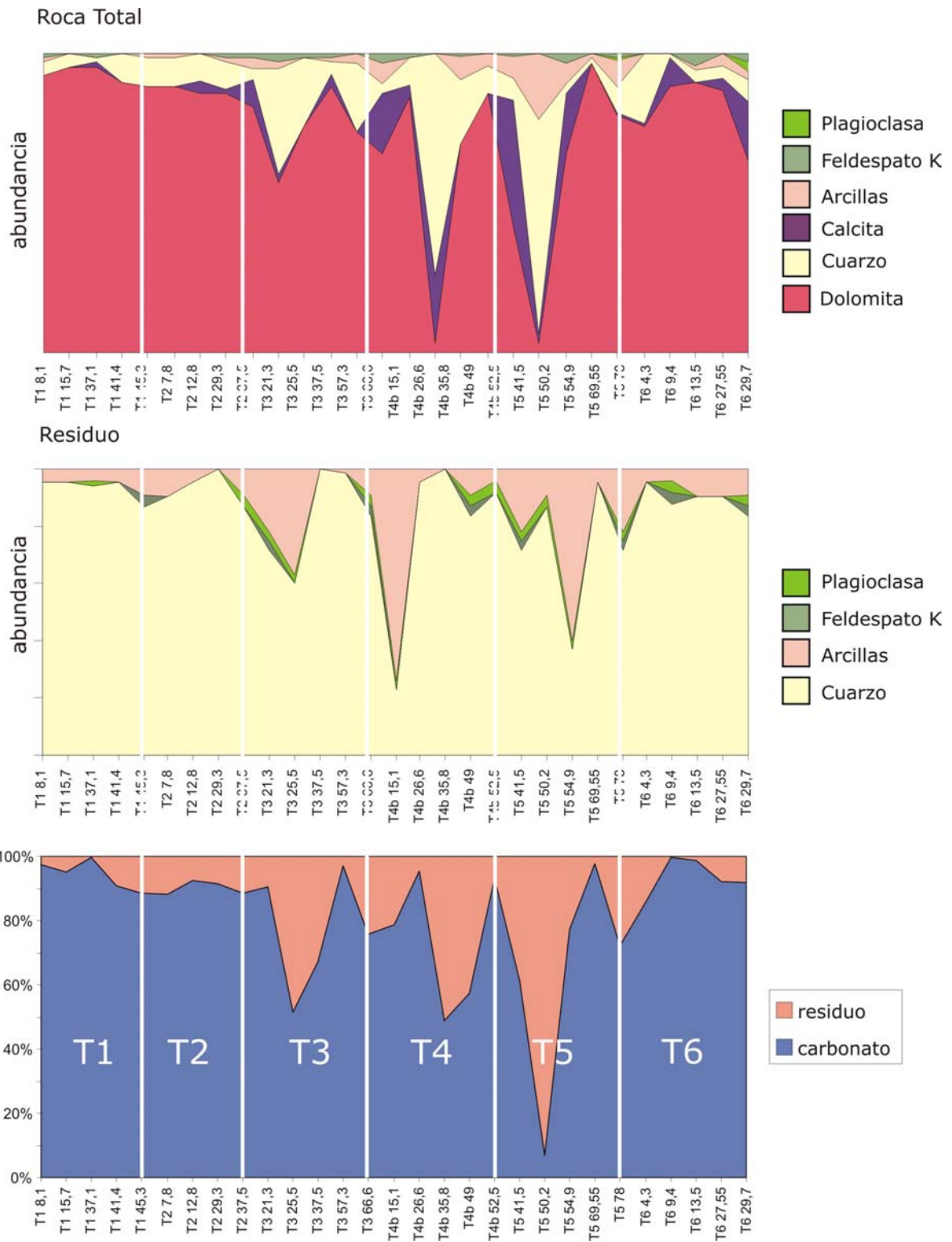


Figura 7.30. Gráfico de abundancia relativa en la roca Total de los perfiles de Pozos T1, T2, T3 T4 T5 T6 de la Cantera El Polvorín.

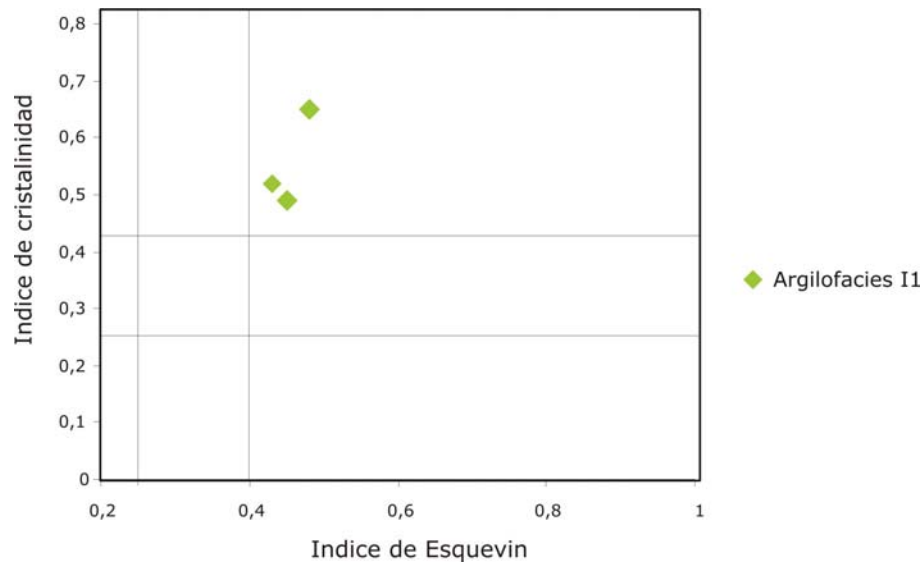


Figura 7.31. Gráfico de IC vs. IE se diagraman los valores de las muestras de la AFDP correspondientes a la argilofacies I1.

Sobre la base de las conclusiones arribadas en Poiré, 1987 se comentan algunas similitudes y diferencias encontradas. En este sentido, se corrobora la presencia de illita de buena cristalinidad en las facies del techo diferentes a las de cristalinidad más pobre de las pelitas verdes interbiostromales, en donde los valores de IC hallados son bastante más bajos que los propuestos en los trabajos anteriores. Otra de las diferencias encontradas, es de tipo composicional, ya que se hallaron además de illita, interestratificados I/S y Cl/S, y escasa esmectita en las pelitas verdes y caolinita en las dolomías meteorizadas.

Argilofacies

Dadas las proporciones relativas de las especies de argilominerales identificadas en la asociación de facies dolomítico pelíticas se establece que las mismas pueden ser incluidas en la argilofacies **I1** definida previamente en la AFQA I (ver apartado 7.3.1).

DETERMINACIÓN DE LA ESTEQUIOMETRÍA DE LAS DOLOMÍAS (AFDP)

Los de análisis de difracción de rayos x (DRX) han sido utilizados asimismo para la determinación del porcentaje molar de CaCO_3 respecto al de MgCO_3 que constituyen al mineral dolomita. Con el cálculo anterior se pretende determinar si el mineral dolomita es estequiométrico o no estequiométrico. De acuerdo a lo propuesto por Goldschmith y Graf, 1958a la dolomita es estequiométrica cuando la reflexión de 100% se encuentra en $d=2.886 \text{ \AA}$ en donde este mineral tiene 50 % de CaCO_3 ; por otro lado, la dolomita es no estequiométrica cuando d es 2.901 \AA en donde tiene 55 % CaCO_3 .

Debido a que Ca produce un incremento en el espaciamento catiónico de la estructura cristalina, la relación Ca/Mg modifica la posición del pico d_{104} por lo que se mide la misma en relación a un estándar en una figura de referencia realizada por Goldschmith et al (1961). Otra forma de calcularla es a partir de la formula de Lumsden (1979) que relaciona el % de CaCO_3 con el espaciamento d_{104} medido en Amstrom:

Ecuación de Lumsden (1979) = $N\text{CaCO}_3 = M d + B$

en donde:

$N\text{CaCO}_3$ es mol % CaCO_3 y $M=333.33$ y $B= -911.99$

La posición exacta del pico d_{104} debe determinarse por comparación con un pico de referencia como puede ser el pico de cuarzo de **3,343 Å** (correspondiente al ángulo $26.67^\circ 2\theta$).

Resulta importante mencionar que el Fe también suele sustituir a los cationes de la dolomita dando dolomita ferrosa (con más de 2% molar de FeCO_3) y ankerita con hasta 25% molar de FeCO_3 . Debido a que el ión Fe^{+2} es algo más grande que el de Mg^{+2} , esta sustitución produce un incremento en el tamaño de la red cristalina que se traduce en un aumento del valor de d (Goldsmith y Graf, 1958). En adición a esto, las intensidades de las reflexiones son comúnmente más débiles en las dolomitas ferrosas.

Las dolomías ferrosas y dolomías ricas en ankerita presentan el pico de 100% entre 2,888 y 2,900Å respectivamente, lo que en un análisis algo menos exhaustivo podría asociarse a una falta de estequiometría.

Las dolomías estequiométricas (dolomita *ideal*) son usualmente más ordenadas que las no estequiométricas. En la naturaleza la mayoría de las dolomías modernas tienen bajo grado de orden estructural mientras que en las antiguas este suele ser alto (Tucker, 1988).

Grado de orden estructural de la dolomita

Para establecer el grado de ordenamiento estructural de la dolomita, se utilizan los picos d_{021} , d_{015} y d_{110} como resultado de la superestructura generada por la segregación de cationes en láminas separadas dentro del cristal, algo que no se

observa nunca en la calcita. Se utilizan el grado de definición e intensidad relativa de los picos 015 y 110; y así cuanto mas alta es la relación mayor será el grado de orden:

Grado de orden estructural $GOE = \text{intensidad del pico 015} / \text{intensidad del pico 110}$

La intensidad se mide como la altura del pico sobre el fondo.

Aproximadamente la ubicación $2^\circ\theta$ de estos picos es:

- 110 a $37.28^\circ 2\theta$
- 015 a $35.15^\circ 2\theta$
- 021 a $43.71^\circ 2\theta$

De acuerdo al grafico de Hird (1986), un cemento dolomítico grueso (de vena) tiene relaciones elevadas de **GOE** que varían entre 0,7 y 1,2; en las dolomitas pervasivas de mezcla (según la edad) la relación es un poco más baja entre 1 y 0,4 y en una dolomita formada a partir de un fango perimareal (temprana) la relación es todavía menor a 0,6. Aunque, debe tenerse en cuenta que se trata de un parámetro variable, los rangos de valores mencionados resultan ser muy utilizados como referencia.

Rangos de ordenamiento estructural en relación a la génesis de la dolomita

0,7- 1,2 = enterramiento profundo
0,4 – 1 = dolomitización pervasiva intermedia
< 0,6 = dolomitización temprana y/o somera

La mayoría de las dolomías en la naturaleza son no estequiométricas, y en consecuencia no tienen una relación molar ideal de $\text{CaCO}_3/\text{MgCO}_3$ de 50:50, por el contrario, comúnmente suele haber un exceso de Mg, de hasta $\text{Ca}/\text{Mg}=58/42$ y menos comúnmente un exceso de Ca de hasta $48/52$. El efecto de la sustitución de Ca por Mg origina un incremento en el tamaño de la celda cristalina que puede ser detectado por difracción de rayos X (Tucker y Wright, 1990).

Lumsden y Chimahusky (1980), y Morrow (1978, 1982a) identificaron tres grandes grupos de dolomita, basados en su estequiometría, textura y su posible asociación con evaporitas:

1-dolomitas **estequiométricas** constituidas por cristales gruesos “*sucrosic*” o sacaroide con valores cercanos a la estequiometría (50-51%)

2- dolomitas **no estequiométricas** cristalinas muy finas no asociadas a evaporitas comúnmente ricas en Ca (54-56%)

3 dolomitas **pseudos-estequiométricas** más o menos estequiométricas (51-52%) asociadas a evaporitas.

El grupo 1 está generalmente asociado a una diagénesis por enterramiento profundo y su cercanía a la estequiometría se considera el reflejo de un lento crecimiento a partir de soluciones diluidas posiblemente con la ayuda de elevadas temperaturas.

RESULTADOS PREVIOS

Poiré, (1987) en un análisis preliminar determina: *“En lo que respecta al mol % de CaCO₃ en la dolomita, se ha encontrado que estas dolomías son mayoritariamente no estequiométricas. El valor promedio del mol % CaCO₃ en estas dolomitas oscila en 52,88%, con un rango que va desde 50,33 hasta 55,00mol%.*

RESULTADOS DE ESTE TRABAJO

En este estudio se realizaron nuevas determinaciones del análisis de la estequiometría de las dolomías por DRX en 72 muestras de la AFDP II, pertenecientes a los perfiles de canteras Tres Antenas (Núcleo N), Volcamaq (Núcleo Central) y 6 perfiles de pozos en la Cantera El Polvorín (núcleo Central) (Tablas 7.9, 7.10 y 7.11), donde los resultados son los que se presentan a continuación:

Perfil Tres Antenas

En esta sección, el valor promedio del % molar de CaCO₃ es de 50,53, el cual varía entre 50 y 53,7. Por otra parte, el grado de ordenamiento se encuentra en el rango 0,72-1,05 (Tabla 7.9).

Perfil Volcamaq

Las muestras analizadas en este perfil indican valores % molar de CaCO₃ que varían entre 50 y 51,3 y cuyo promedio es de 50,59; mientras que el grado de ordenamiento no se pudo establecer (Tabla 7.10).

Perfiles Pozos T1 a T6

Los valores encontrados del % molar de CaCO_3 varían entre 50 y 52,7 siendo el promedio de 50,65 y el grado de ordenamiento varía entre 0,76 y 0,95 con excepción de una muestra con un valor de 0,49 (Tabla 7.11).

INTERPRETACIONES

Por DRX se identifican dolomita estequiométrica, dolomita meteorizada y dolomita ferrosa (y/o ankerita).

Los valores entre 50,00 y 51,00 mol % de CaCO_3 pertenecen a muestras de dolomías grises y gris amarillentas (bayas) laminadas o con estromatolitos, en donde la granulometría es de microesparita a esparita y que en su mayoría son consideradas estequiométricas (<50,67%mol de CaCO_3) (Fig. 7.32).

Los valores > 51% y <53, 67 corresponden a muestras de dolomías rojizas ricas en Fe, compuestas por dolomita ferrosa y/o ankerita y que también incluyen a las facies margosas del tope de la secuencia (Fig. 7.31).

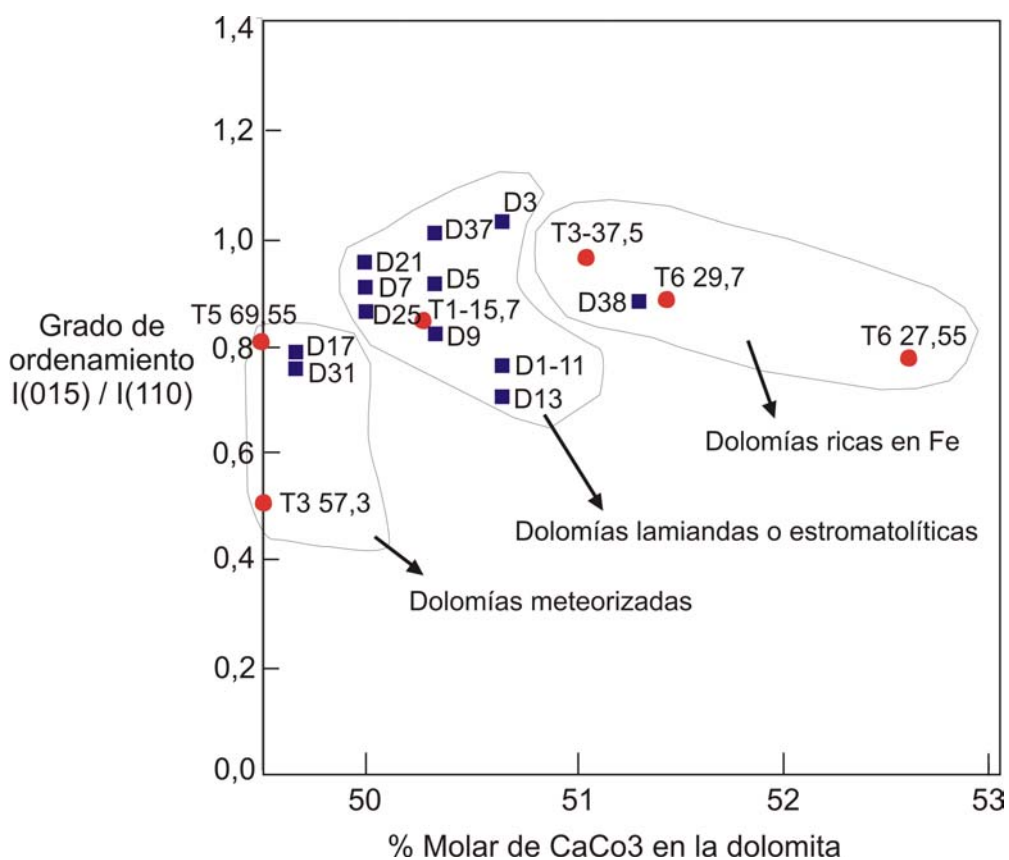


Figura 7.32 En el gráfico de Hird de % Mol de Carbonato de Ca vs. Grado de ordenamiento, se han volcado los valores obtenidos para las facies de dolomías laminadas/estromatolíticas, meteorizadas y ricas en hierro.

Los valores < 50% mol % de CaCO₃ corresponden a dolomías asociadas a niveles más calcíticos reconocidos en muestras de dolomías grises o bayas meteorizadas o alteradas por procesos de dedolomitización posterior al enterramiento en una etapa telodiagenética (Fig. 7.32).

En el caso de las dolomías de la Formación Villa Mónica, se ha encontrado que el grado de ordenamiento estructural de la dolomita (GOE) supera el valor de 0,7 llegando a un máximo de 1,05. Estos resultados, de acuerdo a lo expuesto anteriormente, serían atribuibles a un ordenamiento estructural característico de un enterramiento profundo, el cual también ha sido evidenciado por sus características petrográficas (Cap. 5 sección B).

7.3.2 Mineralogía de la Formación Cerro Largo

7.3.2.1 Asociación de facies psamíticas y pelíticas (III)

RESULTADOS PREVIOS

Poiré, 1987: En la asociación de facies psamíticas y pelíticas se han registrado illita y mica glauconítica.

Las muestras de la sección inferior (fangolitas y vaques cuarzosas muy finas) contienen IC bueno y composición mucho más alumínica que las muestras superiores (vaques glauconíticas y arenitas cuarzosas), las que contienen un mayor tenor de Mg y Fe y un índice de cristalinidad más alto.

Partiendo de la base que la población de muestras de sedimentitas inferiores ocupan en el diagrama IE vs. IC, el campo del metamorfismo, se considera a éstas como detríticas.

Las illitas se muestran en la zona de la diagénesis, aunque cabe destacar que su baja cristalinidad se debe a la presencia de la mica glauconítica. Se estima que la glauconitización se produjo sobre micas (biotita y muscovita) y sobre litoclastos de ftanita. Otra posibilidad es que haya actuado sobre feldespatos y clastos líticos pelíticos de caolinita o esmectita.

El resto de los argilominerales son escasos y es poco lo que se puede aportar. Sin embargo, es importante destacar la presencia de pirofilita en esta sedimentita. Obviamente su génesis es detrítica ya que no existen evidencias de alteración hidrotermal in situ. De modo tal que provendría de zonas de alteración hidrotermal del basamento.

RESULTADOS DE ESTE TRABAJO

a) Difractogramas

Los resultados del presente estudio mineralógico de la asociación de facies psamítico pelítica (AFPP III) comienzan con el reconocimiento de los picos principales en los difractogramas de muestras de tipo Roca Total y Arcillas (Figs. 7.33 a 7.40). Se han llevado a cabo determinaciones de los minerales presentes en los siguientes perfiles:

Perfil Pozo T3 Cantera El Polvorín - Asociación de facies psamíticas y pelíticas

Facies (15)
Muestra T3 4,7

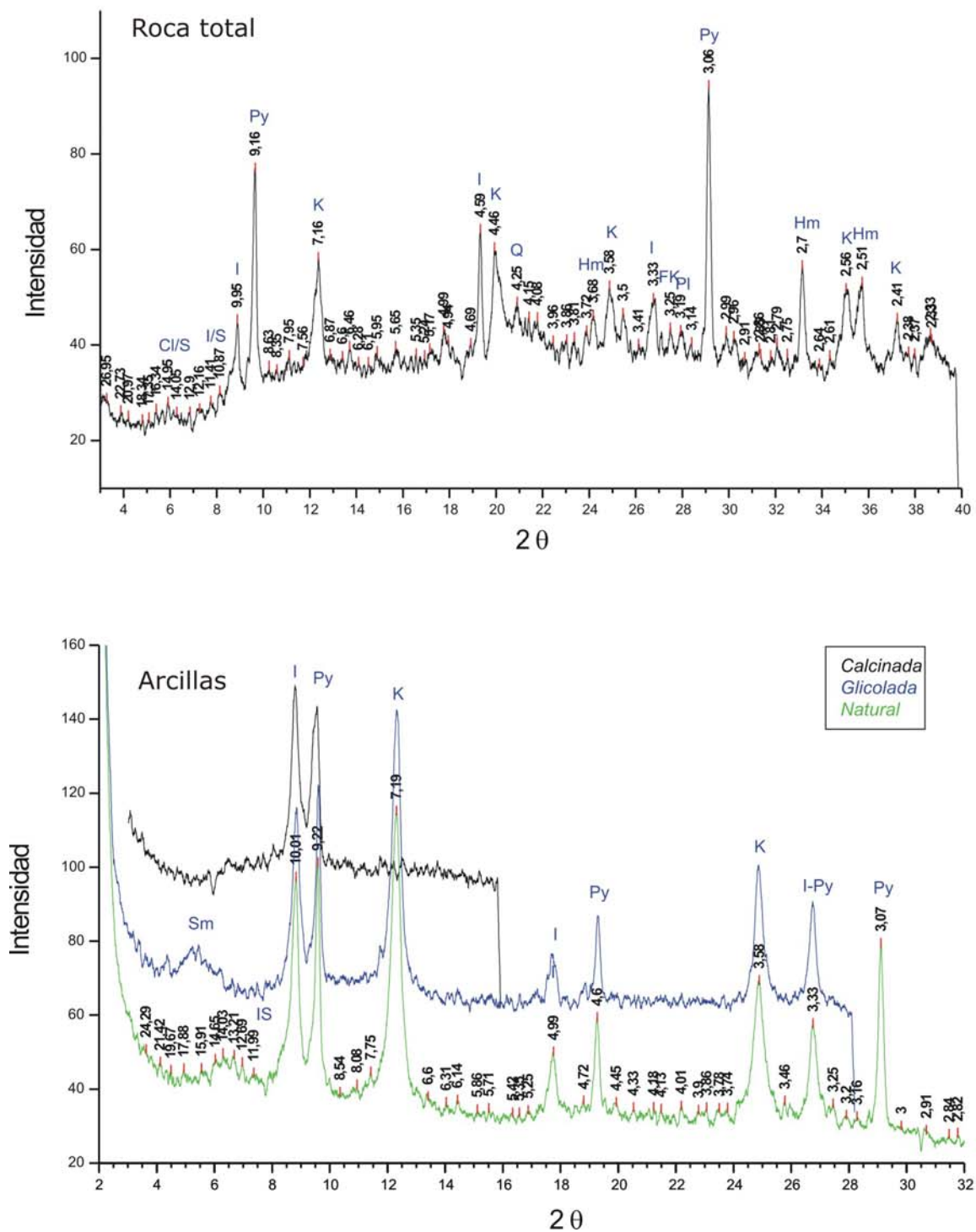


Figura 7.33. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (15), Cantera El Polvorín, perfil de Pozo T3.

Perfil Pozo T4 Cantera El Polvorín - Asociación de facies psamíticas y pelíticas

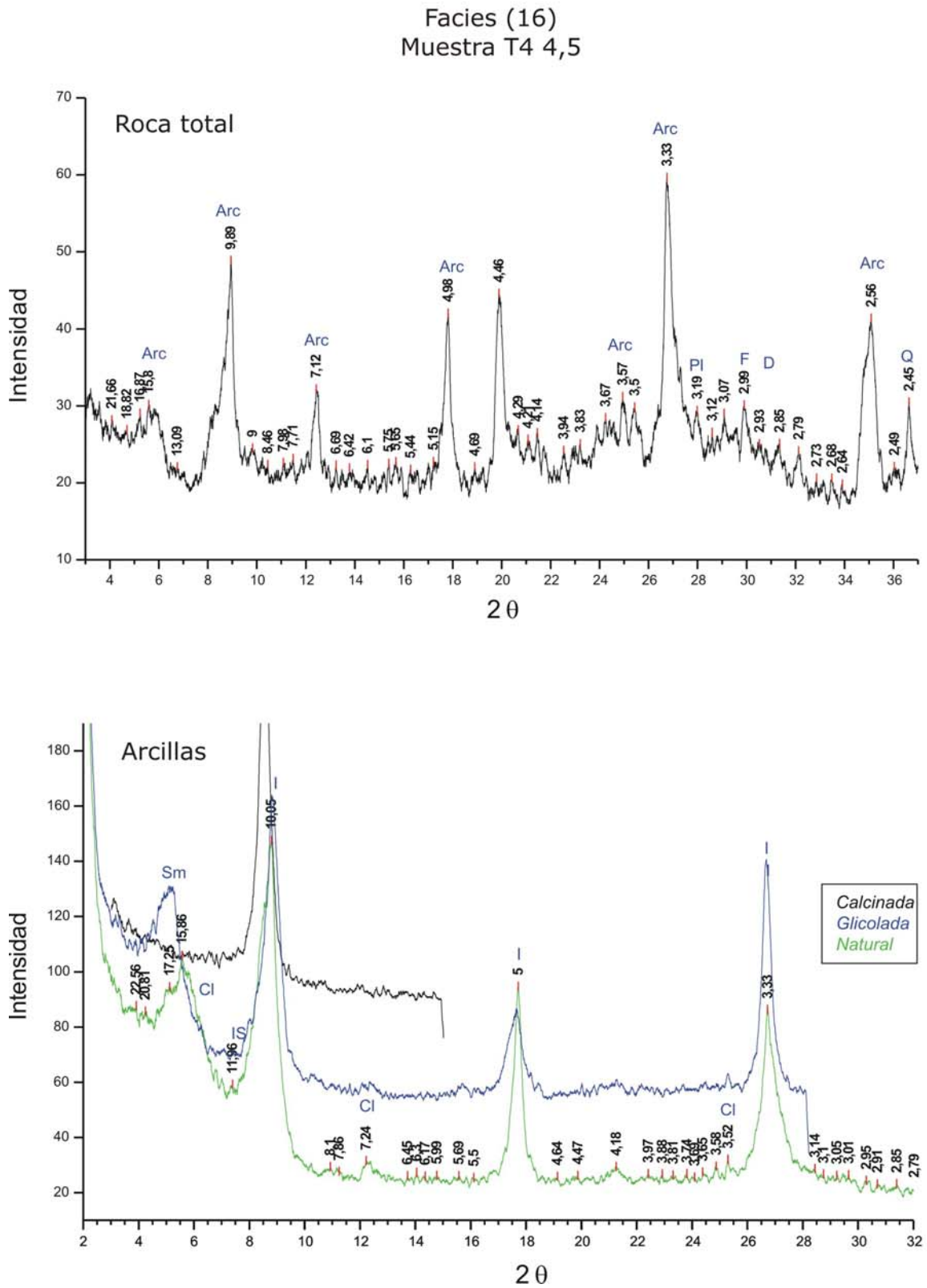


Figura 7.34. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (16), Cantera El Polvorín, perfil de Pozo T4.

Perfil Pozo T4 Cantera El Polvorín - Asociación de facies psamíticas y pelíticas

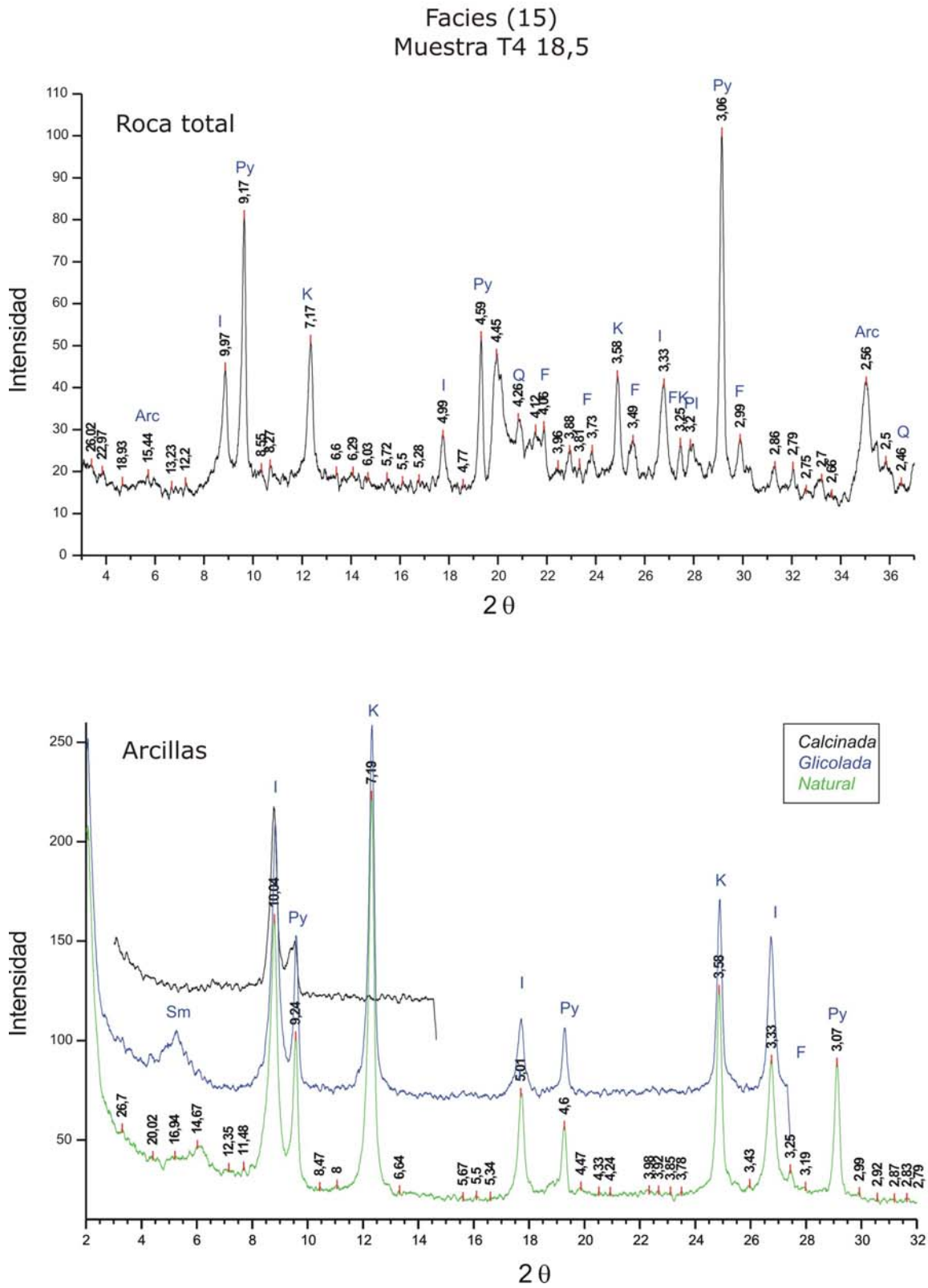


Figura 7.35. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (15), Cantera El Polvorín, perfil de Pozo T4.

Perfil Pozo T5 Cantera El Polvorín - Asociación de facies psamíticas y pelíticas

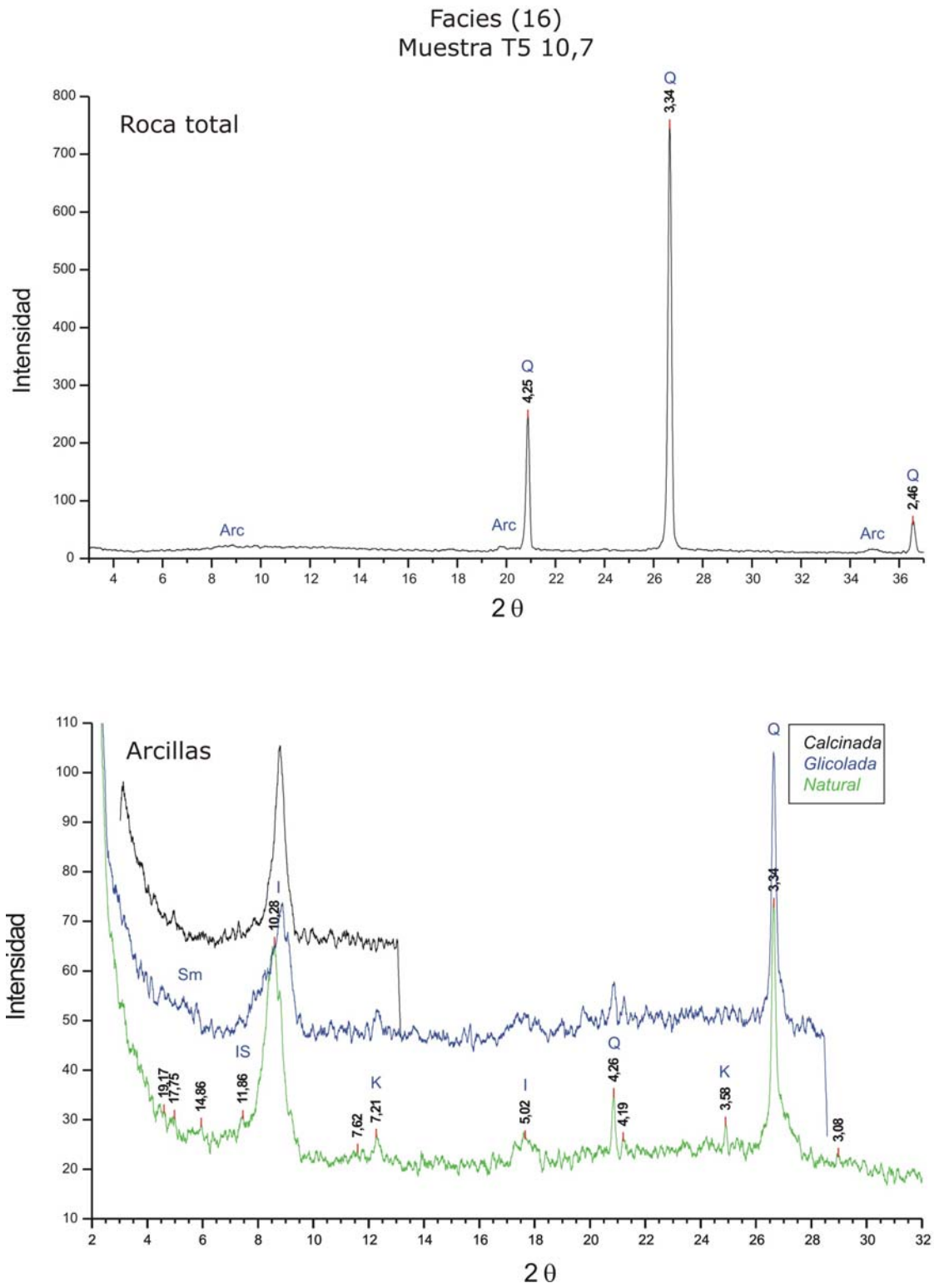


Figura 7.36 Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (16), Cantera El Polvorín, perfil de Pozo T5.

Perfil Cantera Malegni I - Asociación de facies psamíticas y pelíticas

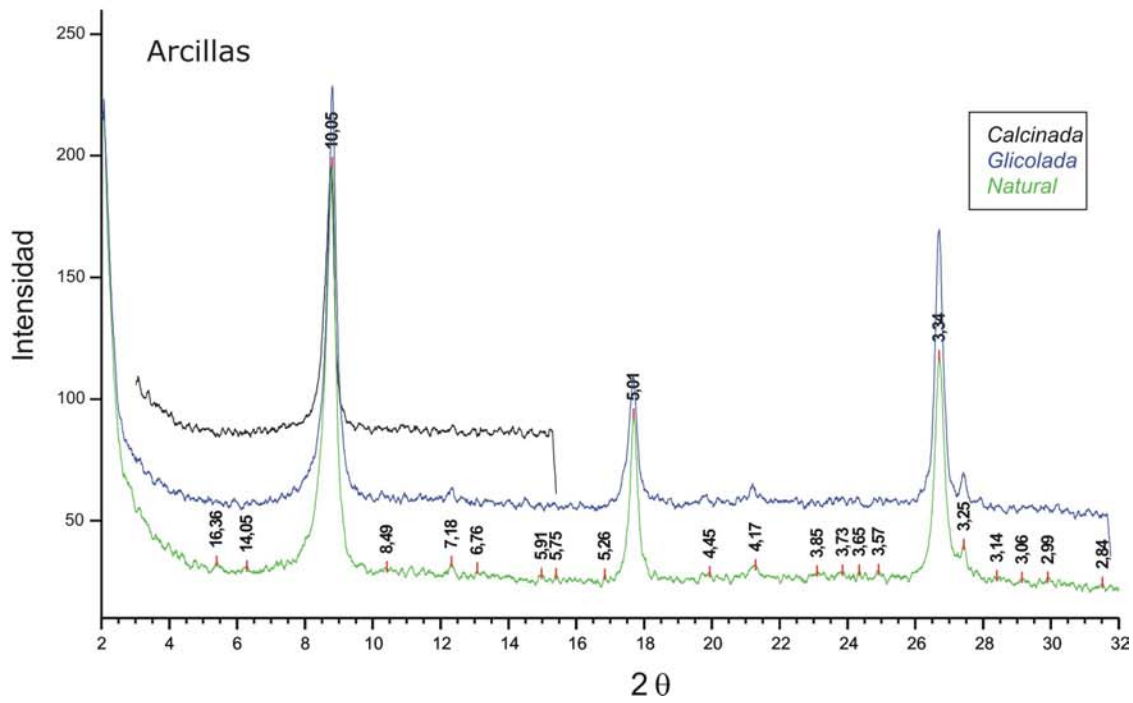
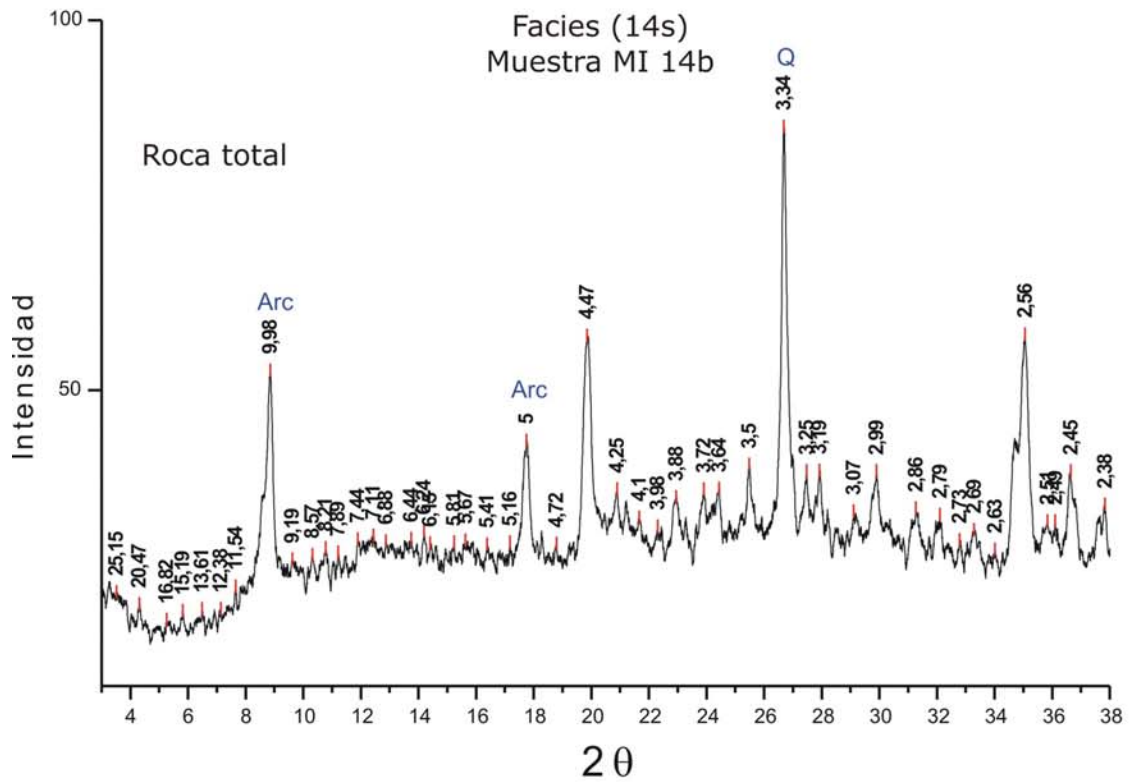


Figura 7.37. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (14s), Cantera Malegni I.

Perfil Cantera Malegni I - Asociación de facies psamíticas y pelíticas

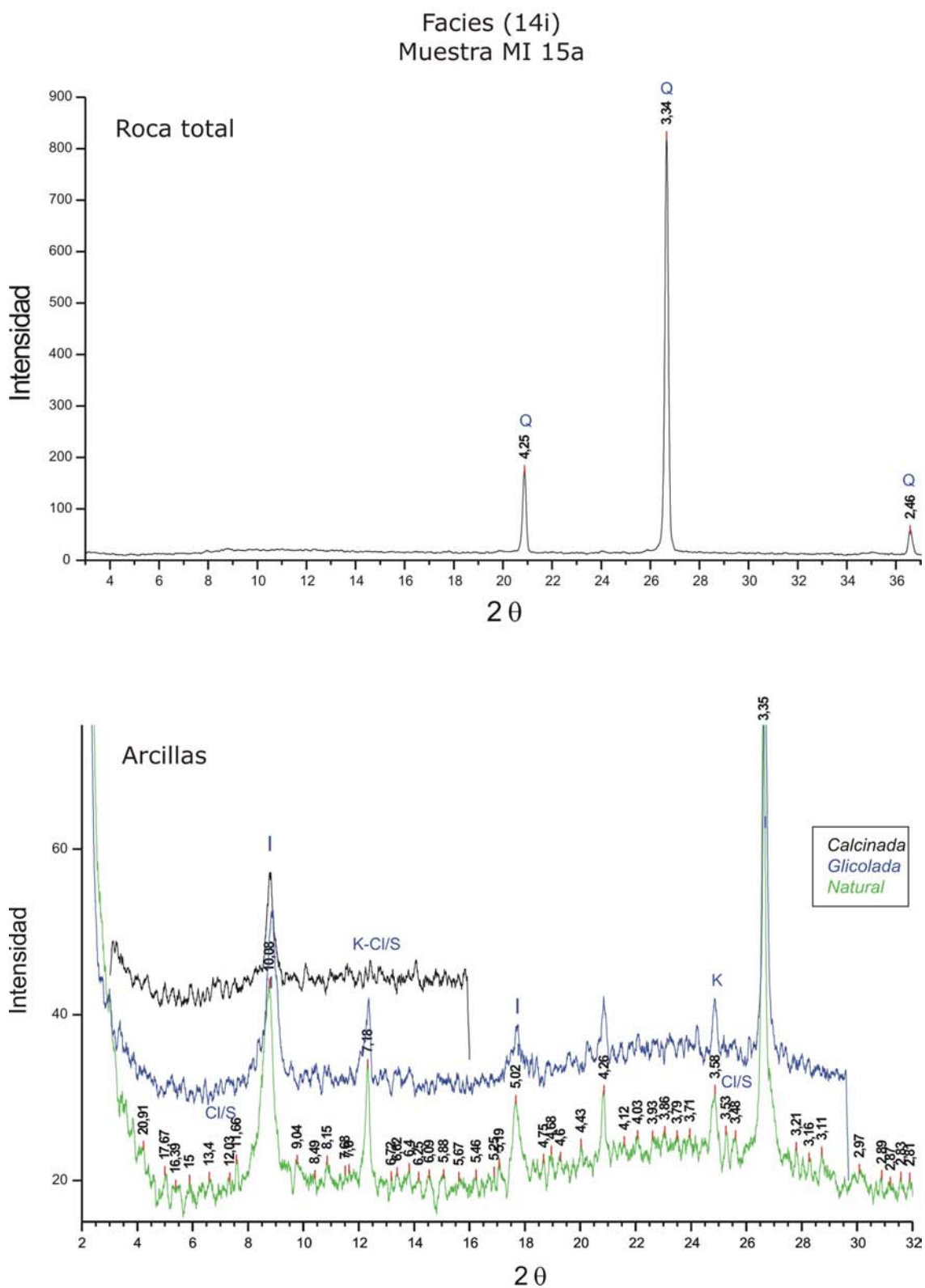


Figura 7.38. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (14i), Cantera Malegni I.

Perfil Cantera Piedra Amarilla - Asociación de facies psamíticas y pelíticas

Facies (15)
Muestra Col 15

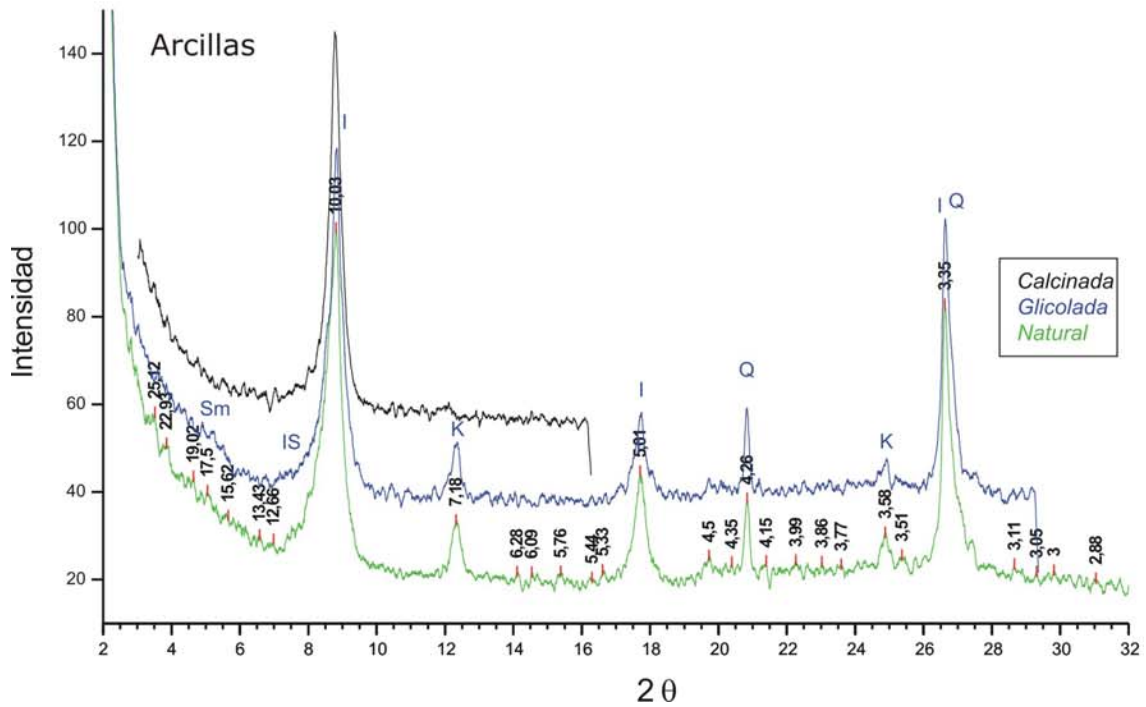
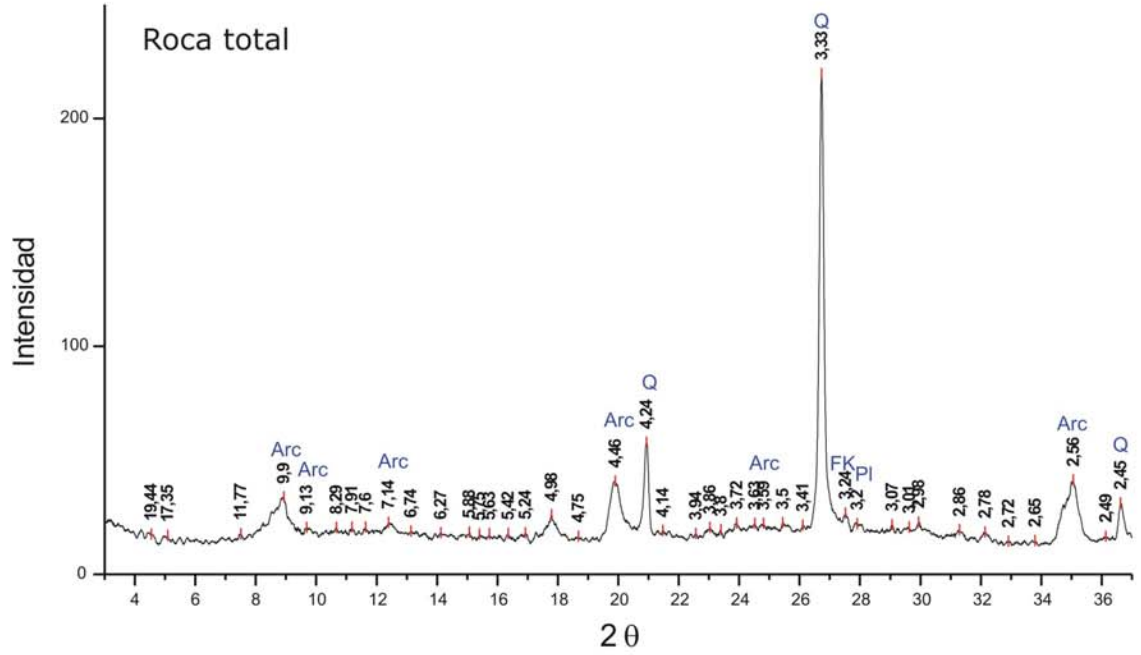


Figura 7.39. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (15), Cantera Piedra Amarilla.

Perfil Laboreo La Pampita - Asociación de facies psamíticas y pelíticas

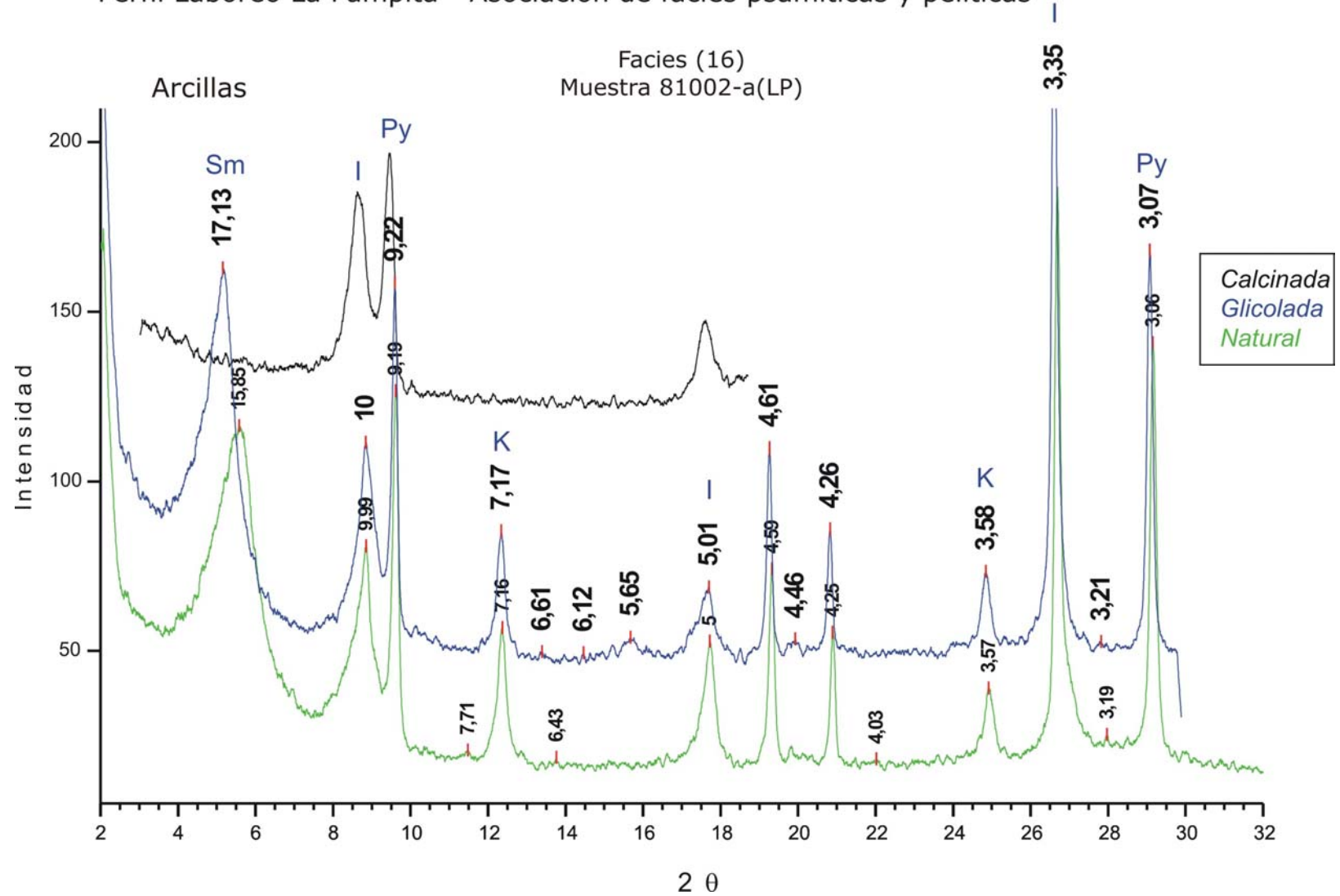


Figura 7.40. Difractogramas de Arcillas, facies (16), Laboreo Camino a La Pampita.

Perfiles Pozos con testigo de perforación Cantera El PolvorínPozos T3, T4 y T5

La subfacies (14s) presenta muy abundante cuarzo, arcillas escasas, plagioclasas muy escasas, moderada a abundante dolomita, y hematita de ausente a muy escasa. En la facies (15) se identifican en los difractogramas contenidos de arcillas muy abundantes, hematita de ausente a moderada, y escasos cuarzo y feldespatos, las arcillas están representadas por caolinita, illita, pirofilita e interestratificados illita–esmectita y clorita–esmectita (Tabla 7.12, Fig. 7.41). La facies (16) se caracteriza por la presencia de muy abundante cuarzo, y escasas a muy escasas arcillas (Illita, I/S, esmectita y caolinita), (Tabla 7.12, Fig. 7.41).

Perfil Cantera Malegni I sección superior

La subfacies (14i) se caracteriza por la presencia de cuarzo abundante a muy abundante, con trazas de arcillas (Tabla 7.13). La subfacies (14s) presenta cuarzo abundante, arcillas muy abundantes, feldespatos ausentes a escasos. La facies 16 presenta cuarzo muy abundante, escasas arcillas y feldespatos de ausentes a escasos. Finalmente, en la facies (17) sólo se reconoce cuarzo. (Tabla 7.13, Fig. 7.42).

Perfil Cantera Piedra Amarilla (ex Colombo) sección superior

Se reconocen la subfacies (14s) con cuarzo muy abundante, feldespatos muy escasos, óxidos de hierro entre ausentes y moderados y escasas arcillas y la facies (15) con cuarzo abundante a muy abundante, arcillas escasas, calcita ausente a muy abundante, y muy escasos feldespatos, (Tabla 7.14, Fig. 7.43).

b) resultados semicuantitativos y variaciones composicionales

Para el ordenamiento de los resultados de los estudios de DRX realizados, en primer término se cuantifican los valores obtenidos en las tablas de composición correspondientes (Tablas 7.12 a 7.14). En este mismo sentido, se presentan en forma paralela los resultados en diagramas porcentuales de Roca Total y Arcillas acompañados de diagramas IE/IC (Figs. 7.41 a 7.43).

ROCA TOTAL

En los perfiles analizados de la Asociación de facies psamíticas y pelíticas (III) se observan diferencias composicionales en la muestra de roca Total, las cuales se manifiestan en la vertical y están dada por la variación de facies y

subfacies sedimentarias en las que comúnmente predomina el cuarzo (en areniscas y vaques) y las arcillas (en pelitas) con tenores variables de feldespatos y óxidos de hierro.

Perfiles Pozos con testigo de perforación Cantera El Polvorín

Pozos T3, T4 y T5

Se analizan diecisiete muestras de los perfiles de pozo T3, T4 y T5. Las mismas se dividen de acuerdo a la facies analizada de la siguiente manera: en la subfacies (14s) se observan contenidos de cuarzo de abundante a muy abundante, plagioclasas escasas a muy escasas, arcillas escasas a moderadas, dolomita de ausente a moderada, y muy escasa hematita. En la facies (16) los tenores de cuarzo son escasos, los feldespatos potásicos son de ausentes a muy escasos, plagioclasas de ausentes a escasas, arcillas muy abundantes y hematita de moderada a abundante. La facies (15) por su parte tiene valores mucho más altos de cuarzo el cual resulta muy abundante, feldespatos entre escasos y ausentes, y escasas arcillas (Tabla 7.12).

Perfil Cantera Malegni I sección superior

Las facies encontradas en esta sección arrojan los siguientes resultados en Roca Total: la subfacies (14i) presenta cuarzo muy abundante y trazas de arcillas y sólo una muestra se diferencia por contener cuarzo abundante y goethita muy abundante. La subfacies que suprayace a la anterior (14s), presenta abundante cuarzo, escaso feldespato potásico, escasa plagioclasa, y arcillas muy abundantes. En el caso de la facies (15) se reconoce cuarzo muy abundante, feldespatos escasos y arcillas escasas a muy escasas (Tabla 7.13). Dentro de la subfacies (14i), la brecha de chert está compuesta muy abundante cuarzo, y eventualmente trazas de arcillas.

Perfil Cantera Piedra Amarilla (ex Colombo) sección superior

En este perfil, la subfacies (14s) presenta cuarzo en concentraciones moderadas a muy abundantes, muy escaso feldespato potásico, plagioclasa ausente a muy escasa y escasas arcillas. Una muestra de esta facies se aleja de dichos valores presentando moderado tenor de cuarzo, y muy abundante de goethita.

La subfacies (14s) presenta cuarzo de abundante a muy abundante, feldespatos ausentes a escasos, arcillas escasas y contenidos muy variables de calcita entre ausente a muy abundante (Tabla 7.14).

Considerando en conjunto los perfiles estudiados para la Asociación de facies psamíticas y pelíticas, se observa que la distribución de las proporciones relativas de los componentes mineralógicos de la roca Total es variable de acuerdo a la facies analizada y depende fundamentalmente de los contenidos de cuarzo y arcillas de acuerdo a si se trata de una psamita o pelita respectivamente. En dichas secciones se reconoce la presencia de niveles muy ricos en cuarzo bien distinguibles de otros sectores más arcillosos. Por otra parte, se observa que algunos niveles son muy ricos en óxidos de hierro como por ejemplo los hallados en la facies (15) y en la subfacies (14s).

MUESTRAS ORIENTADAS

En las muestras orientadas de la AFPP (III) se identifica una variedad importante de minerales de arcilla, que incluye illita, interestratificados illita/esmectita (I/S) y clorita/esmectita (Cl/S), glauconita, esmectita, caolinita, clorita y pirofilita. La distribución y abundancia relativa de estas especies minerales presenta variaciones en los diferentes perfiles y también verticalmente dentro del mismo perfil y está en función tanto de las facies analizadas como de la localidad estudiada. En las tablas 7.12 a 7.14 se presentan los resultados obtenidos para cada uno de los perfiles analizados.

La illita ha sido identificada en la mayor parte de las muestras analizadas en todas las localidades, en tenores ampliamente variables entre 5 y 100%.

La distribución de los interestratificados illita/esmectita resulta semejante a la de illita, y es común en los perfiles analizados. Sin embargo, en los sectores en donde la illita se presenta con picos más altos prácticamente no se observan.

El interestratificado clorita/esmectita se ha reconocido en algunas muestras en proporciones escasas (<10%).

La esmectita se encuentra en proporciones muy variables entre 0 y 55% y los valores más elevados se observan en las facies (14) y (16).

Muestra (mbbp)	facies	Argilo-facies	Roca Total								Fracción Arcilla													
			Qz	FK	Pl	Arc	D	Hm	Gt	otros	I	I/S	S/I	Cl	Cl/S	S	K	Py	IC	IE	CE		Politipos I	
																					I/S	S/I	1M 1Md	2M1
81002-a(LP)	(16)	Py-K-Sm	m		me	ma					20			Tr		25	15	40	0,57	0,66	nc			
CL T3 4,7	(15)	K-Py	e	e	me	ma		m			20	5	5			5	40	25	0,23	0,28	20	60	m	m
CL T4 4,5	(14s)	I-Sm	e		e	ma					40	15	5	10		30			0,69	0,57	40	90	a	
CL T4 10	(14s)	Gl	ma								75	5	5			15			0,7	nc	30	90	m	
CL T4 14	(15)	K-Py	e	e	e	ma					5	10	5		5		60	15	0,22	0,33	10	65	m	
CL T4 15,2	(15)	K-Py	Tr			ma		a			20	10	5			Tr	50	15	0,23	0,23	25	80		m
CL T4 18,5	(15)	K-Py	e	e	e	ma					30	Tr				5	45	20	0,27	0,39				
CL T4 28,3	(14s)	I-Sm	ma		e	e					30	10	5			55		Tr	0,60	0,46	10	90	m	
CL T4 31	(14s)	I ₁	ma		me	e	m	me		e	100	Tr							0,36	0,36	10		m	
CL T4b 11,2	(12)	I ₁	m		me	e	ma				95	5							0,31	0,38	15			
CL T4b 13	(14s)	I ₁	ma		me	e	m				90	5	5						0,50	0,38	40	60	m	e
CL T4b 13,7	(14s)	I ₁	ma		me	e				me	100	Tr							0,54	0,42	15		m	e
CL T5 1,6	(16)	Gl	ma			Tr					60	5	5			5	25		0,62	nc	35	90	nc	
CL T5 10,7	(16)	Gl	ma			me					70	10	5			5	10		0,63	nc	40	70		
CL T5 11,8	(16)	Gl	ma			me					65	10	5		5	5	10		0,65	0,22	35	70		
CL T5 13,3	(16)	Gl	ma			e					45	10				38	7		0,48	0,50	15			
CL T5 16,9	(16)	Gl	ma			me					35	5	5	Tr		40	15		0,75	0,40	40	90		
CL T5 22,7	(16)	Gl	ma			e			me		55	5	5			5	30		nc	nc	40	80		

Tabla 7.12. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la base de la Fm Cerro Largo en testigos de perforación Pozos T4 y T5 de la Cantera El Polvorín. **Referencias** Qz: cuarzo; FK: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Arc: arcilla; Ca: calcita; D: dolomita; Tr: trazas; Sm: esmectita; Cl: clorita; I/S: interestratificado illita – esmectita; Cl/S: interestratificado clorita – esmectita; K: caolinita; Py: pirofilita; I: illita. ma: 50-100%; a: 35-50%; m: 15-35%; e: 5-15%; me: 5-1%; TR: menor a 1%

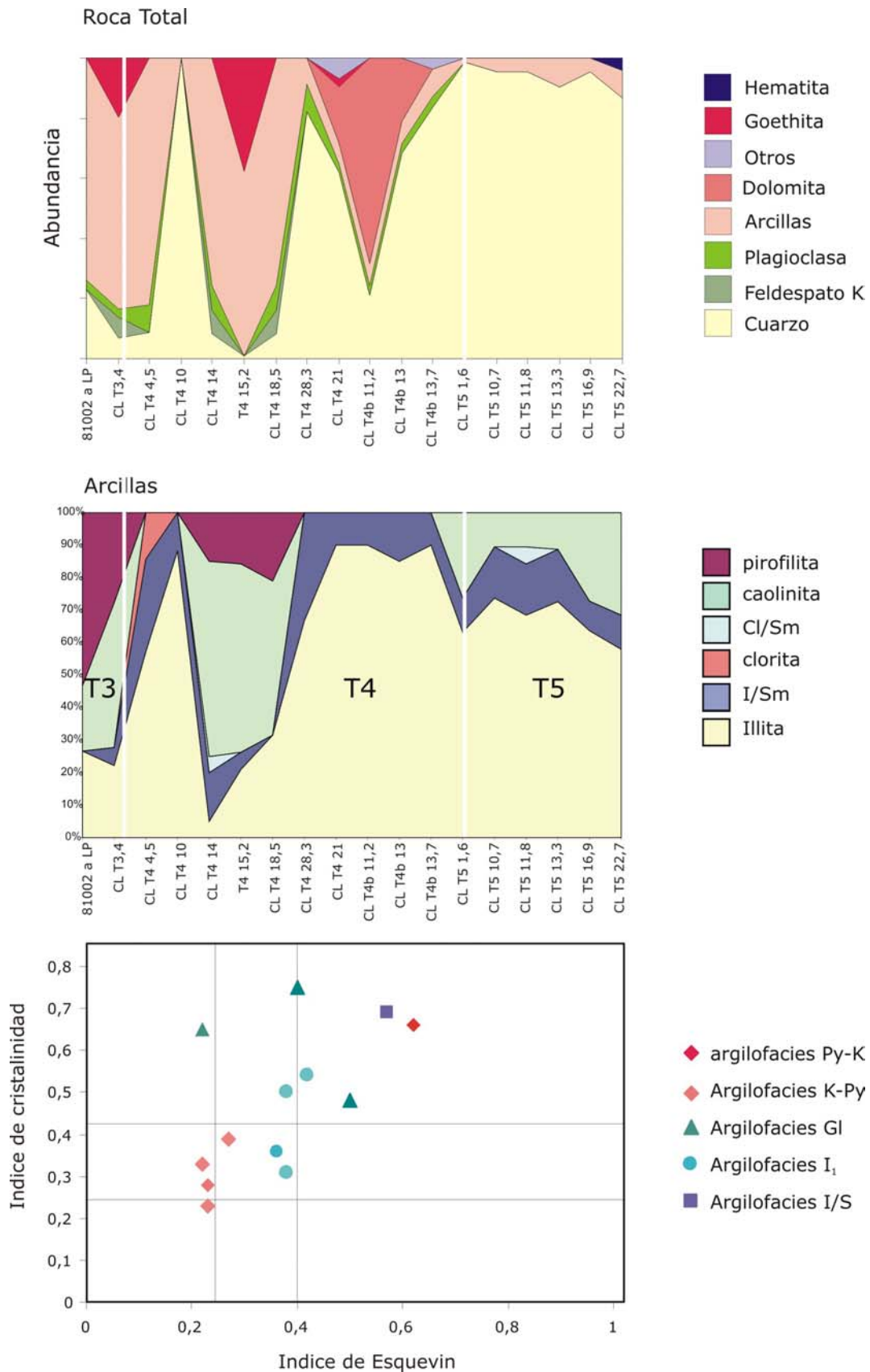


Figura 7.41. Abundancia relativa de arcillas en muestras de pozos de perforación en la cantera El Polvorín. En el diagrama de IE/IC se diagraman los valores de las muestras de la AFPP.

Muestra (mbbp)	facies	Argilo- facies	Roca Total							Fracción Arcilla												
			Qz	FK	Pl	Arc	Ca	D	Gt	I	Cl	I/S	S/I	Cl/S	K	Sm	IC	IE	% CE		Politipos I	
																			I/S	S/I	1M	2M1
MI 10	(12)	I ₁	m	me	me	e	me	ma		90		5	5				0,39	0,36	40	70		m
MI 11	(13)	I ₁	me		me	Tr	e	ma		70		30										
MI 12	(11)	I ₁	e	me	me	e	ma			60		25	10			5	0,63	0,5	30	70	m	
MI 14b	(14s)	I ₁	a	e	e	ma				95		Tr			5		0,3	0,4	15		m	a
MI 15a	(14i)	I-K	ma							50		15		Tr	35	Tr	0,41	0,5	45		m	
MI 15b	(14i)	I ₁	ma			Tr				50		30				20						
MI 16	(14s)	I ₁	a	e	e	ma				90	5	5					0,30	0,47	40			a
MI 16b	(14s)	I ₁	ma																			
MI 17	(16)	Gl	ma			me				90		10			Tr		0,80	0,35	40			
MI 18	(16)	Gl	ma	me	Tr	me			e	55		45										
MI 20	(14i)	Gl	a			Tr			ma	70		15	10			5	1,15	0,55	10	70		
MI 21	(16)	Gl	ma			e				80	5	10	5		Tr		1,25	0,58	10	70		
MI 22	(16)	Gl	ma	TR	TR	e				80	5	5	5		5		0,89	0,66	50	70		
MI 23	(16)	Gl	ma	TR	TR	e				65		5					0,85	0,50	40			
MI 24	(17)	I ₂	ma							80		20							40			

Tabla 7.13. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la base de la Fm Cerro Largo en perfil Cantera Malegni I.

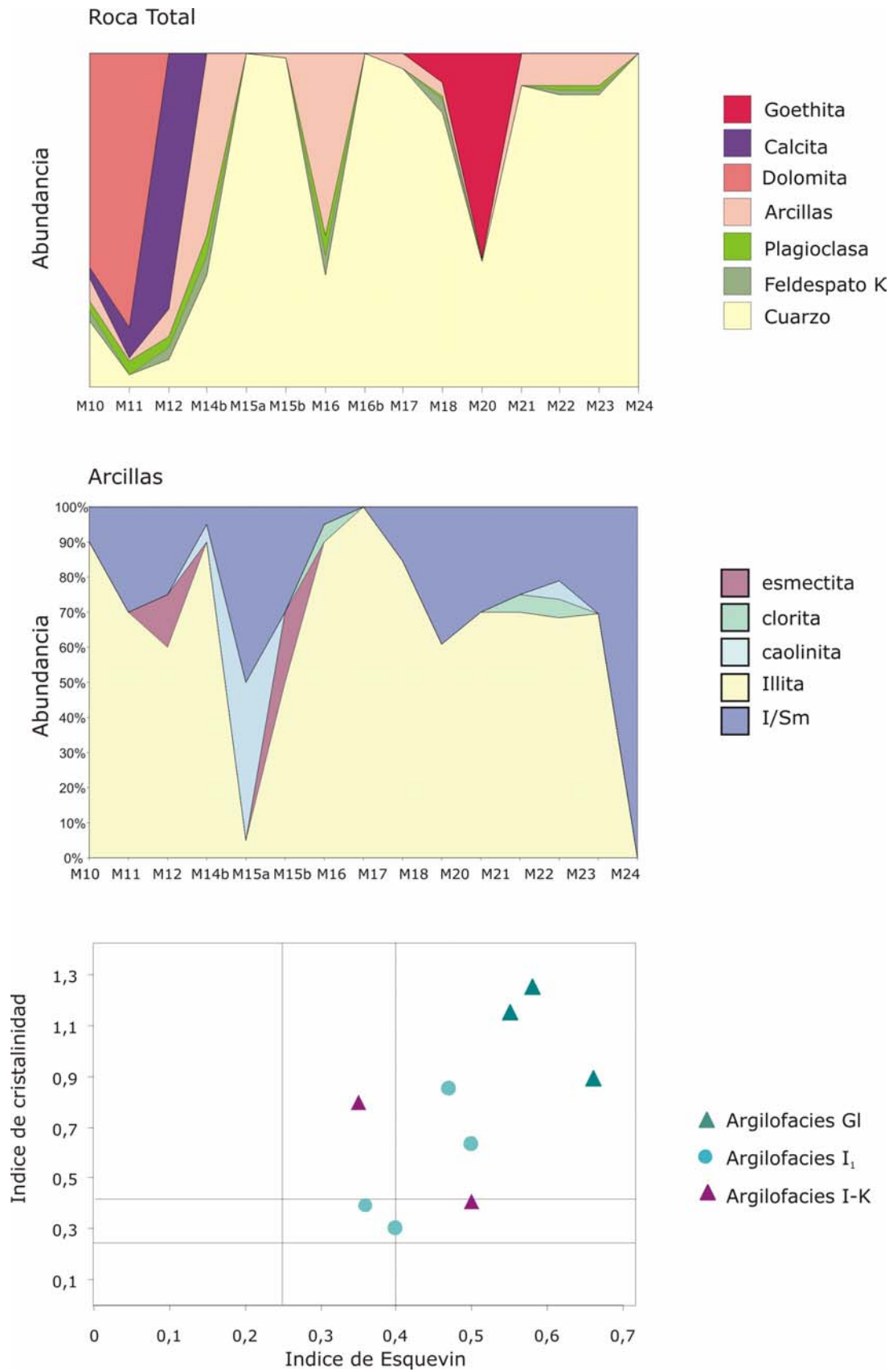


Figura 7.42. Abundancia relativa de arcillas en muestras de la cantera Malegni I. En el diagrama de IE/IC se diagraman los valores de las muestras de la AFPP.

Muestra (mbbp)	facies	argilofacies	Roca Total								Fracción Arcilla												
			Qz	FK	Pl	Arc	Ca	D	Hm	Gt	I	I/S	S/I	Cl	Cl/S	S	K	IC	IE	%CE		Politipos I	
																				I/S	S/I	1M	2M1
Col 13	(14s)	I ₁	ma	me	me	e					75	5	5		5	10		nc	nc	45	70	a	e
Col 14'	(14s)	I ₁	ma	me	me	e					80	5	5	5		5		0,61	0,43	40	70	m	m
Col 15	(15)	I-K	ma	me	me	e					70	5				5	20	0,54	0,3	20		a	
Col 16	(15)	I ₁	a			e	ma				85	5	10	Tr				0,6	0,34	45	65	m	m
Col 17	(14s)	I ₁	m							ma	50	10				40		nc	nc				
Col 17"	(14s)	I ₁	ma	me	me	e			m		70	5	15			10		0,67	0,45	10	80		

Tabla 7.14. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la base de la Fm Cerro Largo facies de diamictitas (14s) en Perfil Cantera Piedra Amarilla.

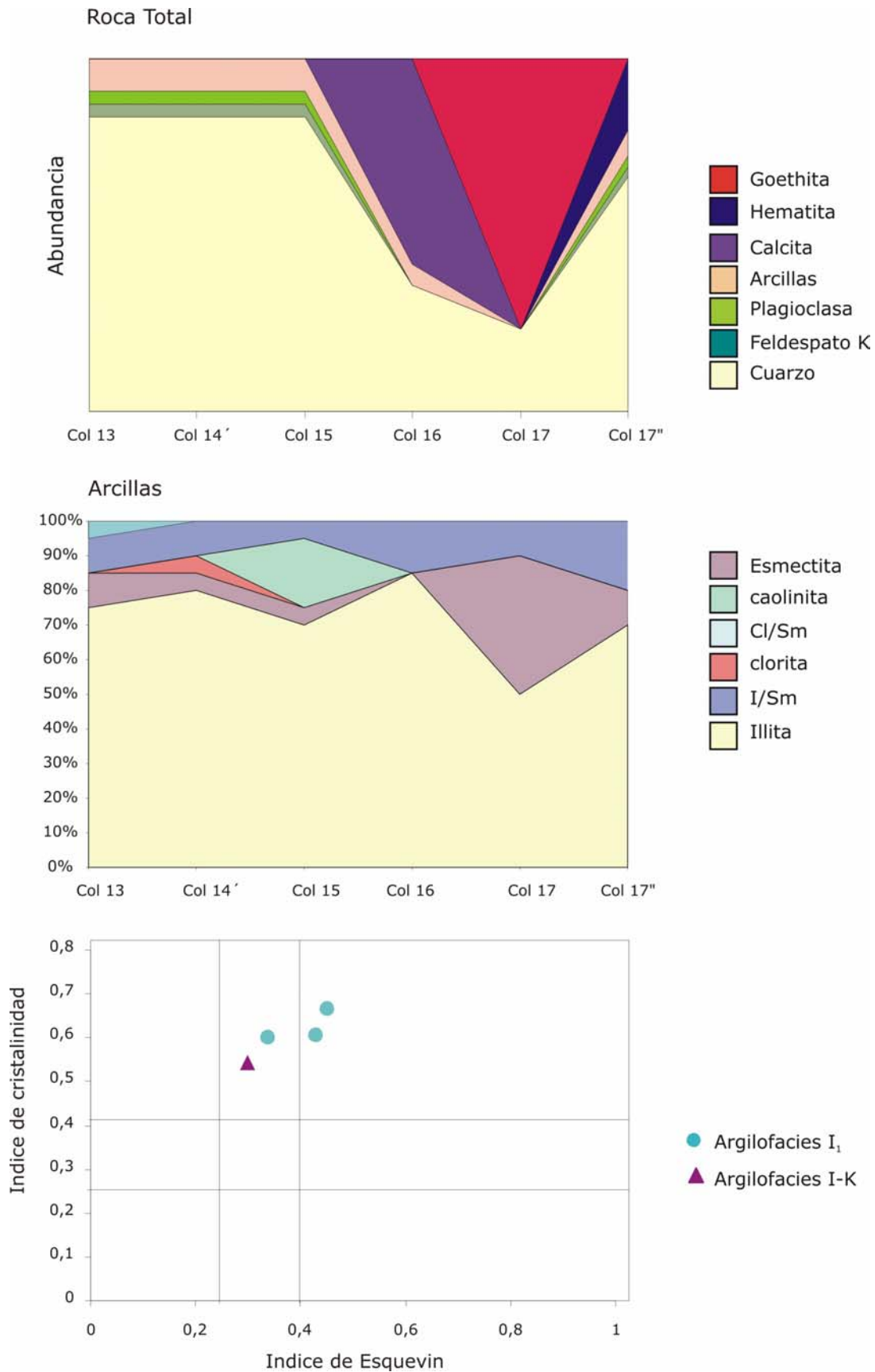


Figura 7.43. Abundancia relativa de arcillas en muestras de la cantera Piedra Amarilla. En el diagrama de IE/IC se diagraman los valores de las muestras de la AFPP (facies 14 y 15).

En cuanto a la caolinita y pirofilita se las suele encontrar asociadas en la facies (15) en tenores entre moderados y abundantes. Para el caso de la caolinita los valores registrados varían entre 15 y 60%, mientras que la pirofilita se encuentra en proporciones entre 15 y 40%.

Finalmente, la glauconita se reconoce únicamente en la facies (15), aunque la misma se distingue de la illita por la ausencia del pico 002 ($\sim 5\text{\AA}$) no se ha podido cuantificar y se incluyen las tablas dentro de las categorías de illita e I/S. Asimismo, en los difractogramas se reconoce un desdoblamiento del pico de 10A del cual una parte se corresponde con una illita de moderada a buena cristalinidad y otra a la mica glauconítica de baja cristalinidad (Fig. 7.35). Algo muy similar habría sido descrito por Poiré (1987).

Argilofacies

En función de las proporciones relativas de las especies de argilominerales identificadas en la asociación de facies psamíticas y pelíticas (III) se diferencian seis facies argilíticas o argilofacies:

Argilofacies illíticas

Incluye a todas aquellas muestras en las que predomina la illita, glauconita y/o los interestratificados illita/esmectita (con más del 50%), por sobre las demás especies minerales. En función de la proporción relativa de glauconita, illita o I/S se diferenciaron cuatro argilofacies illíticas/glauconíticas que fueron denominadas:

Argilofacies I₁: la cual se caracteriza por la presencia de abundante illita en tenores de más del 50% (70 a 100%), además de interestratificados de illita/esmectita (0 a 10%) y de clorita – esmectita (Tr a 5%). Asimismo, en algunas muestras se reconoce la presencia de 5% de caolinita y hasta un 5% de esmectita en forma ocasional. En algunas muestras se verifica la presencia de los tipos de interestratificados illita esmectita como I/S (5%) y S/I (5%).

Argilofacies I-Sm: la misma presenta un contenido de illita abundante y que varía entre 50 y 80%, interestratificados illita-esmectita (10 a 30%), interestratificado clorita-esmectita (0 a 5%), esmectita (5 a 40%) y caolinita entre 0 y 5%.

Argilofacies GI: ésta se caracteriza por la abundancia de interestratificado illita esmectita el cual se presenta en tenores de 25 a 90%, illita entre 10 y 55%, interestratificado clorita-esmectita entre 0 y 10%, esmectita entre 5 y 30% y caolinita entre 0 y 25%. Solo una muestra presenta menor proporción de I/S (10%) y mayor de illita. Petrográficamente se ha identificado una mica glauconítica levemente verdosa y rica en hierro (en parte desferrizada, ver Cap. 6). En los difractogramas se observa que el pico de de la "illita" de alrededor de los 10Å en realidad se desdobra en I/S y glauconita (Fig. 7.35), en la misma el pico de 5 Å se presenta muy débil lo cual también se condice con el desarrollo de este mineral.

Argilofacies I-K: la misma se caracteriza sus contenidos abundantes a moderados de illita y caolinita. Los valores observados para el caso de la illita varían entre 60 y 75%, caolinita entre 15 y 25%, interestratificado illita-esmectita entre 5 y 10%, interestratificado clorita-esmectita entre 0 y 5% y ocasionalmente 5% de esmectita.

Argilofacies caolinítica

Argilofacies K-Py: esta argilofacies se caracteriza por presentar abundante a moderada caolinita (40-60%) y pirofilita entre 15 y 25%, la illita se encuentra en proporciones entre 5 y 30%, la esmectita entre 5 y 10%, el interestratificado illita-esmectita entre 5 y 15% y el interestratificado clorita-esmectita ausente a trazas.

Argilofacies pirofilitica

Argilofacies Py-K: Se diferencia de la anterior por el predominio de pirofilita por sobre el resto de los argilominerales. La misma contiene 40% de pirofilita, 25% de esmectita, 20% de illita, 15% de caolinita, y trazas de clorita. Se ha reconocido en una sola muestra, en donde el IC es de 0,57 lo que la ubica en el campo de la diagénesis temprana (eodiagénesis) y el IE de 0,67 indica que se trata de una illita de composición muy alumínica.

En las illitas de la AFPP II, en general se observa que predominan los politipos 1M y 1Md en proporciones moderadas a abundantes por sobre el politipo 2M1, el cual suele ser escaso a moderado, y generalmente está acompañada de interestratificados illita/esmectita y de glauconita. Sin embargo, en uno de los perfiles (Malegni I) se reconoce en la subfacies (14s) un predominio del politipo 2M1, el cual se presenta en tenores abundantes.

Los índices de cristalinidad de la illita resultan extremadamente variables entre 0,22 y 1,25 lo que ubica a las muestras en todos los campos, desde la diagénesis temprana (eodiagénesis) hasta la anquizona e incluso en el campo metamórfico-hidrotermal. El IE resulta asimismo variable entre 0,22 y 0,66 por lo que en la mayoría de las muestras la illita posee una tendencia media a aluminosa, con excepción de dos muestras de composición ferromagnesiana.

Los valores del porcentaje de capas expansivas resulta asimismo un parámetro muy variable (entre 10 y 90%) en general su valor se por un lado en relación a la facies analizada y por otro a si se trata de un interestratificado de tipo I/S o S/I. Para el caso de los I/S se reconoce entre un 10 y 50% de CE, mientras que en los S/I las mismas varían entre 60 y 90%.

Como se menciona al comienzo de esta sección, los resultados presentados por Poiré (1987) ya habían arrojado un aporte muy considerable acerca de los componentes argilíticos de esta sucesión. Sin embargo, durante este trabajo se corroboran dichos resultados y se reordenan en argilofacies.

La principal diferencia encontrada con el trabajo precedente de Poiré (1987) radica en que allí solo se menciona la presencia de pirofilita en la AFPP. Sin embargo, como se ha visto en este capítulo la misma es un elemento muy importante en la facies (16), la cual no se encuentra aflorada en el núcleo septentrional y ha sido estudiada por testigos de perforaciones en el núcleo central de las sierras en la Cantera El Polvorín.

7.3.2.2 Asociación de facies cuarzíticas (IV)

RESULTADOS PREVIOS

*Poiré 87 En la **asociación de facies cuarzíticas** se han reconocido dos variedades de argilominerales, illita y caolinita y mica glauconítica.*

La caolinita cuya mención en el área es inédita, ha sido analizada por microscopía electrónica. En las fotos se aprecian los cristales laminares que conforman los libros de caolinita, los cuales se presentan flexurados. El tamaño de las escamas alcanza un diámetro de 12 micrones y una altura paralela al eje C de 2 micrones. La ubicación de los mismos con respecto a los granos de cuarzo es preferentemente perpendicular.

La difracción muestra buena cristalinidad ya que presenta picos agudos.

Alunita: *por microscopía electrónica y por primera vez en el área de Olavarría, se ha reconocido pseudocubos de alunita en poros de arenitas cuarzosas. Estos habían sido descritos por Zalba (1981) en la zona de Barker. Para esta autora su génesis esta relacionada con salmueras residuales con sulfatos. En nuestro caso las condiciones litorales en los que se originaron estas sedimentitas, permiten suponer dicha evolución genética. Asimismo no existen evidencias de alteración hidrotermal, ni de transporte como para suponer que provengan de zonas de alteración hidrotermal del basamento cristalino.*

Perfil Abra Tres Lomas - Asociación de facies cuarzosas

Facies (19)
Muestra ATL 2

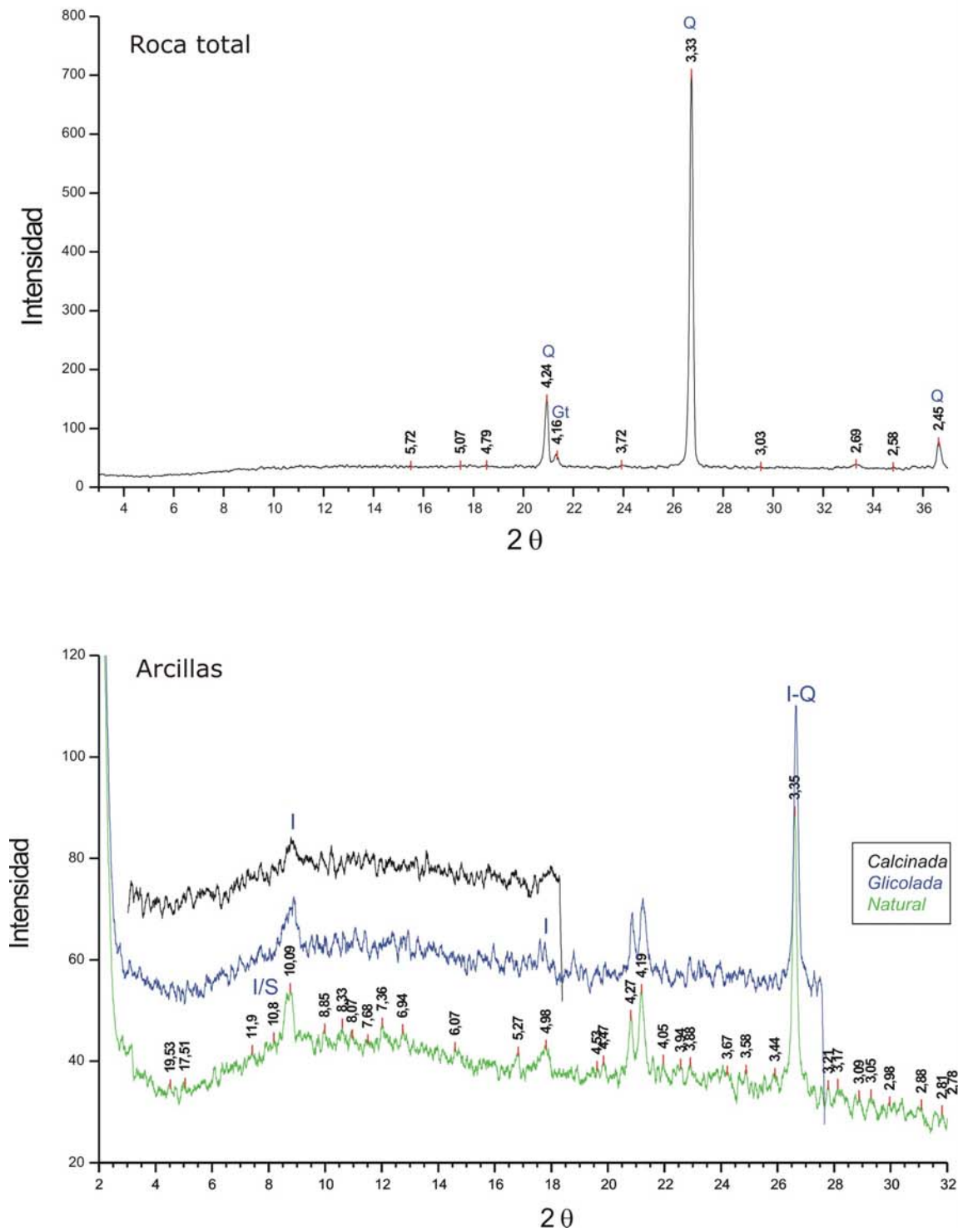


Figura 7.44. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (19), Perfil Abra Tres Lomas.

Perfil Abra Tres Lomas - Asociación de facies cuarzosas

Facies (20)
Muestra ATL 8

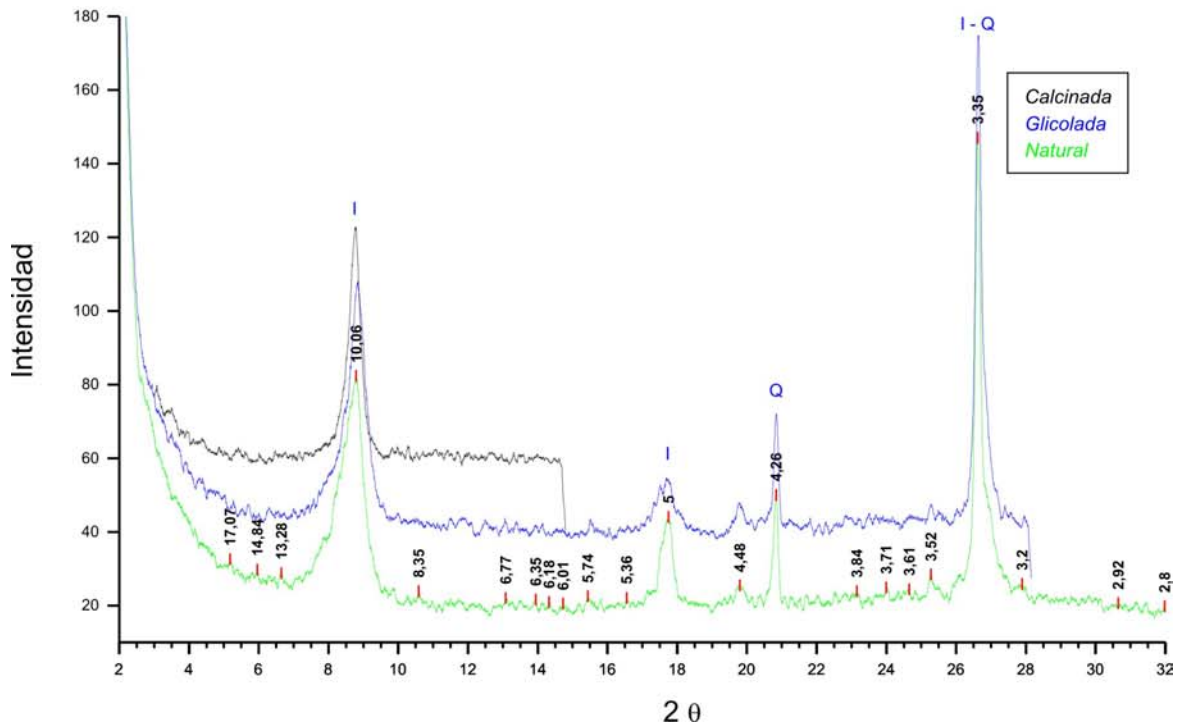
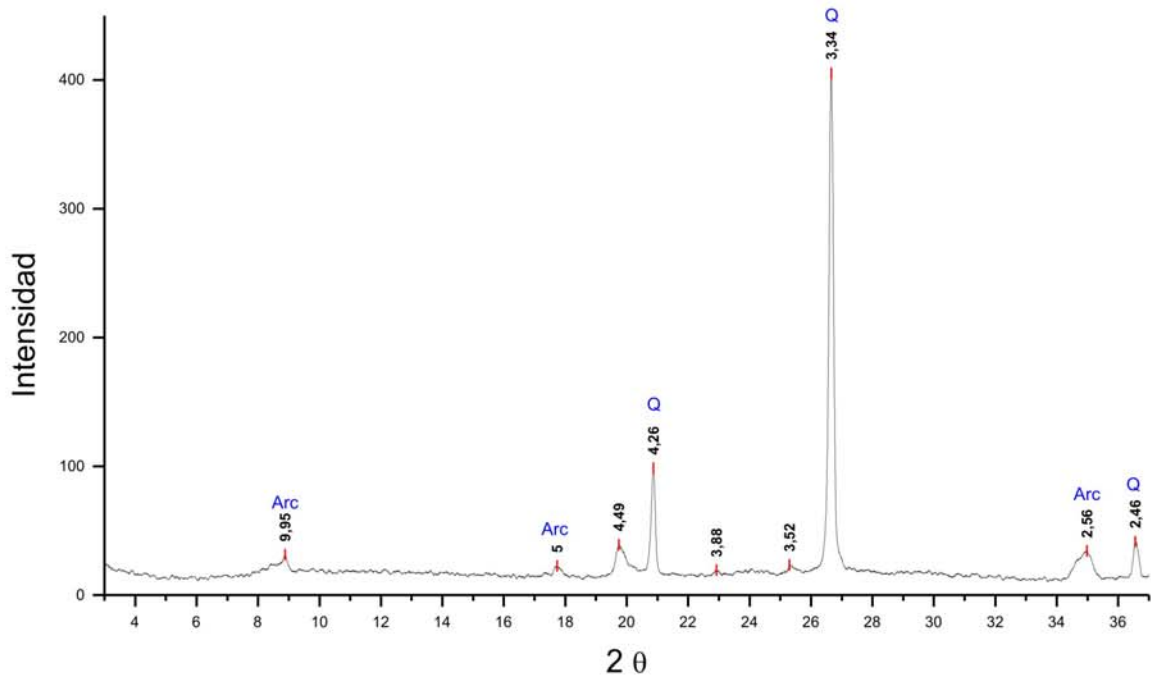


Figura 7.45. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (20), Perfil Abra Tres Lomas.

Perfil Abra Tres Lomas - Asociación de facies cuarzosas

Facies (20)
Muestra ATL 9a

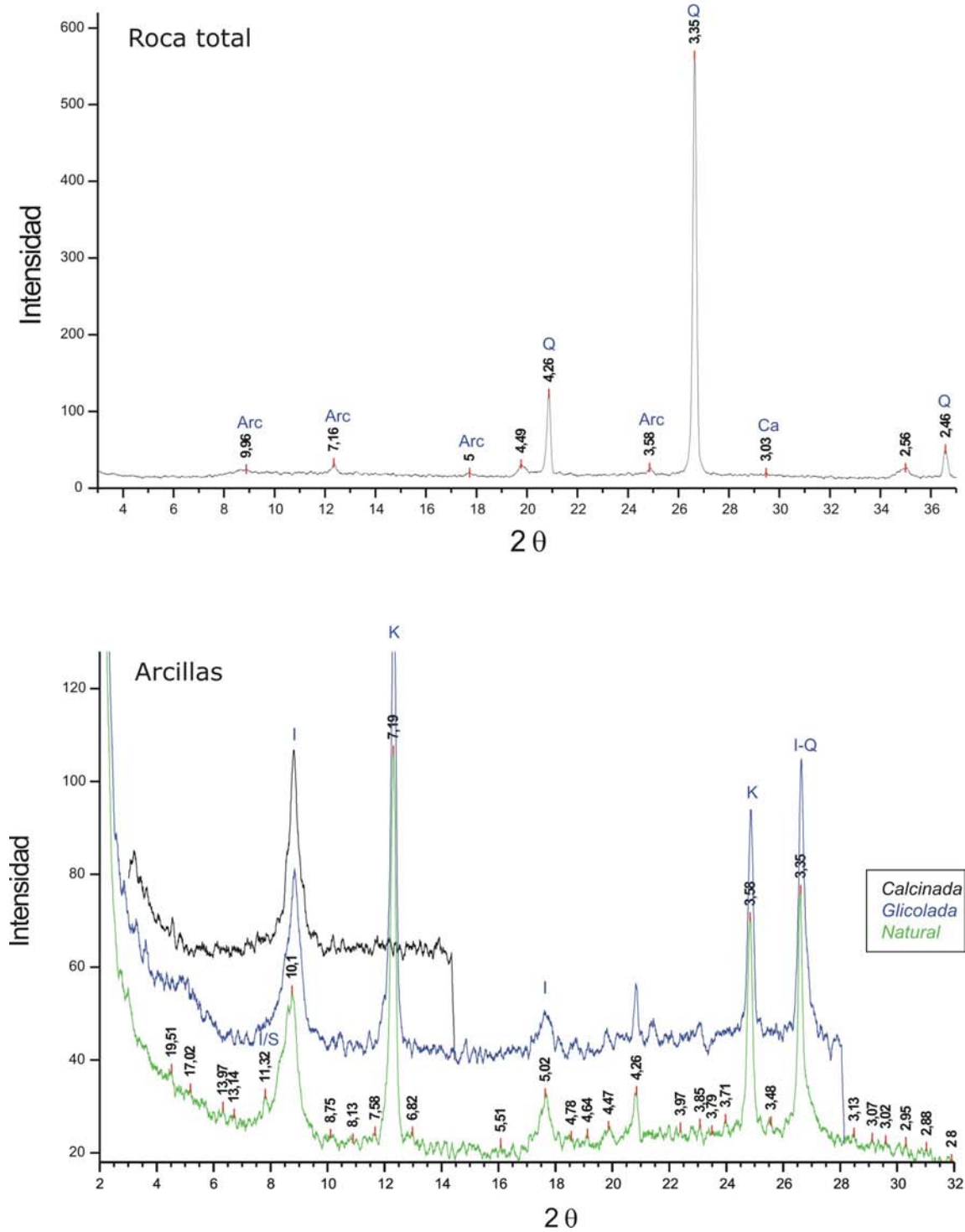


Figura 7.46. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (20), Perfil Abra Tres Lomas.

RESULTADOS DE ESTE TRABAJO

a) Difractogramas

Los resultados del estudio mineralógico de la asociación de facies cuarcíticas o cuarzosas (AFQ IV) comienzan con el reconocimiento de los picos principales de los minerales en los difractogramas de muestras de tipo Roca Total y Arcillas (Figs. 7.44 a 7.46).

Perfil Abra Tres Lomas

Se han llevado a cabo determinaciones de los minerales presentes en este perfil en el cual se observan muy altos valores de cuarzo con escasas arcillas, feldespatos y ocasionalmente calcita y goethita (Tabla 7.15).

b) resultados semicuantitativos y variaciones composicionales

Para el ordenamiento de los resultados de los estudios de DRX realizados, en primer término se cuantifican los valores obtenidos en la tabla de composición correspondiente (Tabla 7.15). En este mismo sentido, se presentan en forma paralela los resultados en diagrama porcentual de Roca Total y Arcillas acompañados de diagramas IE/ IC (Fig. 7.47).

ROCA TOTAL

En el perfil analizado Abra Tres Lomas (ATL) de la asociación de facies cuarzosas se observa una variación composicional en la muestra Total, la cual se manifiesta en la vertical y está en relación a la variación de las facies analizadas en donde predominan el cuarzo (para el caso de las cuarcitas, facies 17, 18 y 19) y el cuarzo y las arcillas en las facies heterolíticas (facies 20).

Perfil Abra Tres Lomas

Las facies (19) y (20) pertenecientes a la asociación de facies cuarcíticas (IV) se caracterizan por presentar cuarzo muy abundante, feldespatos ausentes a muy escasos (plagioclasas y feldespatos alcalinos), arcillas escasas a ausentes, calcita muy escasa a ausente y goethita de ausente a escasa. Solo dos muestras (pertenecientes a la facies heterolítica del techo (20) presentan valores de cuarzo algo más bajos aunque muy abundante, feldespatos muy escasos, arcillas escasas pero más abundantes que en las facies inferiores, muy escasa calcita y goethita ausente a escasa (Tabla 7.15).

Muestra	facies	Argilo-facies	Roca Total						Fracción Arcilla												
			Qz	FK	Pl	Arc	Ca	Gt	I	Cl	I/S	S/I	Cl/S	K	Sm	IC	IE	%CE		Politipos I	
																		I/S	S/I	1M	2M1
																				1Md	
ATL 1	(19)		ma																		
ATL 2	(19)	I ₂	ma					e	85		10	5	Tr			0,53	0,44	40	60		
ATL 4	(20)	I ₂	ma	Tr	me	me	me		80	5	10	5	Tr			0,63	0,22	45	80	a	
ATL 5	(20)	I/S	ma						45	30	15	10				0,58		35	60	m	
ATL 6	(20)	I ₂	ma	me	me	e			75	5	10	5	5			0,59	0,44	40	80	m	e
ATL 7	(20)	I ₂	ma																		
ATL 8	(20)	I ₂	ma			e			80		10	5	5			0,61	0,34	40	70	m	m
ATL 9a	(20)	K	ma			e	me		25		10	5		60	Tr	0,54	0,43	40	90		
ATL 9b	(20)	I ₂	ma	Tr	me	e		e	80	TR	15	5	TR		TR	0,81	0,60	40	90	m	e

Tabla 7.15. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la base de la Fm Cerro Largo facies de cuarcitas (14s) en Perfil Abra de Tres Lomas (camino asfaltado a Sierras Bayas).

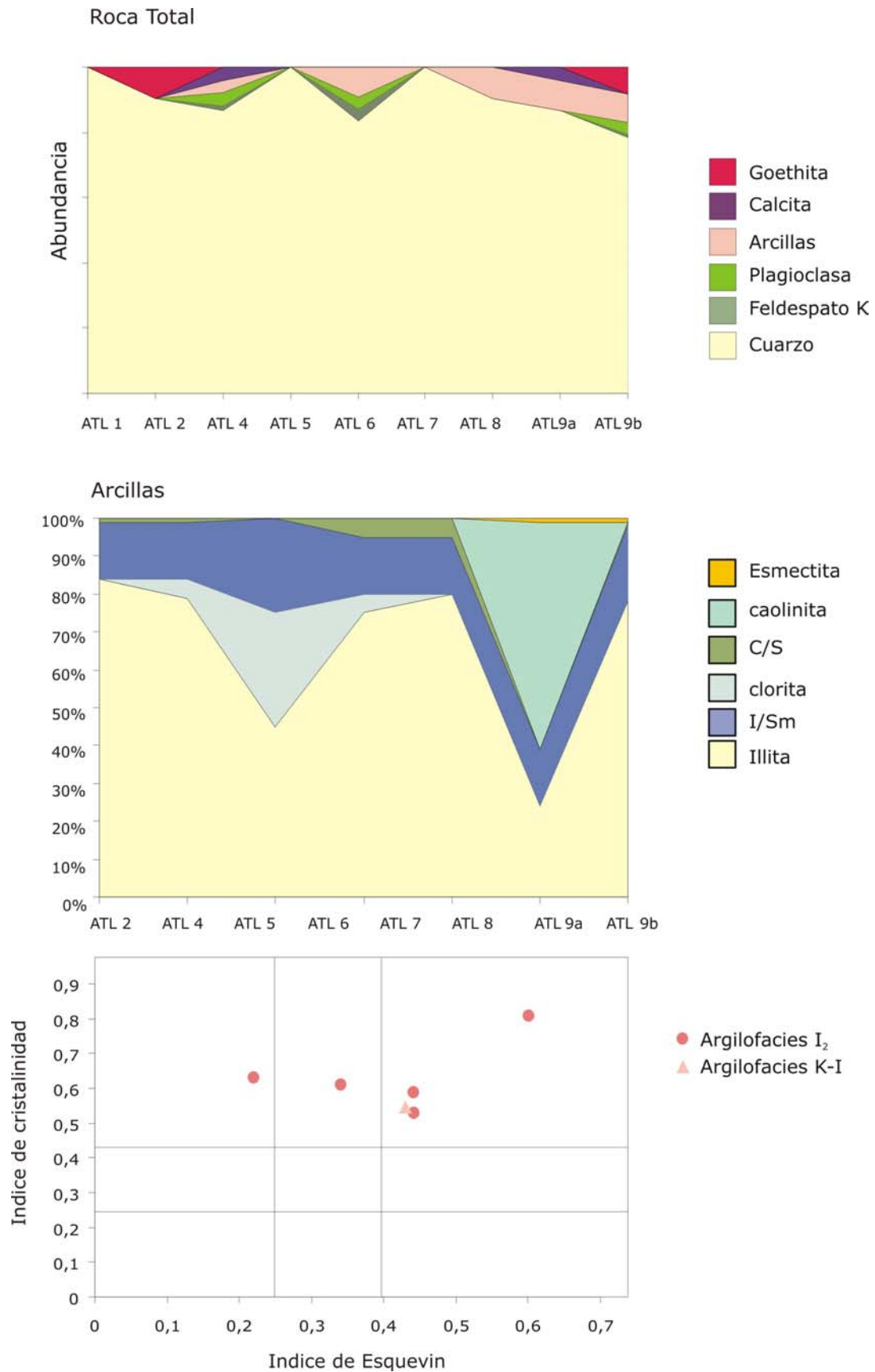


Figura 7.47. Abundancia relativa de arcillas en muestras del Perfil Abra Tres Lomas. En el diagrama de IE/IC se grafican los valores de las muestras de la AFQ (facies 19 y 20).

Considerando los resultados de los análisis de DRX en la Asociación de facies cuarcíticas (IV), se observa que la distribución de las proporciones relativas de los componentes mineralógicos de la roca Total es en general muy poco variable, y que depende fundamentalmente de los contenidos de cuarzo y arcillas de acuerdo a si se trata de una facies cuarcítica o una facies heterolítica.

MUESTRAS ORIENTADAS

En las muestras orientadas se identifican los minerales de arcilla, entre los cuales se encuentran illita, interestratificados illita/esmectita (I/S) y clorita/esmectita (Cl/S) clorita y. La distribución y abundancia relativa de estas especies minerales presenta algunas pequeñas variaciones. En la tabla 7.15 se presentan los resultados obtenidos en el perfil Abra Tres Lomas.

La illita ha sido identificada en la mayor parte de las muestras analizadas en tenores que varían entre 25 y 85%.

La distribución de los interestratificados illita/esmectita resulta semejante a la de illita, siendo un elemento muy común y presente prácticamente en todas las muestras. Entre los mismos se reconocen el tipo I/S (10 a 15%) y el S/I (5-10%).

En cuanto a la clorita, la misma tiene una participación entre ausente y moderada (0 a 30%).

El interestratificado clorita/esmectita se ha reconocido en algunas muestras en proporciones bastante escasas (<5%).

Finalmente, en una muestra de la facies (20) se reconoce abundante caolinita la cual se encuentra en un 60%.

Argilofacies

En función de las proporciones relativas de las especies de argilominerales identificadas en la asociación Formación Cerro Largo se diferencian tres facies argilíticas o argilofacies:

Argilofacies I₂: se observa un tenor de illita muy abundante entre 75 y 80%, interestratificado illita-esmectita de ausente a escaso con I/S entre 0 y 5% y S/I en

un 5%. El interestratificado clorita-esmectita varía entre 0 y 10% y la esmectita se encuentra en tenores entre trazas y 5%.

Argilofacies I/S: en esta el interestratificado illita-esmectita alcanza tenores moderados dentro de las especies de minerales arcillosos. Se presenta como I/S (15%) y S/I (10%). La illita está en concentraciones moderadas a abundantes (45%) y se encuentra asimismo un 30% de clorita.

Argilofacies K: la misma se reconoce por la presencia de 60% de caolinita, acompañada por un 25% de illita, 10% de I/S, 5% de S/I y trazas de esmectita.

En cuanto a los politipos de la illita encontrados en la AFQ (III), se observa que en general predominan los politipos 1M y 1Md en proporciones de moderadas a abundantes por sobre el 2M1 el cual es de escaso a moderado.

Los índices de cristalinidad de la illita varían entre 0,53 y 0,81 por lo que se ubica a las muestras en el campo de la diagénesis. Mientras que el IE indica una composición entre intermedia y aluminosa para las mismas, con excepción de una muestra con tendencia ferromagnesiana.

Por otra parte, el porcentaje de capas expansivas de los interestratificados I/S y S/I en general se encuentran en contenidos de alrededor del 40% para los I/S y de 80% para los S/I. En consecuencia, se podría atribuir una mesodiagénesis al I/S y una eodiagénesis al S/I, de acuerdo a lo propuesto por Pollastro (1993) corresponden a temperaturas de 100°C y menores a 50°C respectivamente (ver Cuadro 7.1).

Considerando a la Formación Cerro Largo en su Totalidad el porcentaje de capas expansivas calculado en los interestratificados illita/esmectita varía entre el 10 y 50% en los I/S de la AFPP, y de 60 A 90 en los S/I. Mientras que en la AFQ son de 40 para los I/S y 80 para los S/I. Las facies sedimentarias pertenecientes a la AFPP y AFQ se caracterizan por presentar una importante variedad de argilofacies para las cuales se resumen los tipos y abundancia de argilominerales, el rango de índices de cristalinidad de la illita y los politipos predominantes en las mismas (Cuadro 7.4).

Facies subfacies	ó argilofacies	Argilominerales		IC	Politipos de la illita
		tipo	Abundancia (%)		
14s (diamictita)	I ₁ I-Sm I-K	Illita I/S Cl/S K	45 y 90 5-15 Tr-5 0-5	0,30-0,54	1M (2M1)
15 (arcillita morada)	Py-K I-Sm	Illita I/S Cl/S Sm K Py	20-60 0-10 0-5 5-25 5-40 15-40	0,48-1,25	1M (2M1)
16 (<i>psamitas y pelitas</i> con glauconita)	Gl	Illita I/S Cl Cl/S Sm K	35-70 5-45 0-5 0-5 0-5 5-25	0,57-0,89	
17 (cuarcitas)	I ₂	Illita I/S	70 30		
19 (cuarcitas)	I ₂	Illita I/S Cl/S K Py	85 15 Tr Tr Tr	0,53	
20 (heterolítica)	I ₂ I/S K	Illita I/S Cl/S Cl Sm K	25-70 15-25 0-5 0-Tr 0-Tr 0-60	0,58-0,81	1M (2M1)

Cuadro 7.4. Resumen de los resultados obtenidos del estudio de las muestras orientadas en la Fm Cerro Largo en donde se presentan el tipo y abundancia de los argilominerales, las argilofacies y porcentaje de capas expansivas observadas para cada facies analizada.

7.3.3 Mineralogía de la Formación Olavarría

7.3.3.1 V) Asociación de facies pelíticas

RESULTADOS PREVIOS

Poiré (1987): la illita aparece en todas las muestras y solo se encuentra acompañada por esmectita y caolinita.

En los diagramas IE vs. IC, se aprecian tres poblaciones de muestras que representan, ordenadas en el perfil de base a techo, a: la facies de arcilita y limolitas amarillentas, b: a mitad inferior de la facies de arcillas rojas y la mitad superior de esta misma facies.

a) va de poco a muy alumínica y de anquimetamórficas a diagenéticas

b) están entre el anquimetamorfismo y la diagénesis

c) laminillas de sericita en el campo metamórfico o sea de origen detrítico.

RESULTADOS DEL PRESENTE TRABAJO

a) Difractogramas

Los resultados del estudio mineralógico de la asociación de facies pelíticas de la Fm. Olavarría comienzan con el análisis de los difractogramas donde se reconocen los picos principales de los minerales presentes en las muestras de tipo Roca Total y Arcillas (Figuras 7.48 a 7.52).

Se han llevado a cabo determinaciones de los minerales presentes en los siguientes perfiles:

Perfil Cantera El Polvorín

La subfacies (21s) presenta muy abundante cuarzo, moderado a escaso contenido de arcillas, feldespatos escasos, y carbonatos escasos. En una muestra de un nivel rico en hierro se reconoce la presencia de óxidos de hierro (goethita y hematita) en concentraciones elevadas (Fig. 7.52). En la facies (22) se identifican cuarzo muy abundante, arcillas moderada a escasas, feldespatos escasos, y carbonatos escasos (Fig. 7.49 y 7.51). A excepción de una muestra de una concreción carbonática con alta participación de calcita. En general las arcillas están representadas por illita, clorita, caolinita, e interestratificados illita – esmectita y clorita – esmectita (Fig. 7.48 a 7.51) (Tabla 7.16).

Perfil Cantera El Polvorín - Asociación de facies pelíticas

Facies (21s)
Muestra EP 1

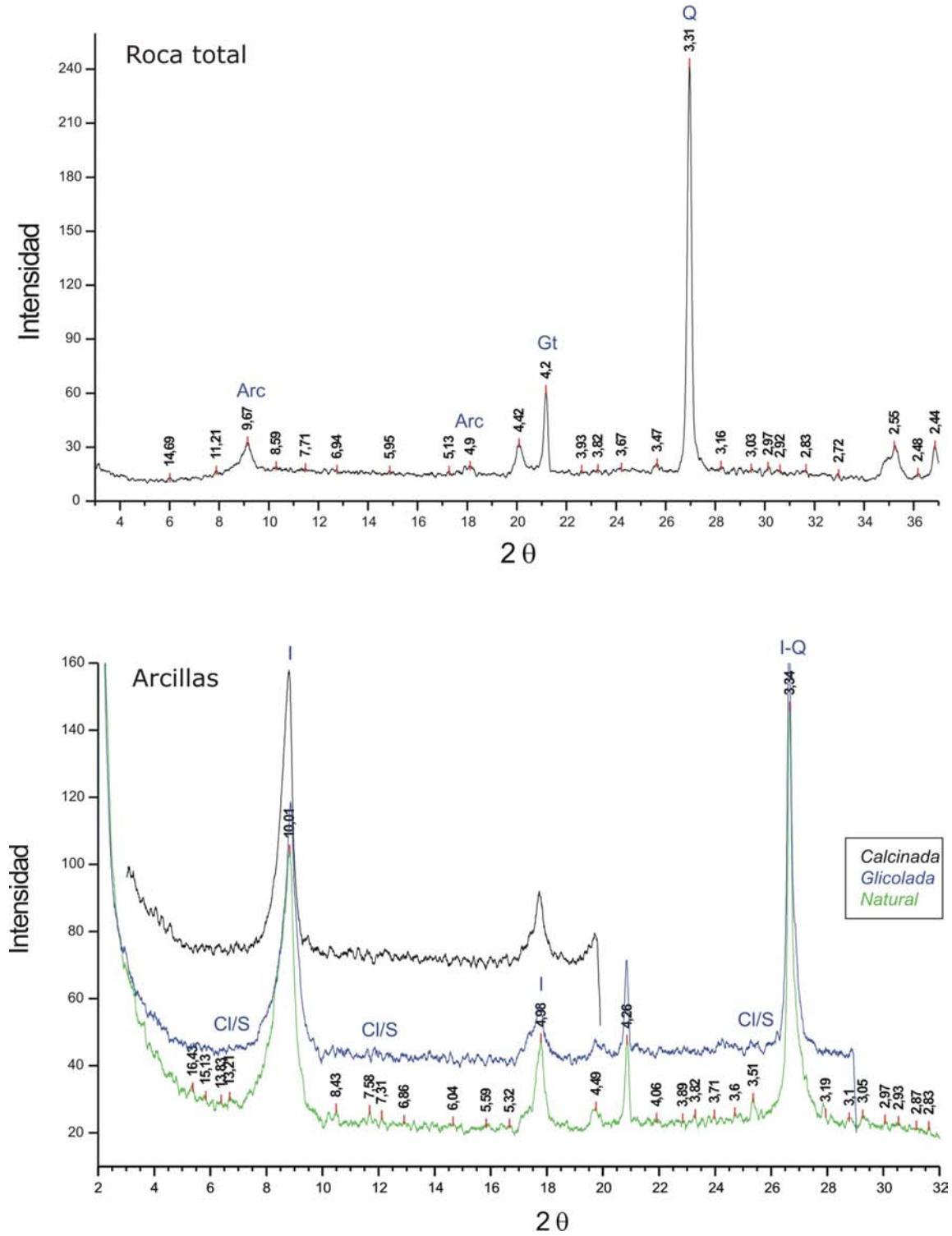


Figura 7.48. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, subfacies (21s), Perfil Cantera El Polvorín.

Perfil Cantera El Polvorín - Asociación de facies pelíticas

Facies (22)
Muestra EP 12

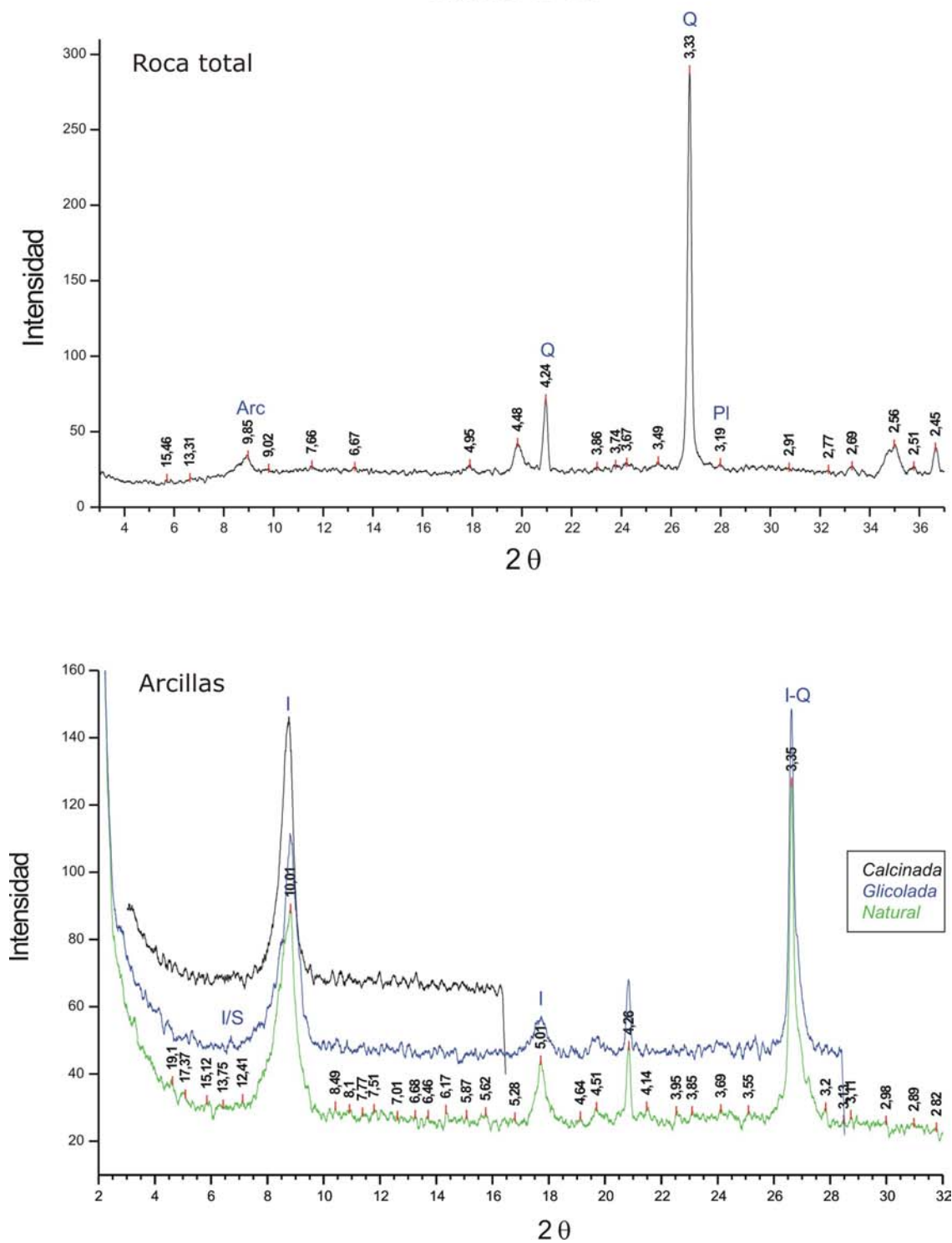


Figura 7.49. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (22), Perfil cantera El Polvorín.

Perfil Cantera Loma Negra S.A. - Asociación de facies pelíticas

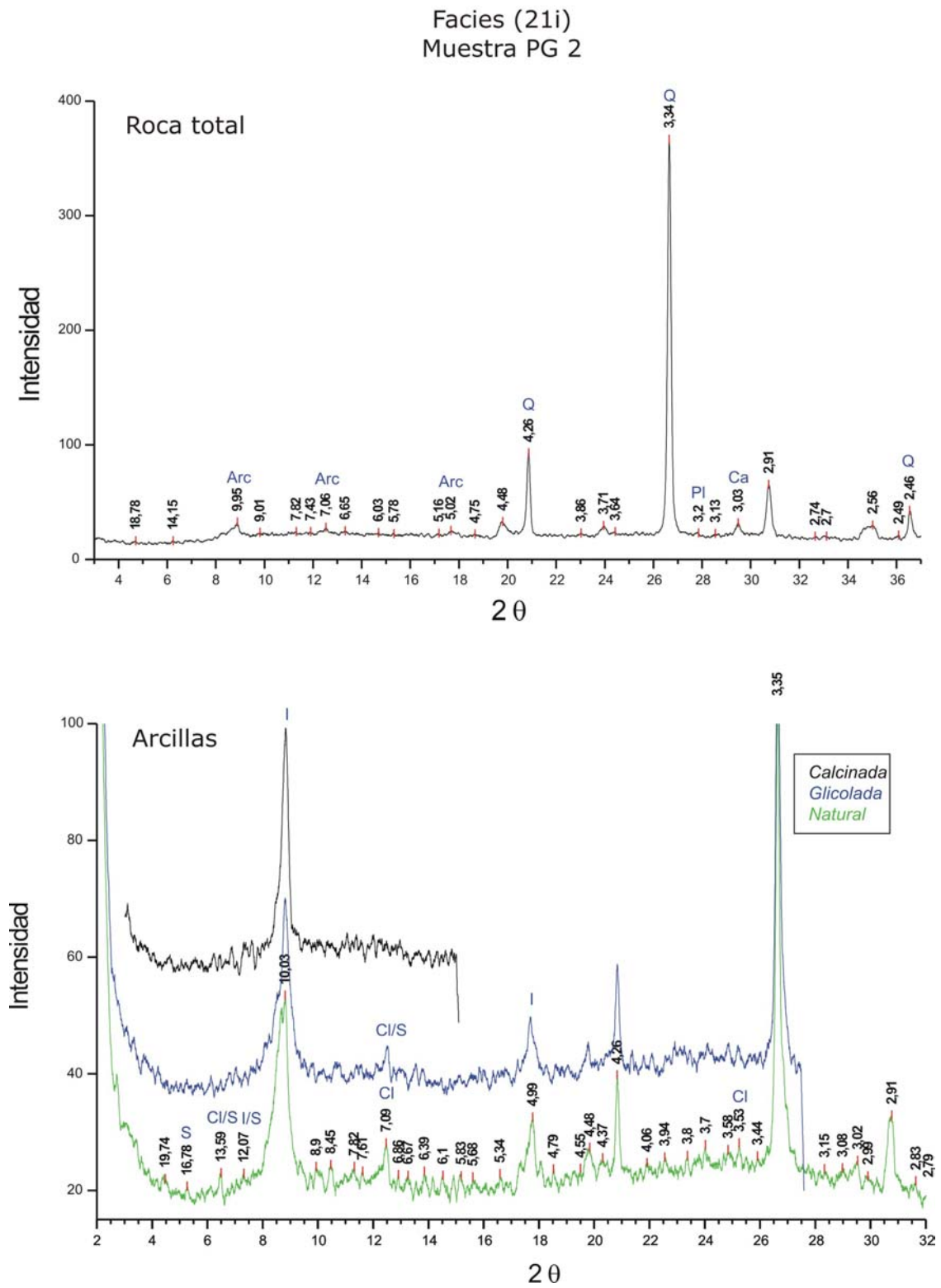


Figura 7.50. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, subfacies (21i), Perfil Cantera San Alfredo.

Perfil Cantera Loma Negra S.A. - Asociación de facies pelíticas

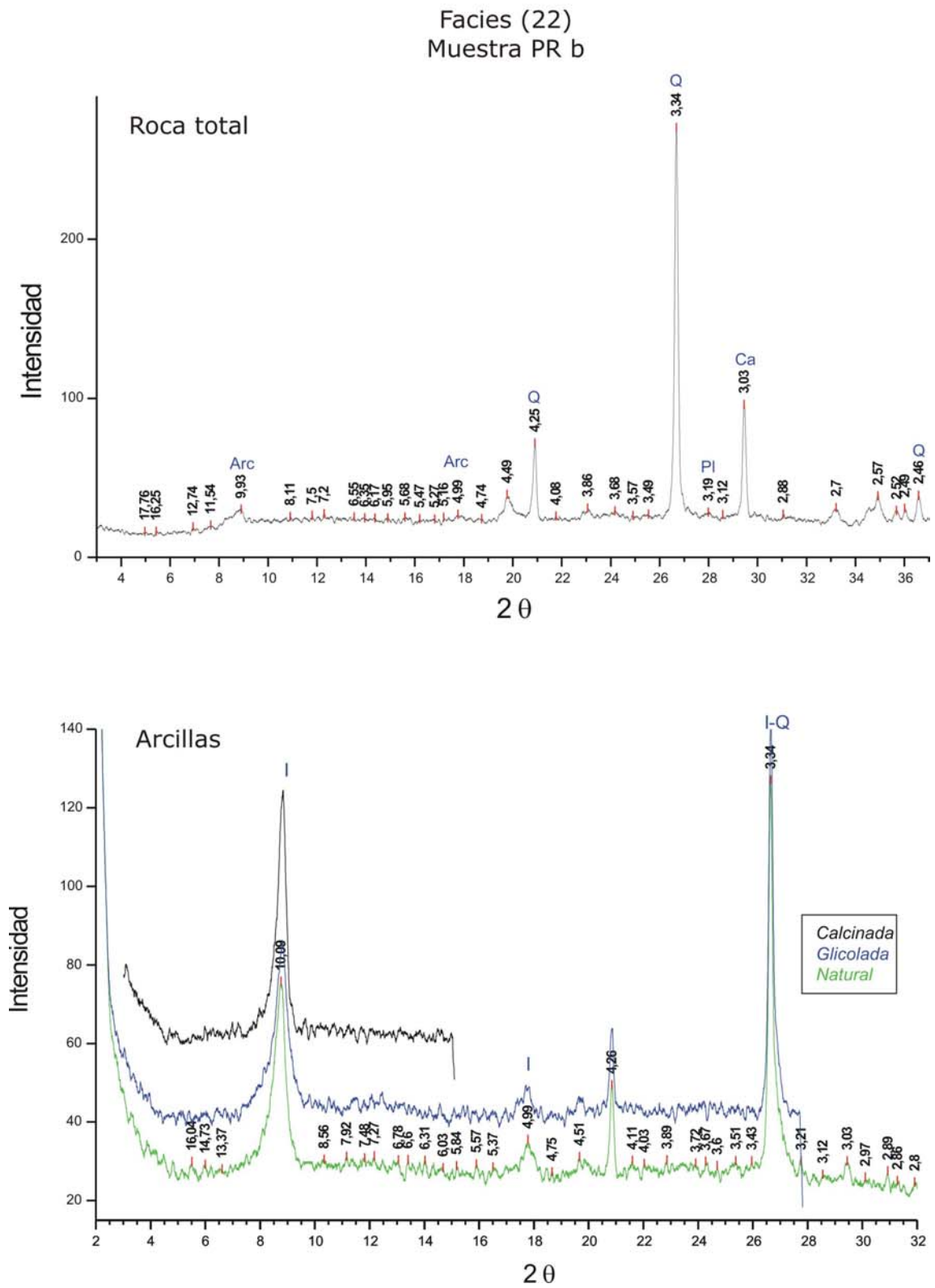


Figura 7.51. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (22), Perfil Cantera San Alfredo.

Perfil El Polvorín - Asociación de facies pelíticas

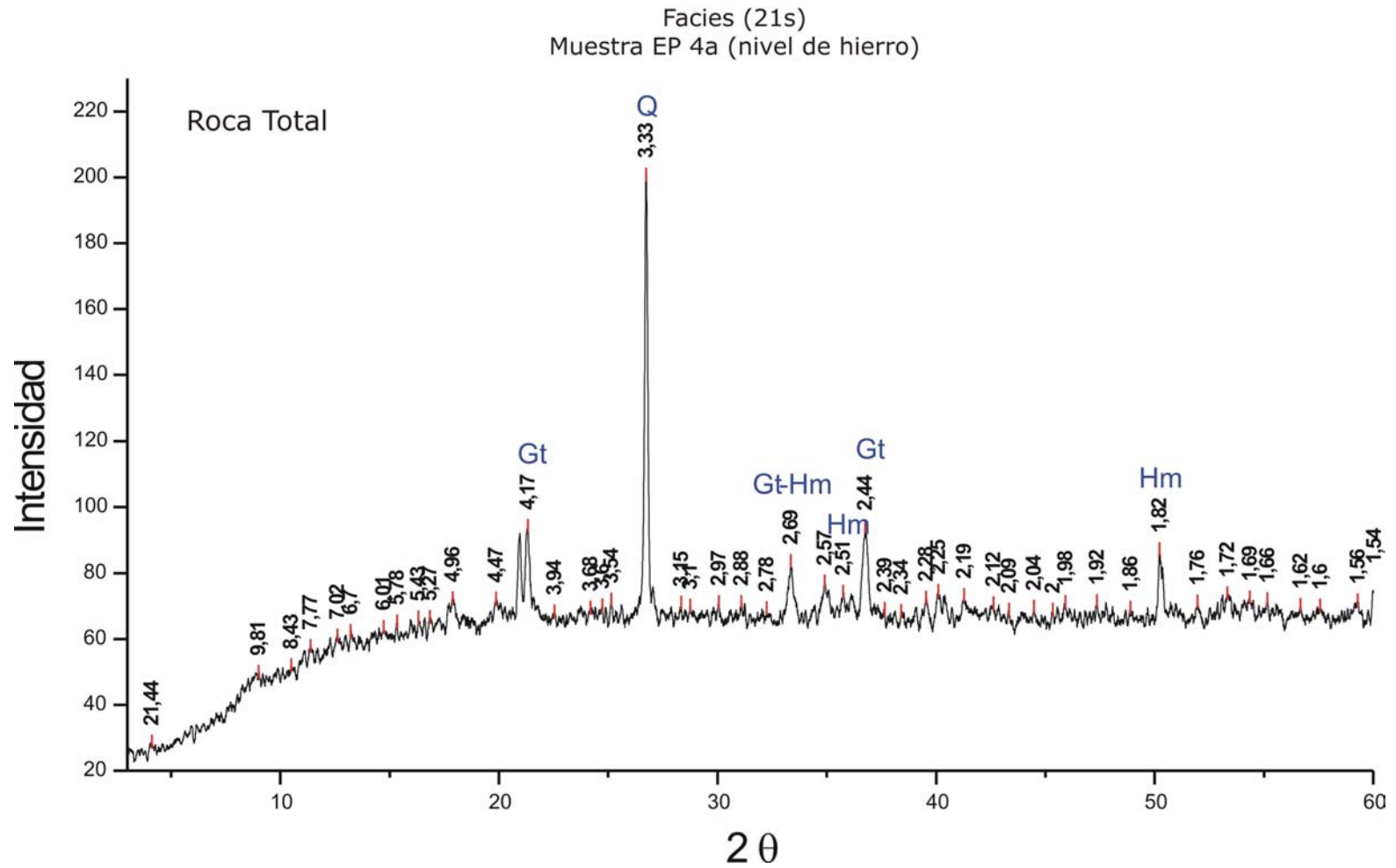


Figura 7.52. Difractogramas de Roca Total subfacies (21s), nivel concrecional de hierro Perfil Cantera El Polvorín.

Perfil Cantera San Alfredo

En este perfil se reconoce en la facies (21i) la participación de muy abundante cuarzo, escasos feldespatos, escasas arcillas, escasa calcita y dolomita, y escasa fluorapatita, (Figuras 7.50 y 7.54, Tabla 7.17).

En la facies (22) el cuarzo es de moderado a abundante, la calcita de moderada a abundante, las arcillas escasas, los feldespatos escasos, (Fig. 7.49, 7.51, 7.53 y 7.54 y Tablas 7.16 y 7.17).

b) resultados semicuantitativos y variaciones composicionales

Para el ordenamiento de los resultados de los estudios de DRX realizados, en primer término se cuantifican los valores obtenidos en las tablas de composición correspondientes (Tablas 7.16 y 7.17). En este mismo sentido, se presentan en forma paralela los resultados en diagramas porcentuales de Roca Total y Arcillas acompañados de diagramas IC vs. IE (Figs. 7.53 y 7.54).

ROCA TOTAL

En los perfiles analizados para la Fm Olavarría se observa una escasa variación composicional en la muestra Total, y en las facies y subfacies sedimentarias en general predomina el cuarzo (para el caso de las areniscas muy finas, vaques, fangolitas y arcillitas). Por otra parte, se identifican los minerales constituyentes de niveles concrecionales de hierro ricos en goethita y hematita, concreciones carbonáticas constituidas casi enteramente por calcita y un aumento paulatino del tenor de calcita hacia las facies sedimentarias del techo (22) en donde los fangos se hacen más carbonáticos (Fig. 7.51).

Perfil Cantera El Polvorín

Se analizan doce muestras, las cuales se dividen de acuerdo a la facies sedimentaria analizada de la siguiente manera: en la subfacies (21s) se observan contenidos de cuarzo variables aunque en general es muy abundante, las plagioclasas son de escasas a ausentes, feldespato potásico de ausente a muy escaso, arcillas de escasas a muy escasas, calcita muy escasa a ausente, hematita ausente a escasa y goethita de ausente a moderada (tabla 7.16). En la facies (22) los tenores de cuarzo son muy abundantes, los feldespatos potásicos de ausentes a escasos, plagioclasas entre muy escasas y ausentes, arcillas entre escasas a muy

escasas y calcita de muy escasa a ausente. (Tabla 7.16). Por otra parte, se analiza una muestra de una concreción carbonática con valores de calcita muy abundante, cuarzo moderado, feldespatos muy escasos y muy escasas arcillas.

Perfil Cantera San Alfredo

Las facies de la Formación Olavarría encontradas en este perfil arrojan los siguientes resultados en Roca Total: subfacies (21i) se caracteriza por presentar cuarzo muy abundante, escasas arcillas, muy escasa a escasa calcita, dolomita de ausente a muy escasa, fluorapatita de ausente a escasa y feldespatos de trazas a muy escasos. La facies (22) se caracteriza por tener moderado a abundante cuarzo, calcita de escasa a muy abundante, feldespatos muy escasos a ausentes, escasas a muy escasas arcillas, y dolomita muy escasa a ausente (Tabla 7.17).

Considerando en conjunto los perfiles estudiados para la Formación Olavarría, se observa que las proporciones relativas de los componentes mineralógicos de la roca Total tienen una distribución levemente variable de acuerdo a la facies analizada y depende fundamentalmente de los contenidos de cuarzo, calcita y arcillas de acuerdo a si se trata de una arenisca, fangolita (*mudstone*) o lutita respectivamente. En dichas secciones se reconoce la presencia de niveles muy ricos en calcita bien distinguibles de otros sectores más arcillosos que pertenecen a niveles concrecionales carbonáticos o bien a niveles con *mudstones*. Por otra parte, se observa que otros niveles son muy ricos en óxidos de hierro (goethita y hematita) que conforman concreciones paralelas a la estratificación presentes en la facies (21s).

MUESTRAS ORIENTADAS

En las muestras orientadas se identifica una variedad importante de minerales de arcilla, que incluye illita, interestratificados illita/esmectita (I/S) y clorita/esmectita (Cl/S), clorita, caolinita y eventualmente esmectita. La distribución y abundancia relativa de estas especies minerales presenta escasas variaciones en los perfiles. En las tablas 7.16 y 7.17 se presentan los resultados obtenidos para cada uno de los perfiles analizados.

La illita ha sido identificada en la mayor parte de las muestras analizadas en todas las localidades, en tenores que varían entre abundante y escasa a moderada. (65-85%)

Muestra	facies	argilofacies	Roca Total								Fracción Arcilla												
			Qz	FK	Pl	Arc	Ca	Fap	Goet	Hm	I	Cl	I/S	S/I	Cl/S	Sm	K	IC	IE	CE		Politipos I	
																						1M	1Md
EP 1	(21s)	I ₂	ma	TR	me	e	me				80		10	5	5			0,73	0,34	40	90	a	
EP 2	(21s)	I ₂	ma	TR	me	e					85		5	5	5		TR	0,56	0,40	40	90	a	
EP 3	(21s)	I ₂	ma			e					70	Tr	15	5	10		TR	0,52	0,35	40	70	a	
EP 4	(21s) Fe	I ₂	ma			me			m	e	65		20	10	5			0,62	0,40	40	75	m	
EP 5	(21s)	I ₂	ma	me	me	e					80		10	5	TR	5		0,64	0,28	40	65	m	
EP 6	(21s)	I ₂	ma	me	me	e					65	TR	15	5	5		TR	0,62	0,34	40	70	m	
EP 7	(21s)	I ₂	ma	TR	TR	e	me				85		5	5	5			0,64	0,27	40	70	m	
EP 8	(21s)	I ₂	ma	TR	e	e		m			60		20	10	10			0,75	0,28	35	80	m	e
EP 9	(22) Ca	I ₂	m	me	me	me	ma				70		15	10		5		0,52	0,19	40	70	m	
EP 10	(22) Fe	I ₂	ma	me	me	e					70		20	10	TR			0,87	0,28	30	80		
EP 11	(22)	I ₂	ma	me	TR	e	me				80	TR	5	5	5		5	0,64	0,23	50	80	a	e
EP 12	(22)	I ₂	ma	TR	me	e					85		10	5				0,73	0,32	40	80	m	e

Tabla 7.16. Resultados de difracción de rayos X de muestras de las facies pelíticas de la Fm Olavarría Perfil Cantera el Polvorín.

ma: 50-100%
a: 35-50%
m: 15-35%
e: 5-15%
me: 5-1%
TR: menor a 1%

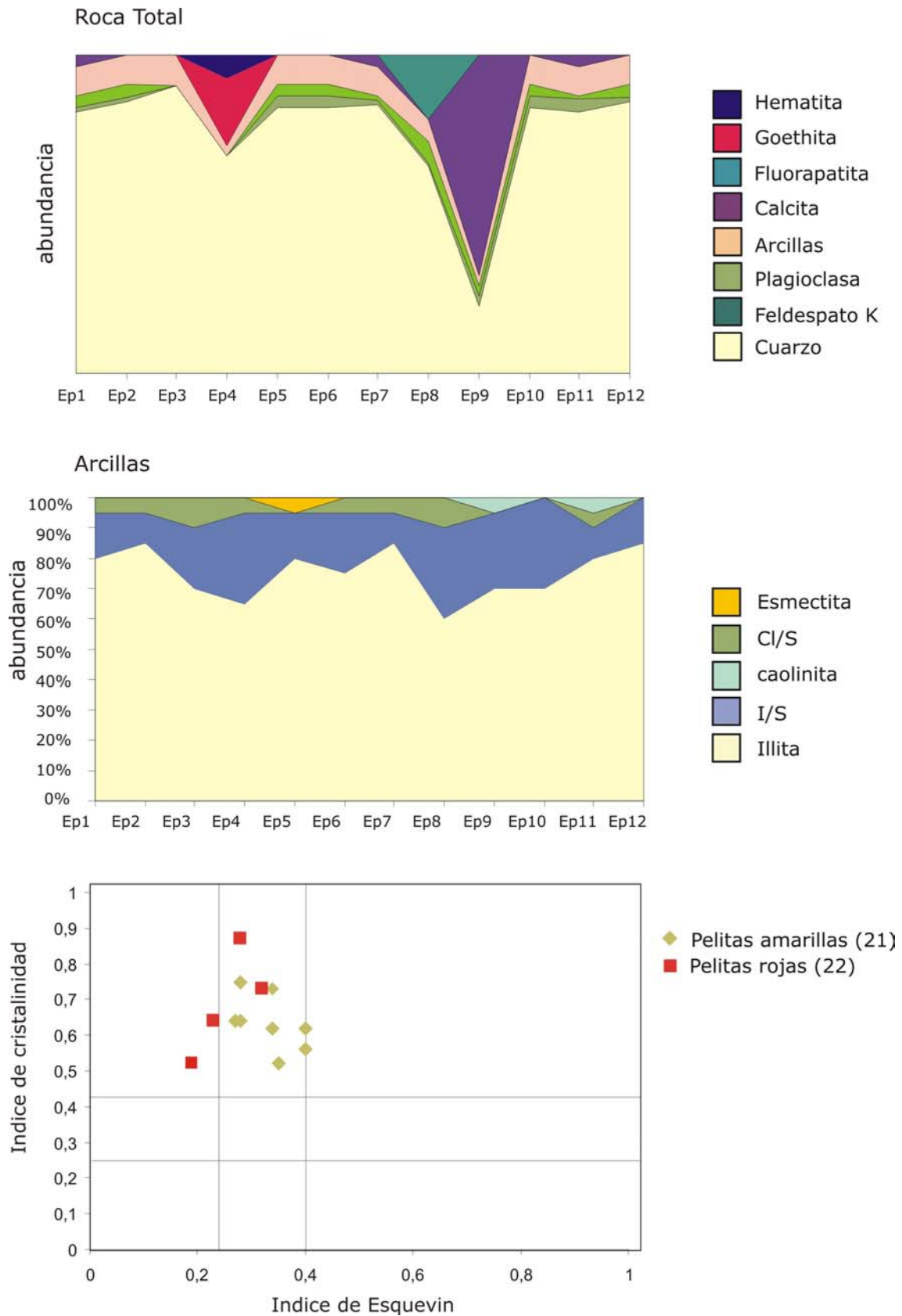


Figura 7.53. Abundancia relativa de ROCA TOTAL y ARCILLAS en muestras del Perfil El Polvorín. En el diagrama de IC vs. IE se diagraman los valores de las muestras de la AFP (facies 21 y 22).

La distribución de los interestratificados illita/esmectita resulta semejante a la de illita, siendo un elemento muy común en algunos sectores de los perfiles analizados y presente prácticamente en todas las muestras. Sin embargo, en los sectores en donde la illita se presenta con picos más altos y agudos su participación es más baja y hasta nula. Los I/S se encuentran entre el 5 y 20% mientras que los S/I entre 5 y 10%.

El interestratificado clorita/esmectita se ha reconocido en algunas muestras en proporciones de escasas a moderadas (0-15%).

La esmectita no resulta un elemento común y registra contenidos entre 0 y 5%.

En cuanto a la caolinita se la suele encontrar en forma escasa (0 a 5%) en la subfacies (21s) y facies (22) en el perfil EP.

Finalmente, la clorita se reconoce únicamente en concentraciones trazas en la facies (21).

Muestra	Facies	argilofacies	Roca Total								Fracción Arcilla											
			Qz	FK	Pl	Arc	Ca	D	Fap	otros	I	Cl	I/S	S/I	Cl/S	Sm	IC	IE	CE		Politipos I	
																			I/S	S/I	1Md	2M1
PG	21i	I ₂	ma		me	e	me	me			70		5	10	15	Tr	0,64	0,40	40	60		
PG 2	21i	I ₂	ma		me	e	e		e		55	Tr	15	10	15	5	0,54	0,41	40	60	a	
PI	21i	I ₂	ma	TR	me	e	e		e		85		5	5	5		0,60	0,27	50	80		
PR a	22	I ₂	ma	me	me	e	me		me		80		10	10	5		0,65	0,23	40	80	a	
PR b	22	I ₂	ma	me	me	e	m	me		me	85		10	5	5		0,65	0,20	40	80	m	
PR c	22	I ₂	ma	me	me	e	e	me		me	70		20	10	TR		0,83	0,25	25	90	m	
PR e	22	I ₂	a	me	me	me	ma	me			65		15	10	5	5	0,58	0,31	20	70	a	
PR f	22	I ₂	a	TR	me	e	ma				80		10	10	Tr	Tr	0,44	0,24	20	50		
PV	22	I ₂	ma			e	e				85		10	5	Tr		0,50	0,29	40	80		

Tabla 7.17. Resultados de difracción de rayos X de muestras de las facies pelíticas de la Fm Olavarría Perfil Cantera Loma Negra S.A.

Referencias Qz: cuarzo; FK: feldespatos potásicos; Pl: plagioclasa; Arc: arcilla; Ca: calcita; D: dolomita; Fap: fluorapatita; Tr: trazas; Sm: esmectita; Cl: clorita; I/S: interestratificado illita – esmectita; Cl/S: interestratificado clorita – esmectita; K: caolinita; Py: pirofilita; I: illita

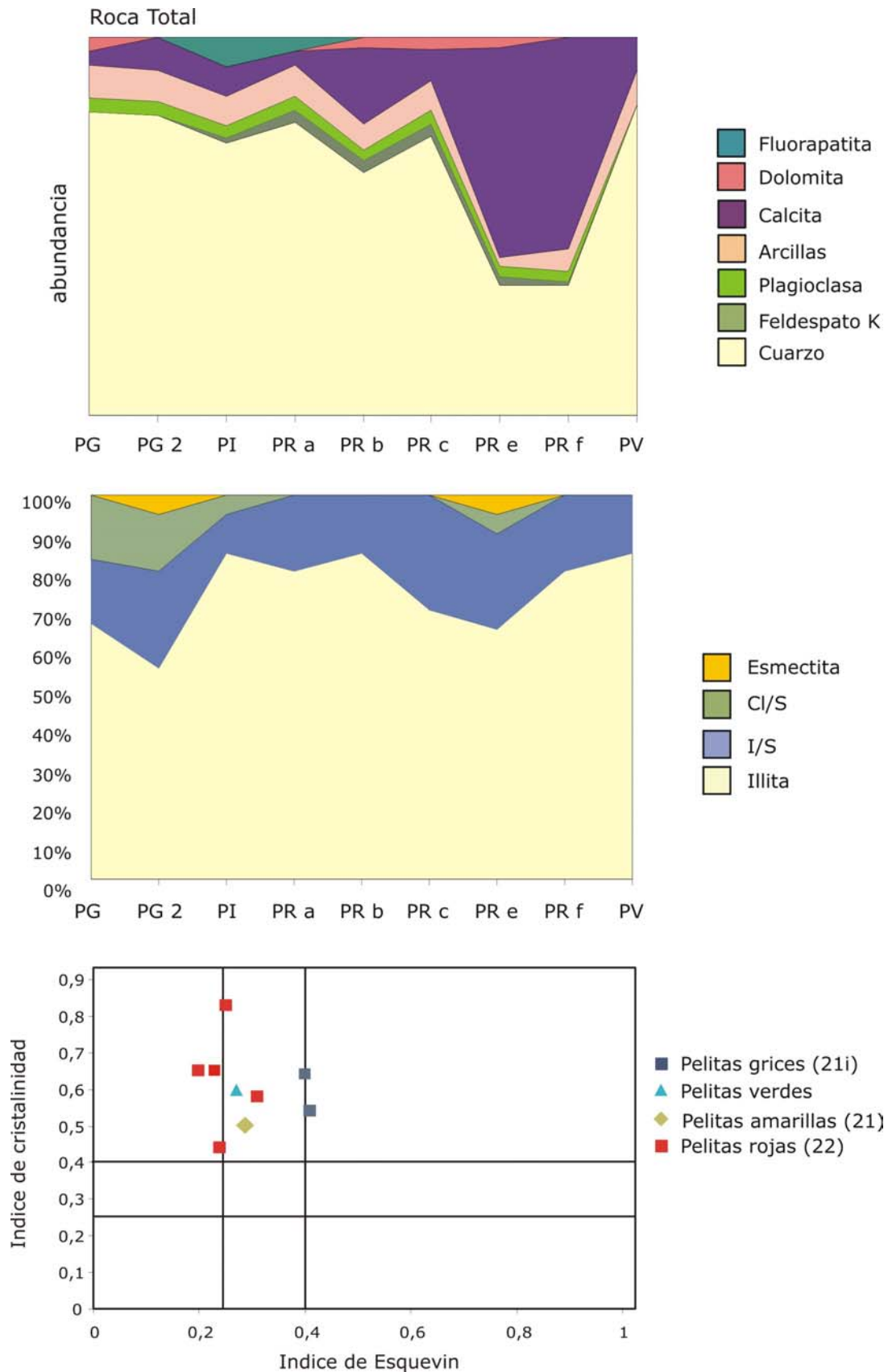


Figura 7.54. Abundancia relativa de roca Total y arcillas en muestras del Perfil cantera San Alfredo. En el diagrama de IC vs. IE se diagraman los valores de las muestras de la AFP (facies 21 y 22).

7.3.4 Mineralogía de la Formación Loma Negra

7.3.4.1 Asociación de facies de mudstones micríticos (VI)

RESULTADOS PRELIMINARES

Poiré (1987) El único mineral detectado por rayos X, ha sido la illita mientras que por microscopía electrónica se ha observado illita y caolinita. Por otra parte, la abundancia de material arcilloso en los mudstones rojizos es relativamente superior a la de los mudstones negros. Vistos en detalle los primeros muestran agregados irregulares de illita, mientras que los negros presentan agregados de illita y laminillas de caolinita de bordes irregulares en forma de libros.

RESULTADOS DE ESTE TRABAJO

A partir de los análisis por difracción de rayos X se estima semicuantitativamente la variabilidad en la composición mineralógica de las facies de mudstones carbonáticos de la Fm. Loma Negra y de las margas de la base de la Fm. Cerro Negro (suprayacente):

a) Difractogramas

Los resultados del estudio mineralógico de la asociación de facies de mudstones micríticos (AFMM VI) a través de análisis de difracción de rayos X corresponden en principio a la lectura de difractogramas de muestras de tipo Roca Total, Residuo y Arcillas. En los que se reconocen los picos principales de los minerales presentes en las mismas, (Figs. 7.55 a 7.58).

La difracción de rayos X ha permitido la determinación semicuantitativa de los minerales presentes en la AFMM (VI), se han realizado determinaciones en los perfiles CASAI, CA2 y CA3, CASAI, y CSA (los cuatro primeros pertenecientes a la cantera Cementos Avellaneda S.A. y el último a la Cantera San Alfredo), (Cuadro 7.5).

La facies de mudstones micríticos rojizos (23) se caracteriza por presentar tenores de calcita muy abundantes aunque algo variables, el cuarzo es de escaso a moderado y las arcillas de escasas a muy escasas. Estas últimas constituidas por illita, I/S, clorita rica en hierro, C/S y esmectita.

La facies de mudstones micríticos negros (24) se caracteriza por la presencia de calcita muy abundante, cuarzo muy escaso a escaso, y arcillas trazas a muy escasas (entre las que se identifican illita e interestratificado illita/esmectita).

Perfil Cantera CASA - Asociación de facies de mudstones micríticos

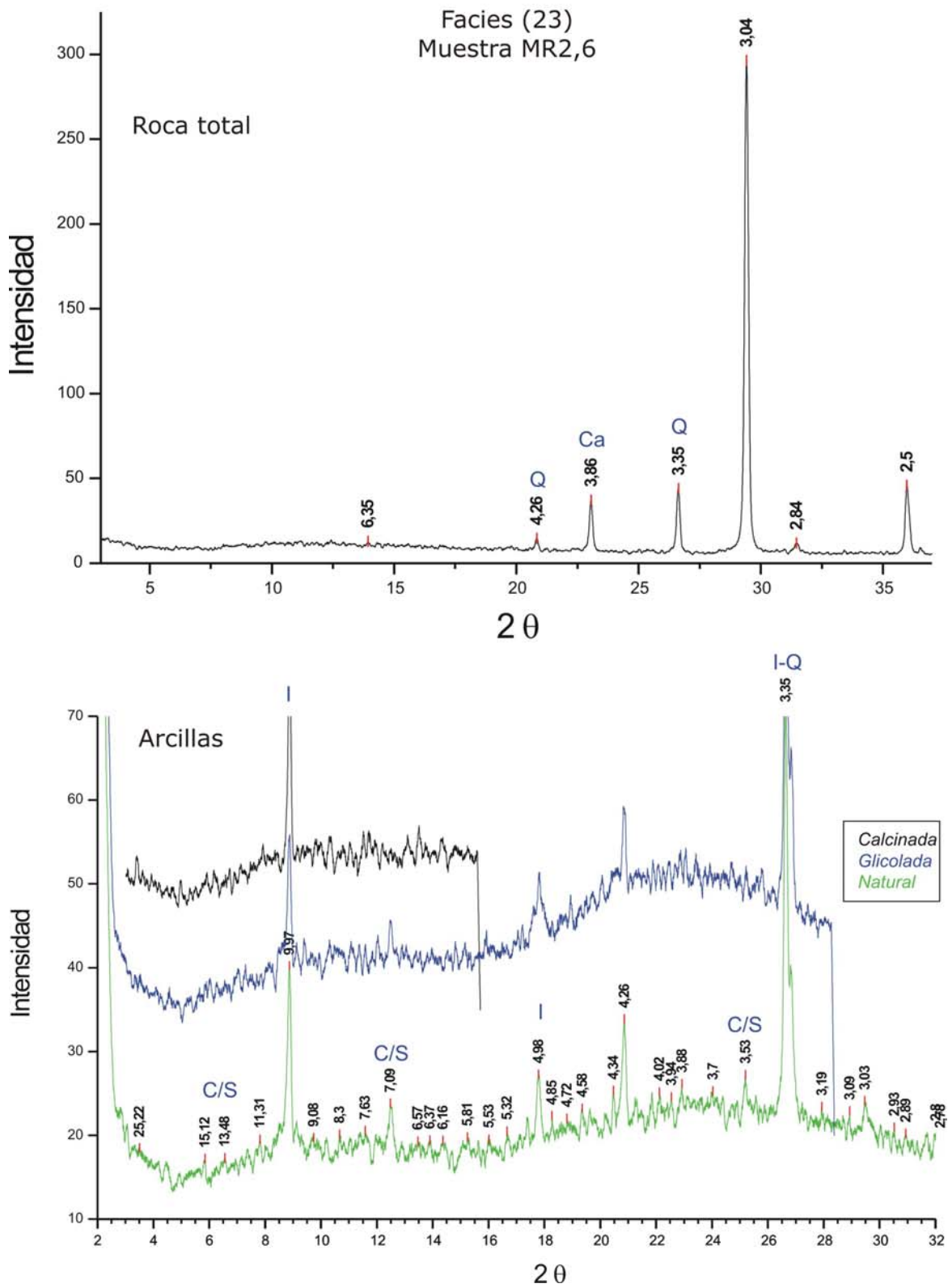


Figura 7.55. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (23), base de la Fm. Loma Negra, Perfil Cantera Cementos Avellaneda S.A.

Perfil Cantera CASA - Asociación de facies de mudstones micríticos

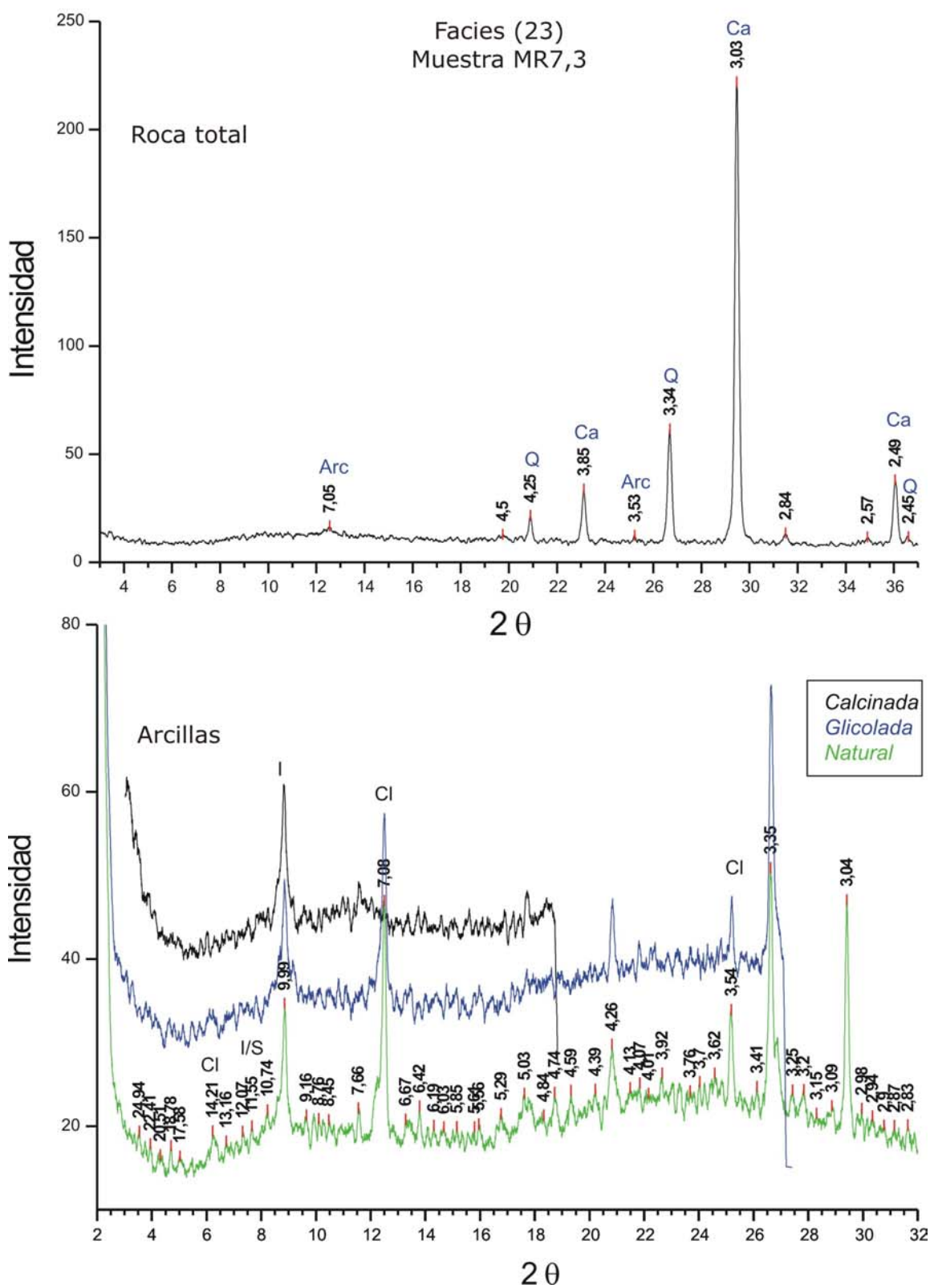


Figura 7.56. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, sector medio de la facies (23) Perfil Cantera Cementos Avellaneda S.A.

Perfil Cantera CASA - Asociación de facies de mudstones micríticos

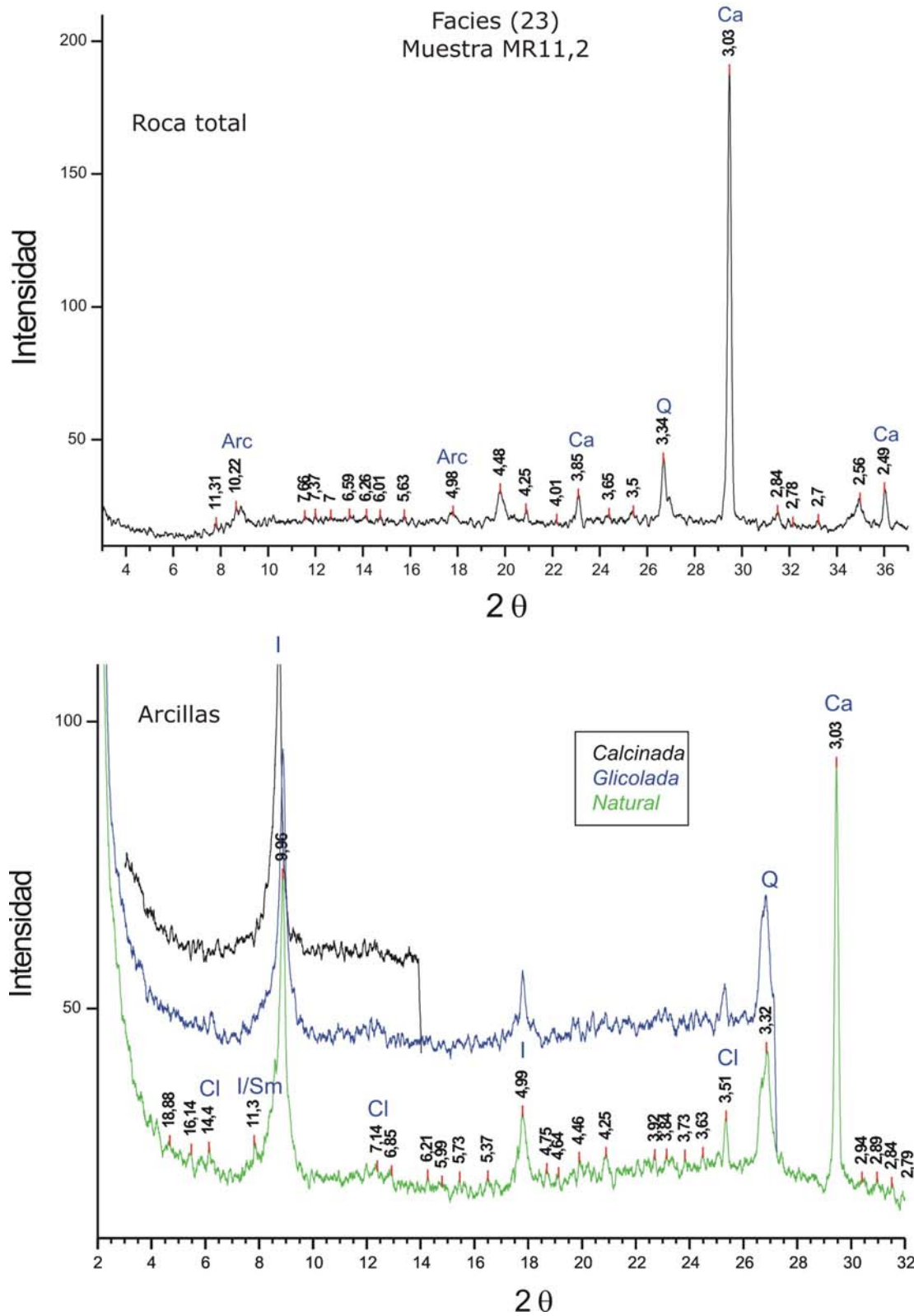


Figura 7.57. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, sector superior de la facies (23) Perfil Cantera Cementos Avellaneda S.A.

Perfil Cantera CASA - Asociación de facies de mudstones micríticos

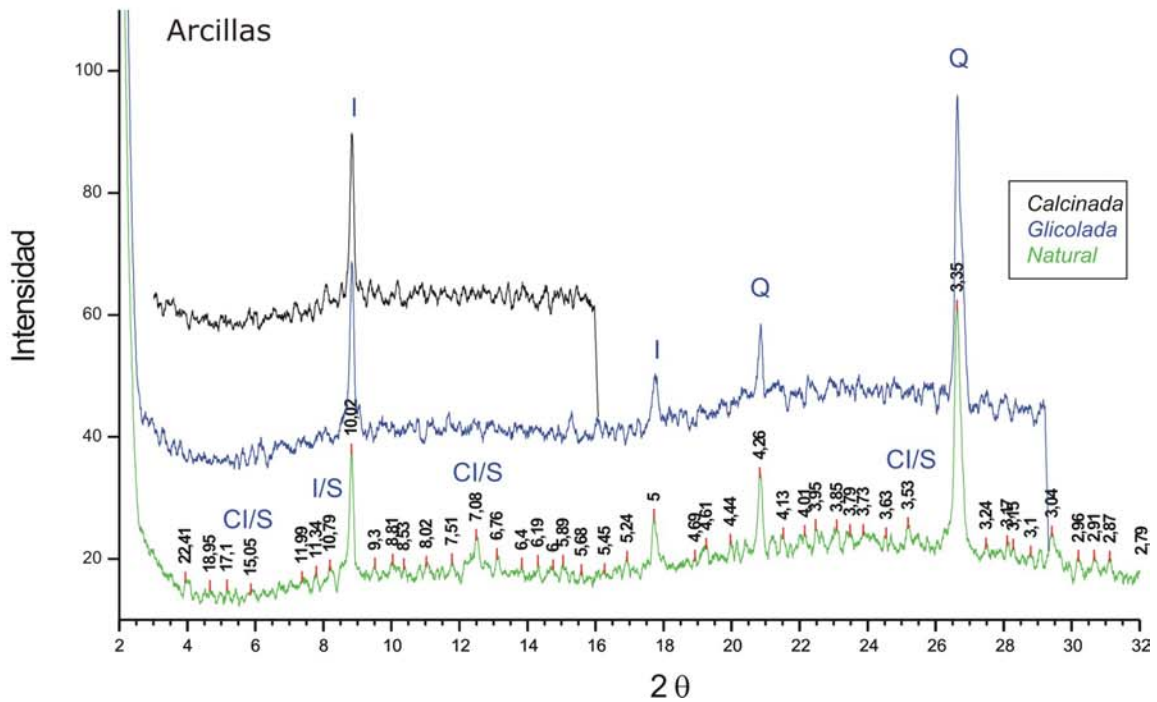
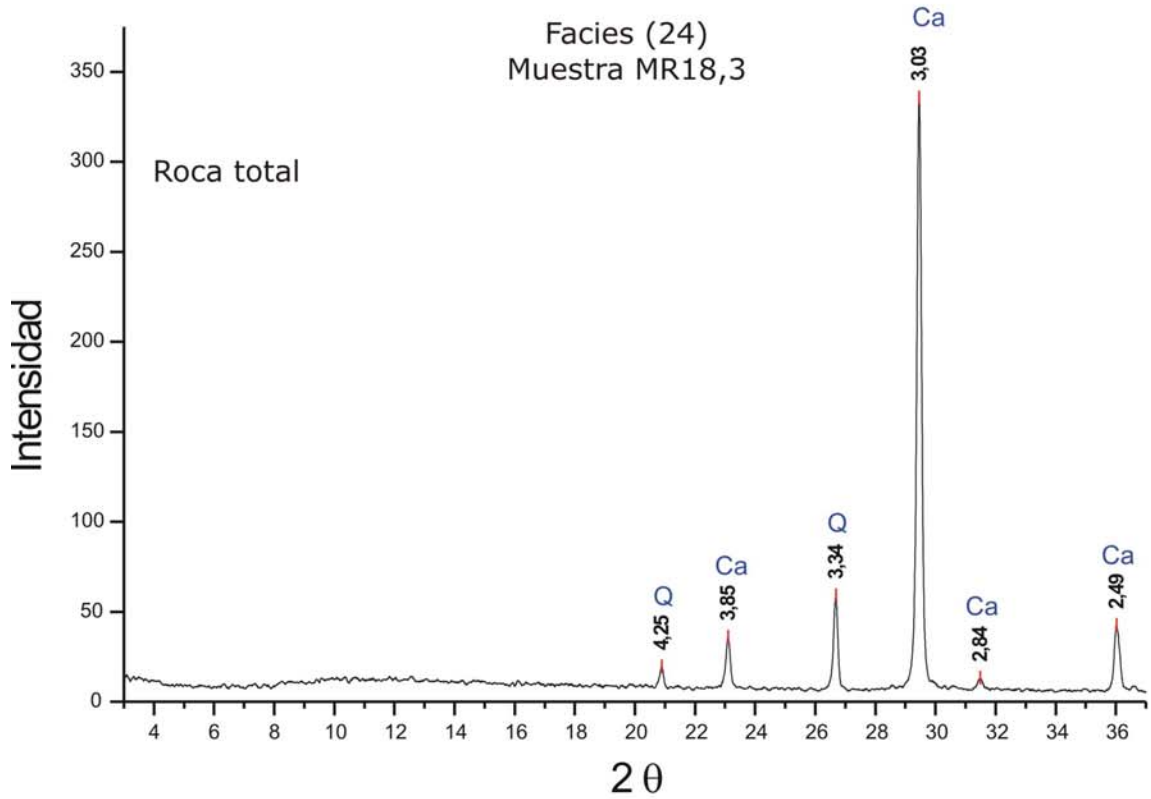


Figura 7.58. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (24) Perfil Cantera Cementos Avellaneda S.A.

Afloramiento - cantera	Facies	DRX Roca Total			Residuo
		calcita %	cuarzo %	arcillas %	% RAI
CASA I	23	ma	e-m	Tr-e	nc
	24	ma	e-m	0-me	nc
CA 2 y CA 3	23	ma	e-m	Me-e	11 a 36
	24	ma	e	me	7 a 9
CASA II	23	ma	e-m	Me-e	17 a 22
	24	ma	e	me	9
CSA	24	ma	Me-e	Tr-me	4 a 9

Cuadro 7.5. Resumen de los resultados obtenidos en la asociación de facies de mudstones micríticos. ma: muy abundante, m: moderado, e: escaso, me: muy escaso y Tr: trazas; nc: no cuantificado

Los análisis de residuo ácido insoluble (RAI obtenidos mediante la disolución de los componentes carbonáticos) en las calizas permiten determinar el porcentaje de material silicoclástico presente en estas rocas el cual varía entre 3,6 y 35,85%. Los mudstones negros exhiben valores notablemente más bajos de material insoluble de alrededor de 7% en promedio, en comparación con los mudstones rojizos que presentan tenores más elevados de 22% en promedio.

Los componentes insolubles identificados por petrografía y DRX en los mudstones micríticos y en los residuos (RAI) son principalmente cuarzo, chert, clorita, illita, óxidos de hierro y pequeños cristales redondeados de circón. Cabe destacar, que algunos componentes de las arcillas o argilominerales son alterados durante el tratamiento con HCl, por lo que no son claramente identificados en el residuo.

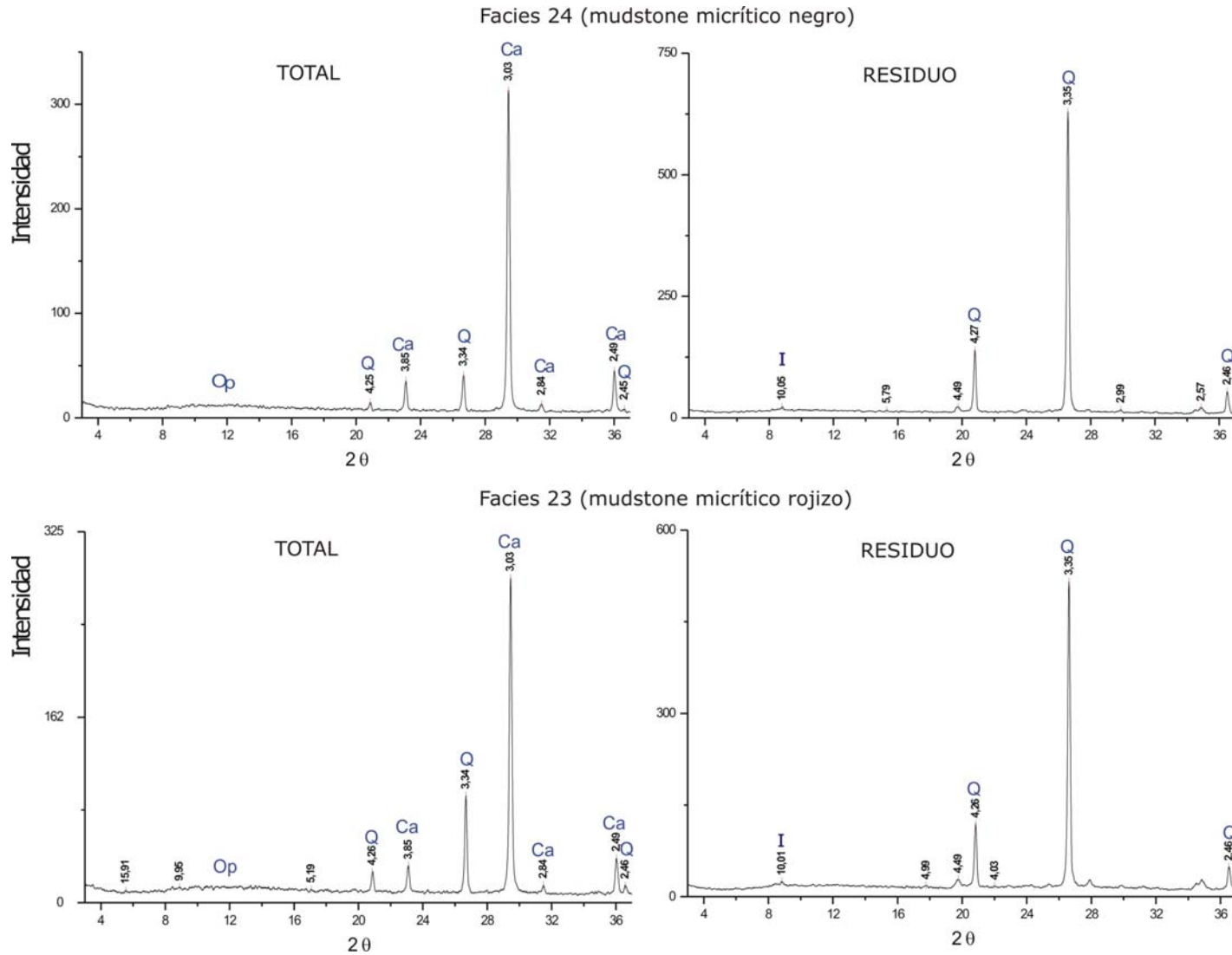


Figura 7.59. Difractogramas de roca Total y residuo de la facies 23 (inferior) y facies 24 (superior).

b) resultados semicuantitativos y variaciones composicionales

Para el ordenamiento de los resultados de los estudios de DRX realizados, en primer término se cuantifican los valores obtenidos en las tablas de composición correspondientes (Tablas 7.18 a 7.20). En este mismo sentido, se presentan en forma paralela los resultados en diagramas porcentuales de Roca Total, Resido y Arcillas acompañados de diagramas IE/IC, (Figs. 7.60 y 7.61).

ROCA TOTAL

En los perfiles analizados para la AFMC se observa cierta homogeneidad en la composición mineralógica de la muestra de roca Total, en donde la variabilidad de las mismas es leve y esencialmente vertical y está dada por la variación en los tenores de sílice, calcita, arcillas y goethita.

Cantera CASA I

En el perfil CASA I, la asociación de facies de mudstones micríticos presenta un contenido de calcita variable aunque siempre es muy abundante, el cuarzo es de escaso a moderado y las arcillas de escasas a trazas. Solo en una muestra se observa un contenido de calcita muy abundante (casi pura) donde no se identifica otros minerales, esta muestra corresponde a un nivel calcítico blanco que se ubica justo en el contacto entre las facies 23 y 24. (Tabla 7.16, Fig. 7.60).

Perfiles CA2 y CA3

En estos perfiles se reconoce un contenido de calcita muy abundante, cuarzo escaso a moderado y arcillas muy escasas a escasas, (tabla 7.19, Fig. 7.61).

Cantera CASA II

Por otra parte, un muestreo realizado al azahar en la Cantera CASA presenta valores de calcita muy abundantes, cuarzo de escaso a moderado y arcillas de muy escasas a escasas (Tabla 7.20).

Cantera San Alfredo, Loma Negra S.A.

Por otra parte, se analizan cuatro muestras de la Cantera San Alfredo, las que en general muestran contenidos de calcita muy abundantes, cuarzo muy escaso a escaso y trazas a escasas arcillas, (Tabla 7.20).

Muestra	Facies	Argilo-facies	Prof. (m)	Roca Total					Fracción Arcilla											
				Qz	FK	Pl	Arc	Ca	I	I/S	Cl(Fe)	Cl/S	S	K	IC	IE	CE	Politipos I		
																		1M	2M1	
PV CL	21s	I ₂	0,5	ma		TR	e	m	60	20	20					0,45	0,24	10	a	
PR CL	22	I ₂	1,5	ma		TR	e		80	15		TR		5	0,62	0,23	30	m	m	
MR 2,6b	23	I ₃	2,5						70	10	10				0,23	0,40	20			
MR 4,0b	23	I ₃	4						80	5				15						
MR 5,8	23	I ₃	6	m			me	ma	90	5	5						10-60			
MR 7,3	23	Cl	7,5	m			me	ma	40	10	45	Tr	5		0,27	0,25	10-30			
MR 7,3b	23	Cl	7,5						40	5	55									
MR 8,0	23	Cl	8	m			me	ma	50	5	45		Tr							
MR 8,5	23	Cl	8,5	m			me	ma	60	5	35	Tr	Tr							
MR 10	23	I ₃	10	m			TR	ma	95	5										
NG 11,6	23	I ₃	11,5	e			e	ma	80	10	10				0,26	0,23	30			
MR 13,0	23	I ₃	13	e			TR	ma	90	10										
MR 13,6	23		13,5	m			TR	ma												
MN 14,1	23	I ₃	14	e			TR	ma	80	20	TR	TR								
NC 14,3	23nc		14,5					ma												
MN 15,4	24		15,5	e				ma												
MN 16,3	24	I ₃	16,5	e			TR	ma	95	5	TR									
MN 17,3	24	I ₃	17,5	e			TR	ma	80	10	10									
MN 18,3	24	I ₃	18,5	e			Tr	ma	80	5	5	5	5		0,18	0,45	nc			
MN 19,4	24		19,5	e				ma												
MN 20,4	24		20,5	e				ma												
MN 22,0	24		22	e			me	ma												
MN 23,0	24		23	e				ma												
MN 24,0	24		24	m			TR	ma												

Tabla 7.18. Resultados de difracción de rayos X Fm Loma Negra, cantera Cementos Avellaneda S.A. (Núcleo Central).

Muestra	facies	Química		Difracción de Rayos X					
		Carbonatos	% RAI	Total			Residuo		
				Calc.	Arg.	Qz	Qz	Arg.	Op.
CA2-3	23	87,65	12,35	ma	me	e	ma	e	e
CA2-4	23	81,25	18,75	ma	me	m	ma	me	e
CA2-5	23	78,05	21,95	ma	me	m	ma	e	e
CA2-6	23	64,15	35,85	ma	e	m	ma	m	e
CA2-7	23	79,45	20,55	ma	me	m	ma	m	e
CA2-8	23	73,45	26,55	ma	e	m	ma	m	e
CA2-9	23	75,8	24,2	ma	e	m	ma	m	e
CA2-10	23	72,02	27,98	ma	e	m	ma	m	e
CA2-11	23	66,05	33,95	ma	e	m	ma	m	e
CA2-12	23	71,45	28,55	ma	e	m	ma	m	e
CA3-2	23	82,65	17,35	ma	me	m	ma	m	e
CA3-3	23	76,75	23,25	ma	me	m	ma	m	e
CA3-4	23	71,5	28,5	ma	e	m	ma	m	e
CA3-5	23	78	22	ma	e	m	ma	m	e
CA3-6	23	89,15	10,85	ma	me	e	ma	e	m
CA3-7	23	82,7	17,3	ma	me	m	ma	m	e
CA3-8	23	82,75	17,25	ma	me	e	ma	e	e
CA3-9	23	76,8	23,2	ma	e	m	ma	e	e
CA3-10	23	82,11	17,89	ma	me	m	ma	e	e
CA3-11	23	66,7	33,3	ma	e	m	ma	m	e
CA2-3	23	75,9	24,1	ma	me	m	ma	m	e
CA3-1	23	87,25	12,75	ma	me	e	ma	e	e
CA2-2	24	90,8	9,2	ma	me	e	ma	e	e
BS	24	92,75	7,25	ma	me	e	ma	m	e

Tabla 7.19. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la asociación de facies de mudstones carbonáticos de la Fm Loma Negra Perfiles CA2 y CA3 cantera Cementos Avellaneda S.A. (Núcleo Central).

Muestra	Cantera	facies	Petrografía					Química		Difracción de Rayos X				
			Calc.	Qz	Chert	Ind.	Arg.	Carbonatos	% RAI	Total			Residuo	
			ma		me	me	e			Calc.	Arg.	Qz	Qz	Arg.
MSA-C	CASA	mr	ma		me	me	e	82,95	17,05	ma	e	m	ma	m
MLE-C	CASA	mr	ma		me	e	e	77,7	22,3	ma	me	m	ma	m
MSA-N	CASA	mn	ma		me	e	e	90,7	9,3	ma	me	e	ma	e
MLE-N	CASA	mn	ma	me	me	me	me	90,85	9,15	ma	me	e	ma	m
LP 0-3	LNSA	mn	ma		me	me	me	93,5	6,5	ma	me	e	ma	m
LP 3-6	LNSA	mn	ma		me	me	me	91,2	8,8	ma	me	e	ma	m
LP 10-13	LNSA	mn	ma		me	me	me	95	5	ma	me	e	ma	e
LP 13-16	LNSA	mn	ma		me	me	me	96,4	3,6	ma	tr	me	ma	m

Tabla 7.20. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la asociación de facies de mudstones carbonáticos de la Fm Loma Negra canteras Cementos Avellaneda S.A. y Loma Negra S.A. (Núcleo Central).

Referencias Qz: cuarzo; FK: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Arc: arcilla; Ca: calcita; D: dolomita; Fap: fluorapatita; Tr: trazas; Sm: esmectita; Cl: clorita; I/S: interestratificado illita – esmectita; Cl/S: interestratificado clorita – esmectita; K: caolinita; Py: pirofilita; I: illita

ma: > 50%

a: 35 a 50%

m: 15 a 35%

e: < 15%

me: < 5%

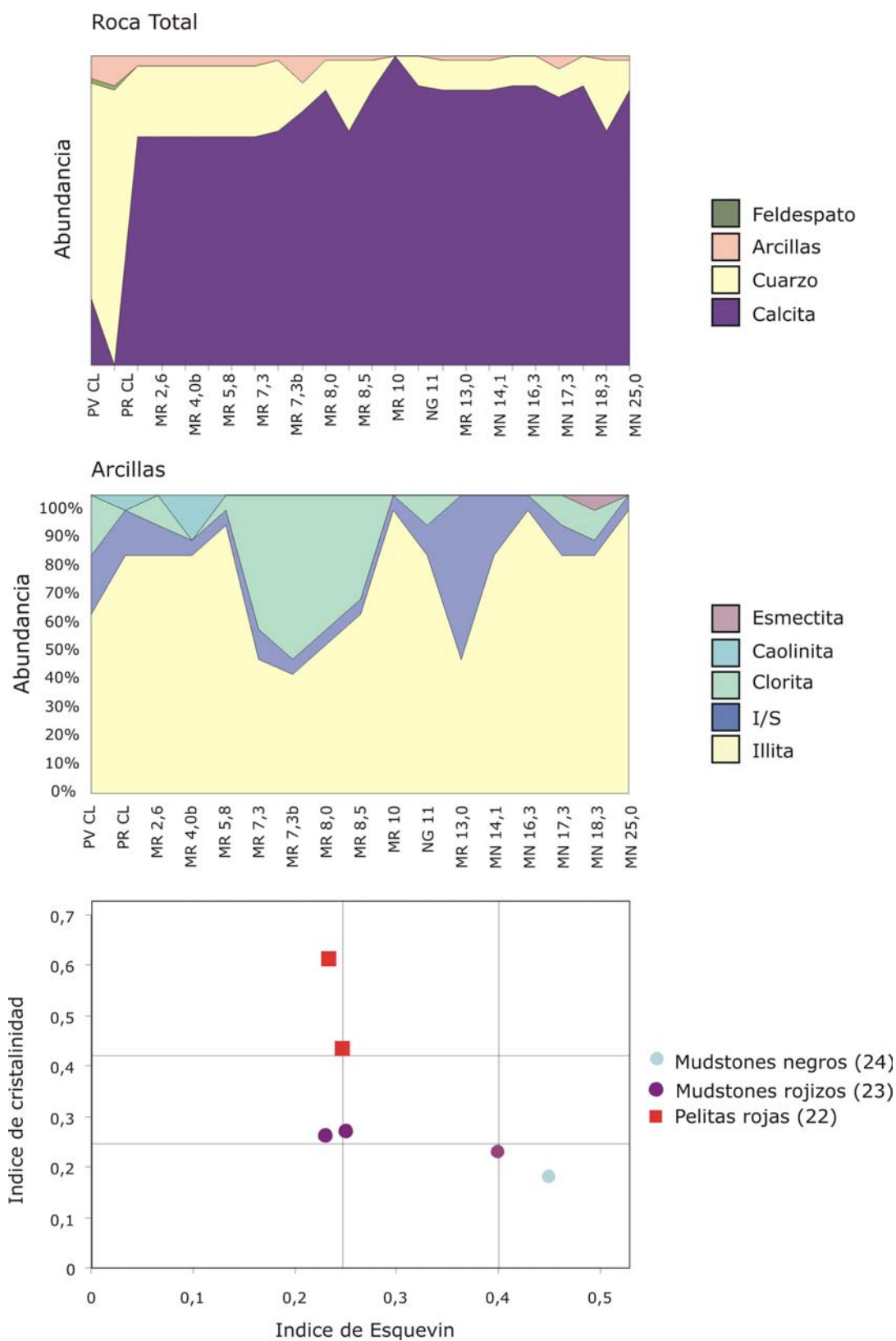


Figura 7.60. Abundancia relativa en Roca Total y de las arcillas en el perfil CASA I. En el diagrama de IE/IC se grafican los valores de las muestras de las facies 22, 23 y 24.

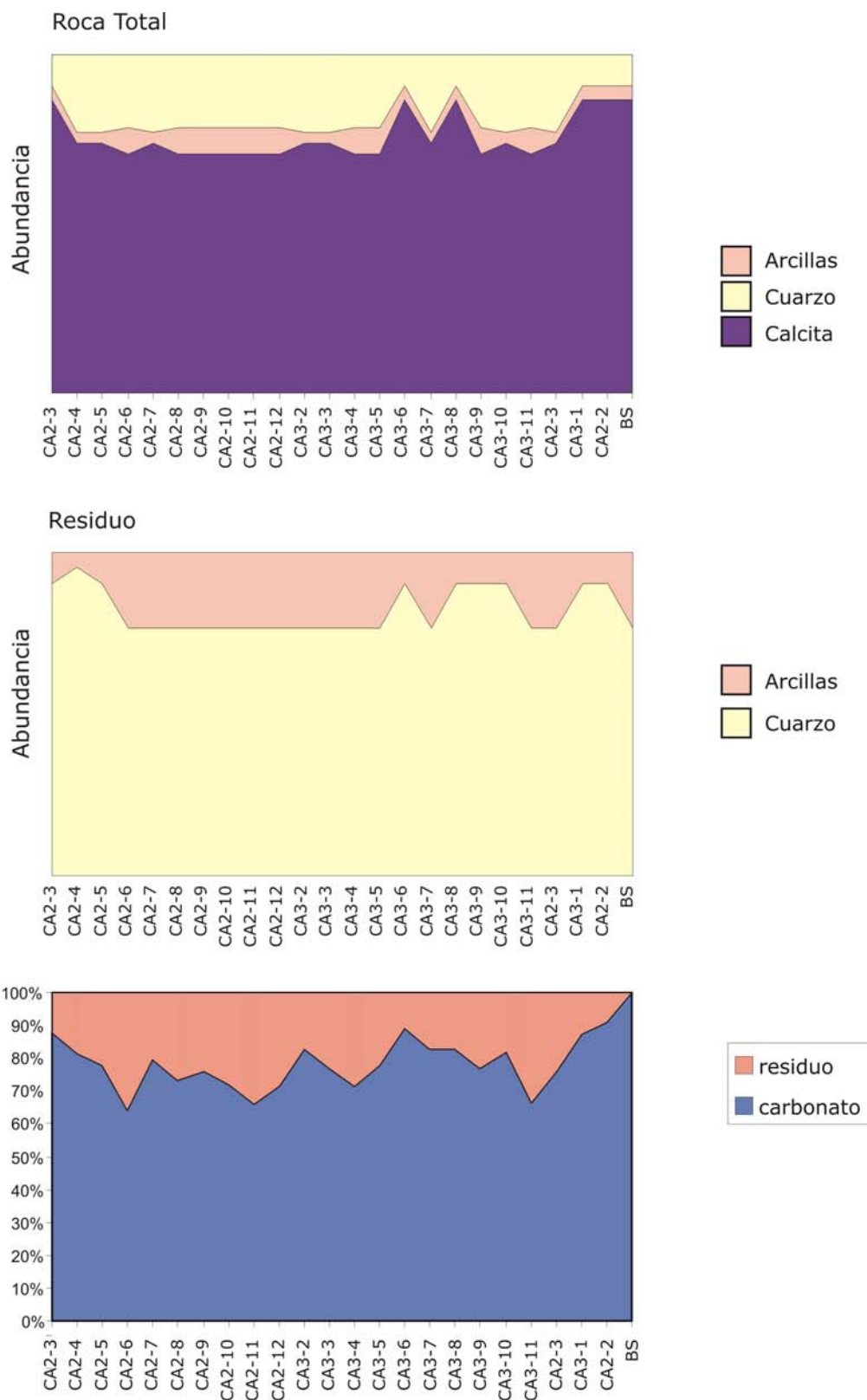


Figura 7.61. Abundancia relativa en Roca Total, roca Total del RAI por DRX. Y abundancia de RAI vs. Carbonatos. Perfiles CA 2 y 3.

Considerando en conjunto los perfiles estudiados, se observa que la distribución de las proporciones relativas de los componentes mineralógicos de la roca Total es en general homogénea y las variaciones encontradas son leves y dependen directamente de la facies analizada. En todas las secciones se reconoce un tramo basal (facies 23) caracterizado por mayor abundancia de cuarzo y arcillas, y menor tenor de calcita, en contraposición de la facies (24) de la porción superior con mayor abundancia de calcita y menor proporción de cuarzo y arcillas. Por otra parte, se identifican sectores más cuarzosos asociados a zonas con silicificación (principalmente asociadas al techo de la formación), y un nivel calcítico ubicado en el límite entre las facies (23) y (24). En general en la AFMM la calcita resulta ser el mineral más abundante (Tablas 7.18 a 7.20, Figs. 7.60 y 7.61).

Este patrón de distribución, caracterizado por un escaso pero progresivo aumento en la proporción de fangos calcáreos en detrimento de los fangos calcáreo-margosos, indicaría un gradual pero continuo decrecimiento en el aporte terrígeno hacia la cuenca el cual, a su vez, habría favorecido el aumento en la productividad carbonática. El mismo estaría en relación al pasaje de un ambiente de rampa a otro de albufera (Poiré, 1987).

RESIDUO ACIDO INSOLUBLE (RAI)

Los valores de Residuo Acido Insoluble (RAI) fueron determinados en los perfiles de las Canteras CASA y CSA. De igual modo, a través de análisis de residuo ácido insoluble (RAI) se ha podido establecer que los valores porcentuales del material silicoclástico (o no carbonático post-disolución con HCl) varían entre 11 y 36% en la facies (23) y entre 4 y 9% en la facies (24).

MUESTRAS ORIENTADAS

Los argilominerales determinados en las muestras orientadas incluyen por orden de abundancia illita, interestratificados illita/esmectita (I/S), clorita rica en hierro, interestratificado clorita/esmectita (Cl/S), esmectita y caolinita. La distribución y abundancia relativa de estas especies minerales depende fundamentalmente de la facies analizada.

Las determinaciones se realizan sobre muestras pertenecientes al perfil de la Cantera CASA. Las cuales presentan tenores de entre TR y escasas de arcillas en la

roca Total. En el resto de las muestras no se analizan dado que los tenores son tan bajos que dificultan los análisis e interpretaciones.

En la facies de mudstones micríticos rojizos (23), los minerales de arcilla encontrados son illita (40 a 95%), interestratificado illita/esmectita (5-55%), interestratificado clorita/esmectita (0-5%) y 0-5% de esmectita, 0-15% caolinita (Tabla 7.18 y Fig. 7.51). El índice de cristalinidad de la illita varía entre 0,20 y 0,25 y el índice de Esquevin se encuentra en un rango entre 0,43 y 0,48 lo que denota su naturaleza aluminosa. La abundancia de capas expansivas en los interestratificados I/S está en el orden del 35-50%.

Mientras que en la facies (24) se reconoce illita muy abundante (entre 80 y 95 %), interestratificado illita/esmectita escaso (5-10%), clorita escasa (0-10), y esmectita muy escasa (0-5). En la misma ha sido posible la determinación de los índices IC e IE.

La illita ha sido identificada en la mayor parte de las muestras analizadas y resulta en general el argilomineral más abundante.

Teniendo en cuenta que en este perfil las facies 23 y 24 se encuentran inmediatamente por encima de las pelitas de la facies 22 y que los IC de la illita calculados en ésta última están en el campo de la diagénesis (Fig. 7.51), se considera a los IC de las facies 23 y 24 de illitas detríticas o hidrotermales, aunque para llegar a la determinación de su origen se deberían realizar otros análisis.

La distribución de los interestratificados illita/esmectita resulta semejante a la de illita, siendo un elemento escaso a moderado y presente tanto en la base como en el techo de la sucesión.

El interestratificado clorita/esmectita se ha reconocido en proporciones bastante escasas.

La esmectita constituye un elemento muy poco común y sólo se observa en proporciones entre trazas y muy escasa.

La caolinita tiene una aparición escasa y asociada a la base de la formación en

la facies (23).

Finalmente, se destaca la presencia de clorita rica en hierro (chamosita) en tenores de trazas a moderados y hasta abundantes.

7.3.5 Mineralogía de la Formación Cerro Negro

RESULTADOS DE ESTE TRABAJO

A partir de los análisis por difracción de rayos X se estima semicuantitativamente la variabilidad en la composición mineralógica de las facies de mudstones margoso-carbonáticos y facies heterolíticas de la Fm Cerro Negro:

a) Difractogramas

Los resultados del estudio mineralógico de la Fm Cerro Negro a través de análisis de difracción de rayos X corresponden en principio al análisis de difractogramas de muestras de tipo Roca Total, Residuo y Arcillas. En los que se reconocen los picos principales de los minerales presentes en las mismas, (Fig. 7.62).

La difracción de rayos X ha permitido la determinación semicuantitativa de los minerales presentes en las facies 26 y 27 de la FCN, se han realizado determinaciones en los siguientes perfiles:

Perfil Cantera CASA

La facies de mudstones margosos (26) se caracteriza por presentar calcita entre abundante y muy abundante, cuarzo moderado a abundante, y arcillas escasas (Tabla 7.21).

La facies heterolítica (27) presenta cuarzo muy abundante, escasas arcillas, feldespatos muy escasos, y muy escasa hematita (Tabla 7.22).

Cabe destacar que en la misma se hallaron numerosos niveles calcítico-arcillosos de color blanquecino ricos en calcita, cuarzo y arcillas. De estas últimas se resalta la abundancia de esmectita asociada a illita y muy escasa caolinita.

b) resultados semicuantitativos y variaciones composicionales

Para el ordenamiento de los resultados de los estudios de DRX realizados, en primer término se cuantifican los valores obtenidos en las tablas de composición correspondientes (Tablas 7.21 a 7.23).

ROCA TOTAL

En los perfiles analizados para la FCN se observa una variación en la composición mineralógica de la muestra Total, de acuerdo a la facies sedimentaria analizada. En las que los componentes que varían son calcita, cuarzo y arcillas.

Perfil Cantera CASA

En el perfil CASA I, la facies 26 se caracteriza por la presencia de calcita de abundante a muy abundante, cuarzo escaso a abundante y arcillas muy escasas a moderadas. (Tabla 7.19).

Muestreo CASA II

Las muestras analizadas en este perfil corresponden a una de la facies 26 y dos de la facies 27. En la primera se observa un contenido de calcita abundante, cuarzo moderado, feldespatos trazas, y arcillas escasas. Mientras que en la facies 27 el cuarzo es muy abundante, feldespato potásico escaso a trazas, plagioclasas de escasas a trazas, arcillas escasas y calcita escasa a moderada. (Tabla 7.22)

Perfil Cantera CASA II

En este perfil la facies (26) presenta valores de calcita entre muy abundante y abundante, cuarzo moderado a abundante y arcillas muy escasas. Mientras que en la facies (27) se reconoce cuarzo muy abundante, arcillas escasas, feldespatos muy escasos y hematita muy escasa. (Tabla 7.23).

Considerando en conjunto los perfiles y muestreos realizados para la FCN, se observa que la facies (26) se caracteriza por la abundancia de calcita, moderada participación de cuarzo y presencia de arcillas escasas. Por otra parte, la facies 27 se caracteriza por la abundancia de cuarzo, escasa a moderada concentración de arcillas, y la participación de feldespatos y hematita, como así también por la ausencia de calcita. En otras palabras, en todas las secciones se reconoce un tramo basal (facies 26) caracterizado por mayor abundancia de calcita y menor tenor de cuarzo, en contraposición a la facies (27) con mayor abundancia de cuarzo y arcillas y prácticamente desprovista de carbonatos.

Por otra parte, se identifican sectores muy ricos en cuarzo, más específicamente, chert asociados a zonas con importante silicificación en la base de la FCN asociada al nivel cárstico (facies 25).

Cantera CASA

Fm. Cerro Negro
Facies 26 (marga)

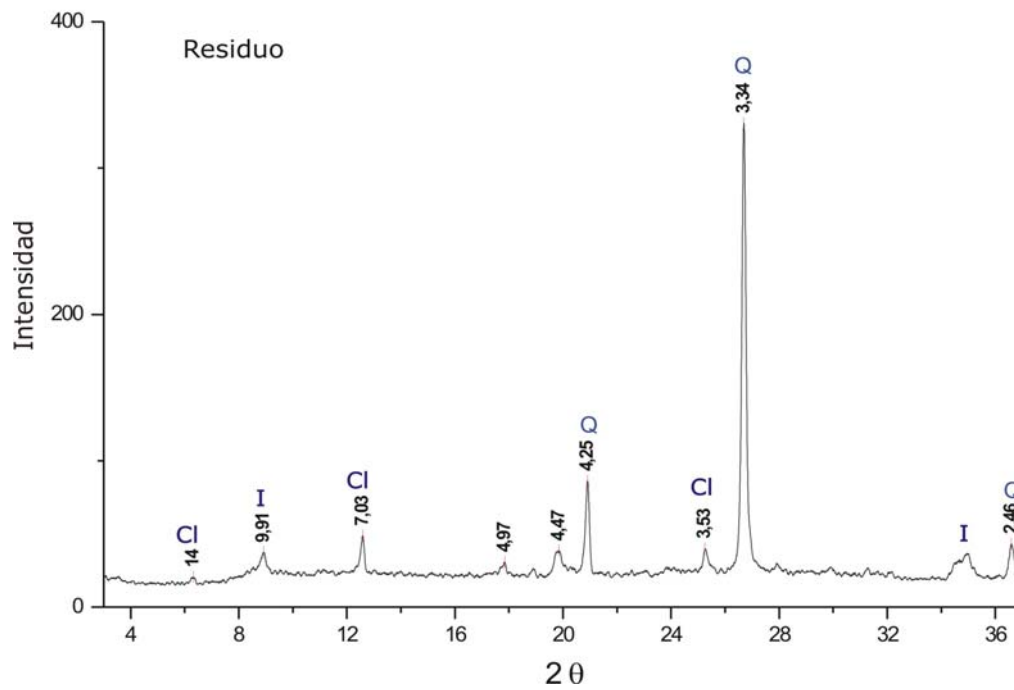
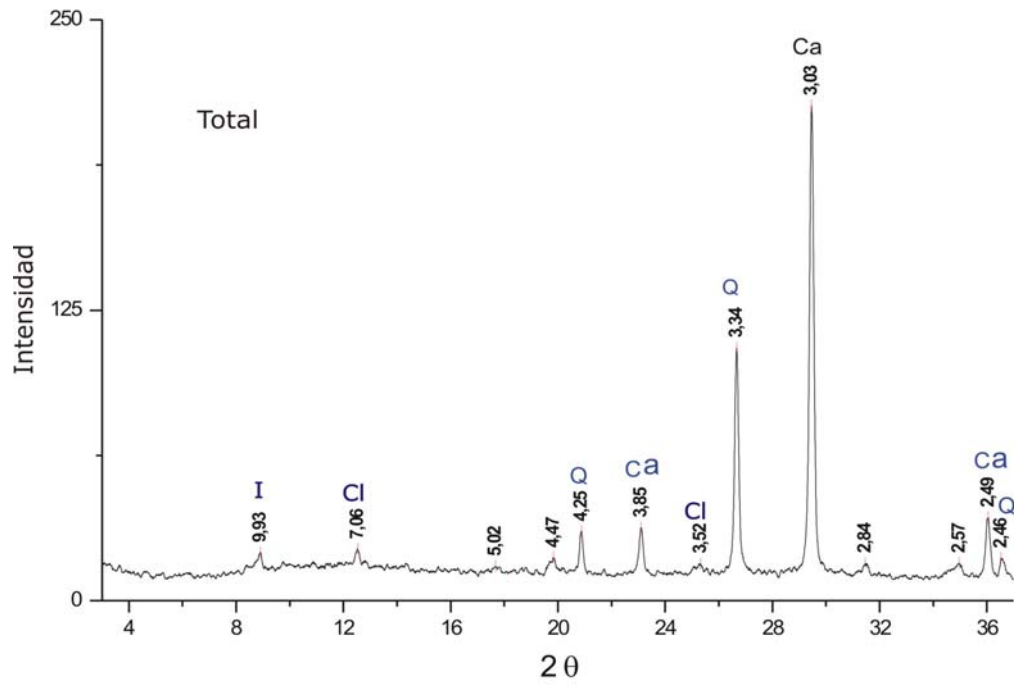


Figura 7.62. Difractogramas de Roca Total y Residuo, facies (26) Perfil Cantera Cementos Avellaneda S.A.

Muestra	Cantera	facies	Petrografía					Química		Difracción de Rayos X				
			Calc.	Qz	Chert	Ind.	Arg.	Carbonatos	% RAI	Total			Residuo	
										Calc.	Arg.	Qz	Qz	Arg.
CN-4	CASA	26	ma	me	e	e	me	75,65	24,35	ma	e	m	ma	m
CN-5	CASA	26	ma	me	e	e	e	74,2	25,8	ma	e	m	ma	m
CN-6	CASA	26	ma	me	e	m	e	50	50	ma	m	m	ma	a
CN-7	CASA	26	ma	me	e	e	e	56	44	a	m	a	ma	a
CN-8	CASA	26	ma	me	e	e	e	70,4	29,6	ma	e	m	ma	m
CN-9	CASA	26	ma	me	e	me	e	80,5	19,5	ma	me	m	ma	e
CN-10	CASA	26	ma	me	e	me	me	82,65	17,35	ma	me	m	ma	m
CN-11	CASA	26	ma	me	e	me	me	84,65	15,35	ma	me	e	ma	m
CN-12	CASA	26	ma	me	e	me	me	83,65	16,35	ma	me	e	ma	m
CN-13	CASA	26	ma	me	e	e	me	84,2	15,8	ma	me	e	ma	m
CN-14	CASA	26	ma	me	e	me	me	84,45	15,55	ma	me	e	ma	m
CN-15	CASA	26	ma	me	m	e	e	59,65	40,35	ma	e	m	ma	a
CN-2	CASA	26	ma	e	e	me	me	81,1	18,9	ma	me	m	ma	m

Tabla 7.21. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la asociación de facies de mudstones carbonáticos y margas de la sección basal de la Fm Cerro Negro cantera Cementos Avellaneda S.A. (Núcleo Central).

Muestra	Facies	Roca Total						Fracción Arcilla							
		Qz	FK	Pl	Arc	Ca	otros	Sm	Cl	I/S	Cl/S	I	K	IC	IE
M4	27	ma	me	e	m	e	-		5		15	70	10	0,40	0,38
M5	26	a-m	Tr	Tr	e	ma	-		Tr	10	5	85		0,43	0,40
M6	27	ma	Tr	Tr	e	m	-			10		90		0,48	0,36

Tabla 7.22. Resultados de difracción de rayos X de muestras de la asociación de facies de mudstones carbonáticos y margas de la sección basal de la Fm Cerro Negro cantera Cementos Avellaneda S.A. (Núcleo Central).

Este patrón de distribución, caracterizado por una progresiva disminución de la proporción de fangos calcáreo-margosos y un aumento en la provisión de fangos silicoclásticos, indicaría un incremento en el aporte terrígeno hacia la cuenca.

RESIDUO ACIDO INSOLUBLE (RAI)

Los análisis del residuo ácido insoluble en los mudstones carbonáticos y margosos de la facies (26) permitieron determinar el porcentaje de material silicoclástico presente en estas rocas el cual varía entre 15 y 50% aproximadamente. Los resultados indican que el material insoluble está constituido esencialmente por cuarzo (entre 62 y 86%) y por arcillas (de 14 a 38%) (Tabla 7.23).

Los componentes insolubles identificados por DRX en los residuos son principalmente cuarzo, *chert*, clorita, illita, e I/S. Cabe destacar que algunos argilominerales suelen alterarse o destruirse durante el tratamiento con HCl.

MUESTRAS ORIENTADAS

Los argilominerales determinados en las muestras orientadas incluyen por orden de abundancia illita, interestratificados illita/esmectita (I/S), interestratificado clorita/esmectita (Cl/S), clorita, y caolinita.

Las determinaciones se realizan sobre escasas muestras de ambas facies 26 y 27 en las cuales se presentan tenores de illita de 70 a 90%, interestratificado I/S entre 0 y 10%, interestratificado C/S entre 0 y 15% y caolinita entre 0 y 10%.

Particularmente, en los niveles calcáreo-arcillosos blanquecinos intercalados en la facies (27), se observa la presencia de illita (55%), I/S (5%), esmectita (30%), C/S (5%) y caolinita (5%), (Fig. 7.63).

Muestra	Química		DRX Roca Total					
	CO3	% RAI	Calc.	Qz+Ch+Op	Arc/M	Pl	FK	Hm
CN 63,5				ma	e	me		me
CN 60,2				ma	e	me		me
CN 58,7				ma	e	me		me
CN 54,3			ma	a	me			
CN 51	59,65	40,35	ma-a	a-ma	me			
CN 47,7			ma	a	me			
CN 47			ma-a	a	me			
CN 45			ma	m	me			
CN 44			ma	m	me			
CN 43								
CN 42			ma	a	me			
CN 41			ma	m	me			
BHCH				ma	e			

Tabla 7.23. Resultados de difracción de rayos X (Laboratorio RAU) de muestras de la asociación de facies de mudstones carbonáticos y margas de la sección basal de la Fm Cerro Negro cantera Cementos Avellaneda S.A. (Núcleo Central).

Cantera Cerro Negro

Fm. Cerro Negro
Facies 27 (nivel arcillita blanca)

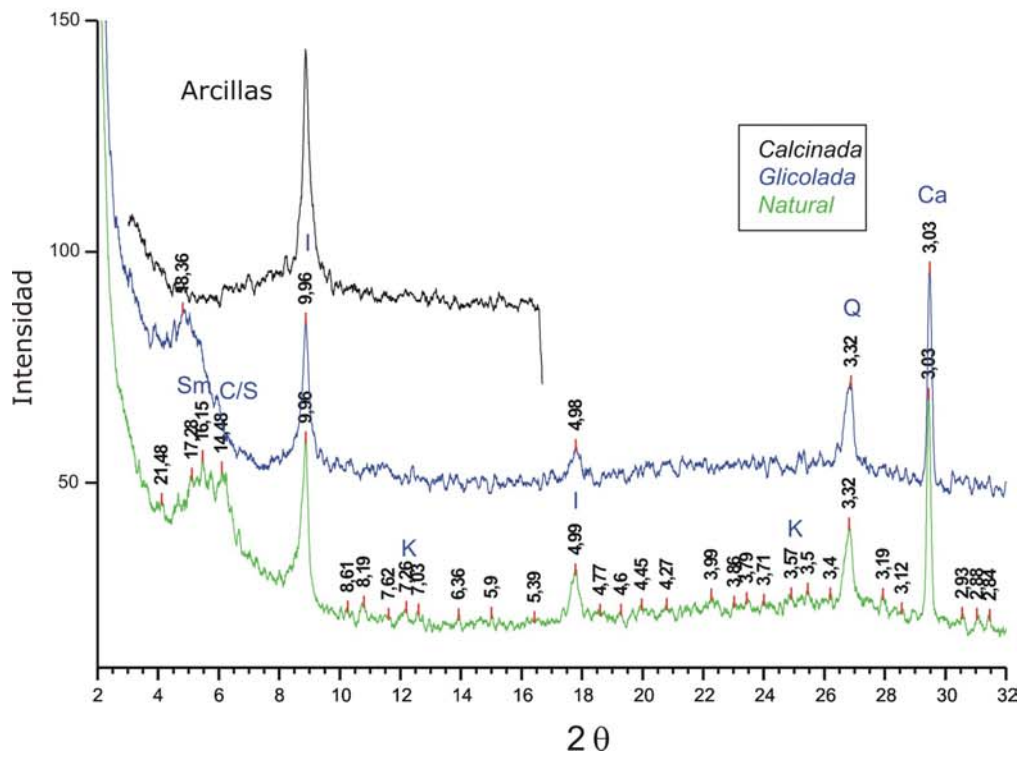
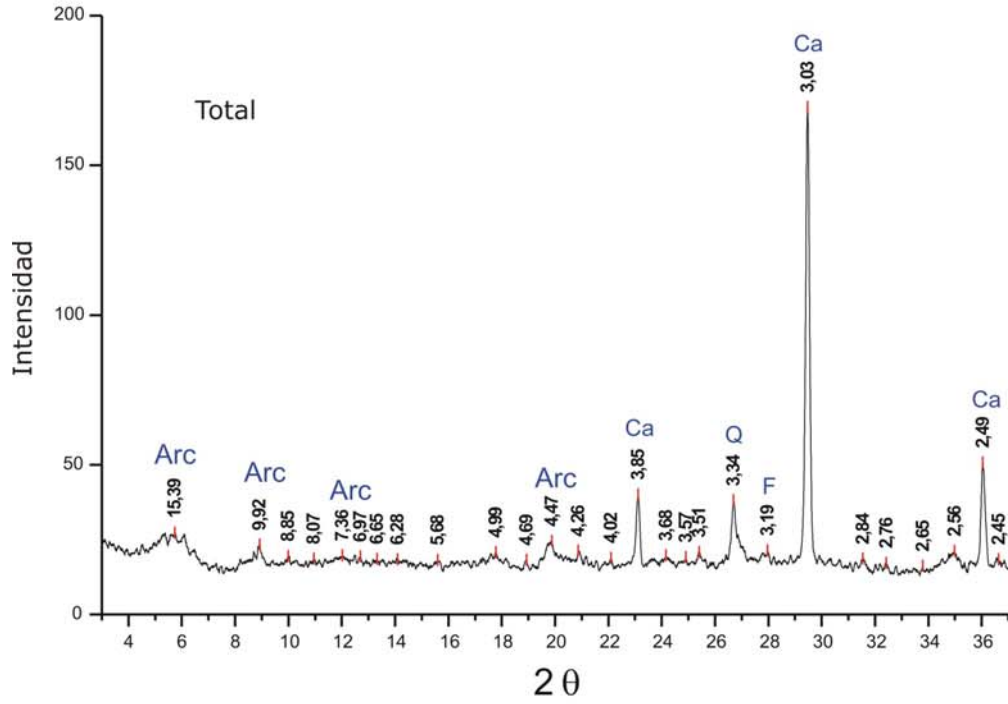


Figura 7.63. Difractogramas de Roca Total y Arcillas, facies (27)
Perfil Cantera Cementos Avellaneda S.A.

La illita ha sido identificada en la mayor parte de las muestras analizadas y resulta en general el argilomineral más abundante.

Los interestratificados illita/esmectita son comunes y se presentan en casi toda la formación.

El interestratificado clorita/esmectita se ha reconocido en proporciones bastante escasas.

La esmectita constituye un elemento poco común y sólo se observa en escasa proporción. Con excepción de los niveles blanquecinos los cuales suelen ser ricos en este argilomineral.

Finalmente, la caolinita tiene una aparición escasa en la facies (27).

7.4 GÉNESIS DE LOS ARGILOMINERALES

7.4.1 Generalidades

Las arcillas se encuentran en diversos ambientes geológicos, superficies de meteorización y suelos, sedimentos marinos y continentales, depósitos volcanoclásticos, dentro del campo geotérmico, como alteración de la roca de caja por intrusión de cuerpos ígneos y fluidos hidrotermales, y en rocas metamórficas de bajo grado. En consecuencia, los argilominerales se forman mayormente a partir de minerales preexistentes, durante la transformación de rocas silicoclásticas, y/o por neomorfismo cuando las rocas se encuentran en contacto con agua, o aire (Galán, 2006).

De acuerdo al ambiente geológico, pueden actuar uno o varios mecanismos simultáneamente. En general, las arcillas son siempre formadas en la superficie de la tierra y a temperaturas no mayores a los 500°C (Fowden, et al. 1984). En forma sintética, se distinguen entre los ambientes relacionados a su formación el sedimentario (detrítico), el pedogenético, el diagenético y el hidrotermal.

A partir del estudio de los argilominerales se pueden hacer inferencias acerca de la composición litológica de la/s zona/s de aporte, de las condiciones de meteorización del área fuente (estrechamente vinculadas al contexto paleoclimático), o bien de las condiciones diagenéticas a las cuales fueron sometidos los depósitos.

El transporte, depositación, enterramiento y diagénesis de los materiales meteorizados usualmente modifican las propiedades fisico-químicas de los argilominerales, y suelen influenciar su transformación a otros argilominerales. Afortunadamente, los argilominerales son particularmente sensibles a las variaciones de P, T y química de ambiente. Y en consecuencia los argilominerales formados en diversos ambientes (bajo condiciones variables de T, P), pueden presentar distintas propiedades. Algunas de esas propiedades particulares dependen directamente de su origen (Galán, 2006).

Durante la transformación, la estructura esencial del silicato del argilomineral

se mantiene prolongadamente, aunque el espacio intercapa suele modificarse debido a las variaciones de la composición de las láminas tetraoctaédricas y octaédricas. Millot (1964) realiza una importante distinción entre procesos de degradación y de agradación durante la transformación de los argilominerales. La conversión de illita a esmectita es un ejemplo de degradación dada por la pérdida de K y otros elementos en la intercapa, mientras que la agradación involucra la adición de estos elementos.

La degradación es característica durante la formación de suelos y superficies de meteorización, mientras que la agradación es mayormente esperada en ambiente de diagénesis de soterramiento.

La alteración hidrotermal, por su parte, es capaz de permitir la neoformación de muchos minerales entre otros los filosilicatos.

En resumen, las arcillas permiten interpretar y comprender procesos geológicos tales como condiciones ambientales de las facies sedimentarias, zonación, correlaciones estratigráficas, rocas madre, alteración meteórica e hidrotermales, diagénesis y metamorfismo de bajo grado (i.e. Weaver, 1960; Keller, 1970; Singer, 1979-1980; Galán, 1982; Henley, 1985; Ortega-Huertas et al., 1991; Knota, 1992; Chamley, 1993; Carretero, 2002, Galán 2006).

7.4.1.1 Arcillas autigénicas – neoformadas

Las arcillas autigénicas suelen reducir el espacio poral y comúnmente están representadas por caolinita y clorita. Tanto las arcillas precipitadas como las de reemplazo poseen características particulares que son evidenciadas por DRX y EDAX. Además, la presencia de cristales bien desarrollados conformando agregados sugiere un origen autigénico para las mismas (Wilson y Pittman, 1977).

En general a profundidades menores a los 1000m predomina la formación de caolinita, mientras que a mayores profundidades se reconoce la clorita con mayor frecuencia (Marco, et al, 1992).

Con respecto a la determinación del origen alogénico o autigénico de las arcillas, Wilson y Pittman (1977) establecen una serie de criterios a tener en cuenta

para prevenir falsas interpretaciones. De esta forma, estos autores indican que los argilominerales alogénicos son originados en forma previa a su depositación y mezclados con la fracción más gruesa durante o inmediatamente después de su depositación. Por otra parte, los componentes autigénicos se generan durante el enterramiento e incluyen tanto formas precipitadas como transformadas (Wilson y Pittman, 1977).

Formas de ocurrencia de los argilominerales en areniscas			
alogénicos		autigénicos	
sindeposicionales	<ul style="list-style-type: none"> - Matriz - Laminas intercaladas - Flóculos - <i>pellets</i> 	<ul style="list-style-type: none"> - Cobertura de poros (<i>coatings</i>) - Rellenos de poros - Reemplazos - Relleno de fracturas y cavidades 	neoformados
Introducidas poco después de la depositación	<ul style="list-style-type: none"> - Residuo infiltrados 	<ul style="list-style-type: none"> - Reemplazo pseudomórfico tanto en alogénicas como autigénicas 	transformación

Cuadro 7.6. Formas de ocurrencia de arcillas y argilominerales. Modificado de Wilson y Pittman, (1977).

Para el caso particular de los argilominerales autigénicos los mismos autores (Wilson y Pittman, 1977) definieron las características composicionales, morfológicas, estructurales, texturales y de distribución de acuerdo a la veracidad y frecuencia que las mismas revisten (Cuadro MM). Según estos autores los argilominerales autigénicos son formados por la precipitación directa a partir de de los fluidos porales (neoformación) ó a través de reacciones entre materiales precursores y los fluidos circulantes (transformación) (Cuadro 7.6).

En este capítulo se introducen únicamente los criterios considerados de mayor utilidad y los más frecuentes en la naturaleza, los cuales son utilizados para indicar el posible origen de los argilominerales reconocidos en el Grupo Sierras Bayas (Cuadro 7.7), mientras que aquellos criterios considerados dudosos no son tomados en consideración. Asimismo, la forma de establecer las características de los argilominerales se realizan sobre la base de análisis petrográficos, de DRX, MEB y en menor medida microsonda electrónica. De las características más sobresalientes de los resultados de DRX en la determinación del origen son la cristalinidad de los

argilominerales, determinación de politipos, índices de cristalinidad y de Esquevin en las illitas.

Wilson y Pittman (1977) reconocieron que de las arcillas autigénicas, la caolinita y dikita suelen ser de las más comunes, las mismas se presentan en general con formas de “platos” pseudo hexagonales apilados dando un aspecto de “librillos”, aunque también se las reconoce como cobertura de poros. Asimismo, estos autores señalan que las cloritas autigénicas son también bastante comunes y suelen presentarse con coloración verde pálido o incoloras al microscopio, formando coberturas de poros, o de cristales idiomórficos individuales, o bien con otras formas típicas como *honeycomb* (curvada) y rosetas.

Criterios para la determinación del origen autigénico de los argilominerales	
composicionales	ausencia de impurezas diferenciación respecto a los componentes alogénicos zonación de color concéntrica
morfológicos	bordes cristalinos definidos proyecciones delicadas ausencia de deformación reemplazos pseudomórficos
estructurales	politipos de baja temperatura (diagénesis <200°C)
texturales	cambio de tamaño de grano tamaño de partícula grande
De distribución	como cobertura de poros (<i>coatings</i>) como relleno de poros como relleno de fracturas ausentes en la diagénesis temprana como cobertura de componentes diagenéticos tempranos con alineamiento radial de las láminas individuales en suturas medias como puentes entre granos

Cuadro 7.7. Criterios para reconocer la presencia de argilominerales autigénicos (Modificado de Wilson y Pittman, 1977).

Para el caso de la illita autigénica, la misma se reconoce microscópicamente por su mayor birrefringencia, la cual puede identificarse como cobertura de poros, formando láminas irregulares de mayor tamaño respecto a otras de origen alogénico y conformando puentes entre granos (similar al cemento carbonático tipo

meñisco), (Wilson y Pittman, 1977).

7.4.2 Ambientes de formación de argilominerales

7.4.2.1 Meteorización

La meteorización es usualmente subaérea e involucra la desintegración física y descomposición química permitiendo la transformación de minerales originales en arcillas. Los factores que controlan la meteorización incluyen a la roca madre, clima, tiempo, topografía y presencia de organismos y de materia orgánica (Galán, 2006). Este mismo autor indica que la meteorización de rocas no-sedimentarias origina comúnmente dos minerales de arcillas, caolinita y esmectita dioctaédrica, y que estas especies son termodinámicamente estables en contacto con aguas porales cerca de la superficie.

La formación de illita y clorita se ve favorecida en climas fríos, mientras que en clima templado frecuentemente se forman vermiculita e interestratificados. En clima tropical y mediterráneo con contraste estacional se favorece la formación de esmectitas, mientras que en clima tropical húmedo se encuentran caolinita junto a óxidos e hidróxidos de Al-Fe (bauxitas) (Galán, 2006).

Sin embargo, se ha mencionado la formación de caolinita en perfiles de meteorización relacionados a clima fríos y hasta glaciares (Chivas y Bird, 1995).

La formación de esmectita en suelos tiene lugar cuando se dan conjuntamente una serie de factores tales como rocas madres básicas, drenaje pobre en relación a una topografía baja, pH elevado, alta producción de sílice y abundancia de cationes básicos (Keller, 1970; Borchardt, 1989, Galán, 2006). Tales condiciones ocurren en diversos climas (templado, frío y hasta tropical). Estas esmectitas consisten fundamentalmente de montmorillonita y beidelita ricas en Fe y son claramente diferentes de aquellas relacionadas a depósitos de bentonitas-S (Galán, 2006). En general las condiciones climáticas necesarias para la formación de esmectita son básicamente opuestas a las que favorecen la formación de caolines.

Galán (2006) ha señalado que la transformación de illita a esmectita parece ser un simple proceso de degradación comúnmente observado en ambiente de

meteorización.

Por otra parte, se entiende que la clorita puede tener un origen heredado o bien por la meteorización de cortezas o formación de suelos. Este silicato laminar es fácilmente meteorizado y transformado en interestratificados regulares de clorita/vermiculita y vermiculita (Proust, 1982; Buurman et al., 1988). La clorita puede también formarse pedogenéticamente por la intercalación de hidróxido-óxidos de Al en esmectitas, versiculitas o minerales interestratificados expandibles preexistentes. La clorita es muy sensible ante la acidificación del medio. En los suelos afectados por lluvia acida la clorita es destruida y la illita se transforma en vermiculita a través de interestratificado illita/vermiculita (Galán, 2006).

La caolinita puede ser neoformada, transformada o heredada en la formación de suelos. En climas tropicales la muscovita y biotita se transforman fácilmente en caolinita en medio ácido. La halloysita aparece frecuentemente en superficies de meteorización como mineral neoformado.

Por su parte la illita puede formarse a partir de la meteorización de rocas graníticas (Nesbit e Young 1989). De esta manera se producen abundantes minerales secundarios como caolines, esmectitas e illitas. Los estudios de paleosuelos señalan que los mismos pueden ser afectados significativamente por metasomatismo potásico, magnesiano, ferroso o sódico en donde la caolinita puede ser convertida en illita o clorita dependiendo de si el medio es potásico o magnesiano respectivamente.

Por otra parte, el interestratificado Vermiculita/esmectita se forma comúnmente durante la meteorización ácida. Luego en el enterramiento este mineral es fácilmente transformado a clorita.

La illita se puede formar por la degradación de muscovita, y luego la degradación de illita puede originar interestratificados I/S.

Los interestratificados illita/esmectita constituyen en general productos de meteorización de regiones templadas y húmedas. La illita y la clorita, en cambio, se originan a partir de la meteorización física de rocas cristalinas en zonas desérticas o en altas latitudes (Scasso y Limarino, 1997).

7.4.2.2 Sedimentación

La distribución típica de arcillas encontradas desde la línea de costa hacia el mar abierto es: caolinita – illita – esmectita.

Algunos minerales formados en ambiente marino pueden ser utilizados como indicadores paleoambientales. Por ejemplo, la glauconita y bertierina son formadas en ambiente marino a partir de arcillas preexistentes (caolinita, esmectita y óxidos de hierro) a temperaturas bajas de alrededor de los 4°C.

Por difusión de iones en el sólido y posterior recristalización la glauconita incorpora K durante dicha reacción. La misma suele depositarse en ambiente calmo (plataformas oceánicas someras) (Galán, 2006).

La glauconitización es similar a la illitización. La misma, involucra una alteración gradual de esmectita rica en Fe neoformada en illita rica en Fe. Este proceso se completa cuando las capas no se expanden más y el contenido de K₂O llega cerca del 9% lo que requiere al menos 1Ma (Odin, 1988).

En resumen, en las cuencas sedimentarias los argilominerales pueden formarse por neoformación, herencia y transformación.

Componentes heredados

Las arcillas detríticas son aquellas que se han formado durante un ciclo sedimentario previo en una zona diferente a la cual se las encuentra, y que posteriormente han sido transportadas hacia una cuenca de sedimentación. En este nuevo medio las arcillas permanecen sin cambios (Chamley, 1989) debido a que están en equilibrio químico con el medio, o bien a que la velocidad de reacción es extremadamente lenta. De esta manera las arcillas detríticas brindan información acerca de la roca fuente.

Dentro de los filosilicatos de origen clástico (heredado) los más comunes son la muscovita, biotita, y clorita, mientras que la caolinita, esmectita y vermiculita son más frecuentes en suelos y superficies de meteorización (Galán, 2006).

7.4.2.3 Diagénesis

En este campo se forman nuevos minerales como: I/S y C/S, clorita, caolinita junto con zeolitas, cuarzo y feldspatos. En general la illita es el producto diagenético más común, y los I/S pueden utilizarse como indicadores de la evolución diagenética de la cuenca sedimentaria (Dudek y Srodon, 2003).

Durante la diagénesis de soterramiento los fangos son convertidos en fangolitas o *mudstones* y luego en lutitas. La velocidad de las reacciones puede verse incrementada en grandes magnitudes ante la presencia de un flujo caliente lo cual convierte rápidamente a la esmectita en muscovita sin fases intermedias (Merriman, 2002) (Fig. 7.64).

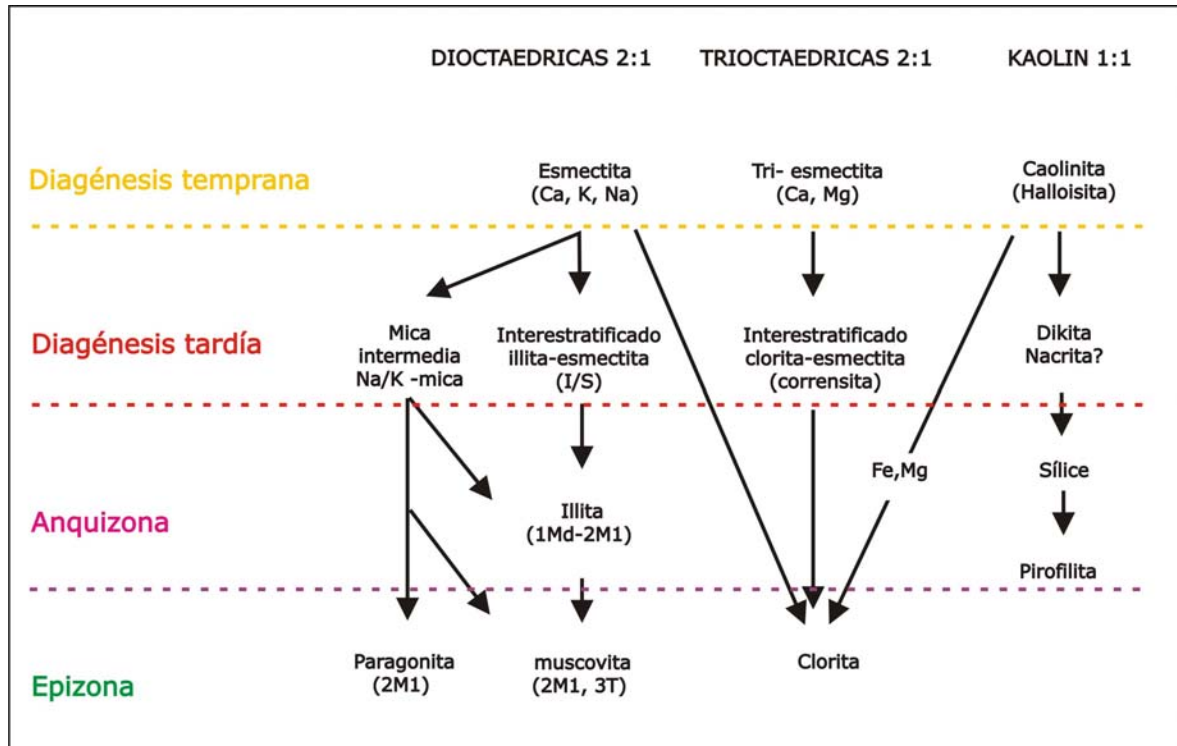


Figura 7.64. Reacciones de los minerales de arcilla observados en las series de *British Lower Paleozoic slate belts*. Modificado de Merriman (2002).

EODIAGÉNESIS

Durante esta etapa los feldspatos se transforman en caolinita. Típicamente la caolinita de origen eogenético presenta hábitos vermiculares o tipo libro. Dentro de los principales argilominerales del ambiente eogenético incluyen además de la

caolinita, a la glauconita, bertierina, verdina, esmectita dioctaédrica y trioctaédrica, I/S, C/S y argilominerales con Mg (paligorskita), (Worden y Morad 2003). Por otra parte, la illita y clorita no se forman en ambiente eogenético y las mismas, si se encuentran en este campo, deben ser consideradas como deposicionales, (Wilson, 1999).

La diagénesis temprana ocurre durante el enterramiento más temprano o somero, dónde por la reacción de las aguas porales se obtienen productos secundarios de la meteorización. Normalmente se concentran esmectita y carbonatos si en el medio hay Mg y Ca disponibles (Worden y Morad 2003).

MESODIAGÉNESIS

Mientras el enterramiento continúa se reconoce el efecto del metasomatismo que produce la neoformación de illita, esmectita y clorita a partir de la caolinita y degradación de feldespatos. Si la reacción se produce en contacto con agua de mar (con alta relación Na/K y Mg/K) se produce un metasomatismo con Na y Mg el cual resulta en la formación de albita y clorita a partir de feldespatos alterados y arcillas (Worden y Morad 2003).

En contraste, el metasomatismo potásico se verá favorecido en ambientes continentales. Cabe remarcar, que el mismo es un fenómeno muy común durante la diagénesis que involucra la conversión de caolines (producidos como relictos de la meteorización) en illita mediante la reacción con el K de las aguas porales circundantes (Fedo, et al, 1995).

Durante la mesogénesis los productos de la eogénesis como caolinita, bertierina y esmectita son reemplazados por dikita, illita y clorita. En el enterramiento a profundidades entre los 3 y 4,5km (90-130°C), la caolinita eogenética remanente se disuelve y reprecipita como cristales *bloky* de dikita (Worden y Morad, 2003).

Según estos autores, la transformación de caolinita a illita prevalece a temperaturas por encima de los 70°C y se completa alrededor de los 130°C. Durante esta reacción el cemento de cuarzo es un subproducto muy común el cual suele precipitar como crecimientos secundarios en areniscas. La illitización de la caolinita requiere de un flujo de K externo.

Otros autores, como Lanson et al, (2002), sugieren que la caolinita es un argilomineral que precipita directamente en los poros de areniscas. Y que la misma se transforma en illita o dikita a temperaturas de 120-140°C.

La evolución de las arcillas dioctaédricas durante la diagénesis está dada por la transformación de esmectita a interestratificado illita/esmectita desordenado ó S/I, que pasa a I/S ordenado y donde la proporción de illita aumenta con el enterramiento (Worden y Morad, 2003).

Wilson y Morad (2003) señalan que la cloritización de la esmectita es un proceso de disolución-reprecipitación que ocurre progresivamente durante el enterramiento e involucra la formación de una fase intermedia de interestratificado clorita/esmectita (C/S) el cual es también llamada corrensita cuando se trata de la variedad de ordenamiento regular. La cloritización de la corrensita está asociada a pérdida de Mg e incorporación de Fe, lo que resulta en la formación de clorita rica en Fe. De la misma manera, Merriman (2002) indica que en forma contemporánea a la transformación de esmectita en illita, se puede formar clorita a partir de esmectita por pérdida de Fe y Mg, o también a partir de la caolinita por difusión de Fe y Mg en la estructura.

En el último estadio de la diagénesis donde comienza el metamorfismo (anquimetamorfismo) todos los interestratificados y la caolinita son destruidas y se forman illita-clorita, con pirofilita, biotita y paragonita (Galán, 2006).

TELODIAGÉNESIS

Los procesos telogenéticos suelen ser más importantes en los primeros metros de la sucesión, y ocurren en la etapa posterior al levantamiento tectónico. Los cambios que se producen durante esta etapa incluyen la alteración de feldespatos a arcillas, oxidación de cementos ferruginosos y disolución de calcita, dolomita y sulfatos. Los procesos telogenéticos han sido reportados como los responsables de la generación de caolinita en algunas secuencias (Ketzer et al, 2003).

En reglas generales, las transformaciones observadas durante la diagénesis, producen en ocasiones una completa redistribución química y mineralógica de los componentes originales, mediante distintas reacciones que llevan a la formación de

arcillas autigénicas, como clorita, chamosita, glauconita, esmectita-illita (Cuadro 7.8) (Scasso y Limarino, 1997).

7.4.2.4 Hidrotermal

Los sistemas hidrotermales originan la formación de diferentes argilominerales que varían de acuerdo a la temperatura del fluido. A temperaturas entre los 300-400°C las arcillas encontradas suelen ser sericita o micas, feldespato potásico y clorita, algo muy similar a lo que ocurre en los depósitos de tipo *greissen*. A temperaturas menores se encuentran caolinita e illita asociadas a I/S. Mientras que a temperaturas aún más bajas suelen hallarse esmectita y/o caolinita. La alteración hidrotermal es comúnmente asociada al emplazamiento de venas con baritina a menos de 200°C. La illitización hidrotermal es controlada por la temperatura, disponibilidad de K en el medio y relación fluido/roca, y puede ser considerada como un tipo metasomatismo potásico (Galán, 2006).

Los mecanismos involucrados en la génesis de las arcillas se resumen en el cuadro 7.9 en el mismo se presentan en forma resumida los mecanismos que originan las arcillas y su relación con el ambiente, procesos actuantes y argilominerales resultantes (Fowden et al, 1984). En forma adicional se introducen algunas interpretaciones realizadas en este trabajo (Cuadro 7.9).

Precursor	Mineral neoformado	Estadio diagenético	Tº de la reacción	observaciones
Feldespato alcalino	caolinita	eodiagénesis / telodiagénesis	<~25°C	Libera SiO ₂ , K ⁺ y Na ⁺
Plagioclasa cálcica	caolinita	eodiagénesis / telodiagénesis	<~25°C	Libera Ca ⁺²
Sustrato + agua poral	glauconita	eodiagénesis	<~25°C	Consume Fe ⁺² y K ⁺
Agua poral	caolinita	eodiagénesis / telodiagénesis	<~25°C	Precipita en el espacio poral
esmectita	illita	eodiagénesis / mesodiagénesis avanzada	55-200°C	Libera H ₂ O, SiO ₂ Ca ⁺² Na ⁺ Mg ⁺² , Fe ⁺² consume Al ⁺³ , K ⁺
esmectita	clorita	eodiagénesis / mesodiagénesis avanzada	55-200°C	Libera H ₂ O SiO ₂ Ca ⁺² Na ⁺ Consume Fe ⁺² Fe ⁺³
caolinita	illita	mesodiagénesis	~120-150°C	Libera H ₂ O y H ⁺ /consume SiO ₂ , K ⁺
Caolinita + feldespato K	Illita + cuarzo	mesodiagénesis	~120-150°C	Libera H ₂ O
illita	muscovita	mesodiagénesis	>150°C	Libera H ₂ O SiO ₂ , Mg ⁺² Consume K ⁺

Cuadro 7.8. Algunas reacciones diagenéticas en las arcillas (Modificado de Scasso y Limarino, 1997, antes Bogas, 1992).

Origen	Ambiente	Procesos	Producto	Observaciones
Herencia – detritico = alogénico	sedimentario	Transporte y sedimentación	Esmectita	Océanos y salares
			Caolinita, illita, clorita e interestratificados	
	pedogenético	meteorización	Minerales relícticos	Arcillas residuales
Neomorfismo Transformación = autigénico	Pedogenético	Meteorización (transformación y precipitación)	Caolinita	
			Gibbsite	Buen drenaje
			esmectita	Drenaje pobre
	Diagenético	EoD – soterramiento somero Mesod - Soterramiento profundo Telod- (meteorización)	K, Gl, Sm – I/S, CS	Aumenta la cristalinidad de la I con la profundidad. La caolinita pasa a dikita, illita o clorita.
Dikita, illita, clorita				
K				
Hidrotermal	Calentamiento Local (precipitación y transformación)	I (mica), Pirofilita, K, Sm, baritina	La cristalinidad es muy buena (baja P, alta Tº)	

Cuadro 7.9. Se sintetizan los mecanismos de formación de las arcillas. Resumido en parte de Fowden, et al. (1984), Worden y Morad (2003), Galán (2006), y del presente trabajo.

7.4.3 Regolito o *Gruss*

La meteorización química resulta significativa en la generación de los argilominerales en las rocas del basamento igneo metamórfico (Complejo Buenos Aires). Este proceso sumado a la pseudoestratificación observada en la parte superior dieron lugar a la generación de la facies sedimentaria inicial denominada aquí como facies G o de *gruss* (ver Cap. 4). La caolinita se presenta en algunos niveles con tenores bastante elevados y la misma se ha reconocido en el contacto con el basamento como producto de una alteración argilítica avanzada (AAA) o como producto de la precipitación a partir de fluidos hidrotermales. Asimismo, se reconoce clorita como producto de la meteorización de anfíboles y biotita.

A la caolinita, se le atribuye un origen por hidrólisis de feldespatos potásicos, bajo condiciones de clima tropical a subtropical (Gaucher, 1981, Nesbit y Young 1982).

7.4.4 Grupo Sierras Bayas

El aporte clástico constituye un factor fundamental de control en la composición mineralógica de las argilofacies, fundamentalmente de aquellas cercanas al basamento o con niveles arcillosos por debajo. En el caso particular del Grupo Sierras Bayas, el desarrollo de depósitos silicoclásticos y margosos en algunas de las secciones de la cuenca sedimentaria precámbrica, constituye una evidencia del importante aporte de materiales detríticos desde las áreas continentales circundantes, y por lo tanto de su influencia en la formación de las asociaciones argilíticas definidas.

En este caso de estudio, dado el reducido espesor sedimentario actualmente representado por el Grupo Sierras Bayas (≈ 180 m), se tendería a pensar en que no sería posible advertir reemplazos de I/S a partir de esmectita (2700m) o de I a partir de I/S (+3500m). Sin embargo, tales transformaciones ocurridas durante la diagénesis son claramente representadas en las facies silicoclásticas de la Fm. Villa Mónica (ver Cap.6), por lo que podría asumirse que la sucesión alcanzó una profundidad de soterramiento mucho mayor al espesor observado actualmente, y

que gran parte de la misma habría sido expuesta a uno o más eventos erosivos de gran magnitud. En el mismo sentido, cabe considerar que se relaciona a este sector de la cuenca con uno de los márgenes de la misma, en donde las secuencias son más condensadas que en otros sectores (como por ejemplo lo que ocurre en Uruguay).

A pesar de que en general los componentes autigénicos son referidos a una génesis por enterramiento incluyendo tanto a formas precipitadas como transformadas (Wilson y Pittman, 1977). Se ha visto en el Grupo Sierras Bayas la participación de argilominerales autigénicos o neoformados asociados a procesos con intervención de fluidos hidrotermales, o productos de meteorización intensa.

7.4.4.1 Génesis de los argilominerales de la Formación Villa Mónica

7.4.1.1a Asociación de facies cuarzo arcósicas (AFQA I)

RESULTADOS PREVIOS

Poiré (1987), En estudios precedentes se ha comprobado la presencia de illita y ocasionalmente escasa esmectita. Sobre la base de los índices de cristalinidad y de Esquevin de las illitas estableció dos poblaciones: una de cristalinidad muy buena para la facies de diamictitas y otra de cristalinidad baja para las otras dos facies.

En cambio la mineralogía de la fracción fina de la arcosa residual, nivel de saprolitización del basamento, evidencia la presencia de illita y la eliminación de la clorita que contenía el basamento. La illita de este gruss es aluminica con IE de 0,34 a 0,47, y cristalinidad regular a mala con IC de 0,7 a 1,1.

Los resultados obtenidos para las muestras analizadas indican un carácter aluminoso para las illitas de la Fm. Villa Mónica.

La sericita de las diamictitas es esencialmente detrítica, mientras que las illitas de las facies litorales podrían provenir del gruss o ser producto de la diagénesis posterior.

Por otra parte, Andreis (2001) propone que las sedimentitas de la Fm. Villa Mónica presentan una asociación arcillosa de illita detrítica, caolinita y escasa

esmectita aportadas por la erosión del basamento.

RESULTADOS DE ESTE TRABAJO

En este estudio se sugiere que las arcillas presentes en la AFQA podrían haberse originado por la interacción de varios mecanismos sedimentarios diferentes, reconociéndose tanto componentes heredados como diagenéticos, y otros producidos por ingreso de fluidos hidrotermales (Fig. 7.64).

Argilominerales de origen sedimentario

Dentro de los componentes de origen sedimentario se reconocen, sericita y muscovita, caolinita y clorita detríticas y entre los neoformados durante la diagénesis se han identificado illita autigénica, principalmente por estudios petrográficos (Cap. 6).

Componentes heredados o detríticos

Se reconocen sericita y muscovita detríticas de tamaños variables por petrografía (Cap. 6) los cuales por DRX suelen estar representados por politipos de alta temperatura (2M1). Las mismas suelen estar recristalizadas, con deformación de los planos de clivaje y a veces fracturadas por la compactación durante el enterramiento.

La clorita de las facies basales de la AFQA (I) se atribuye al producto de la degradación de minerales del basamento fundamentalmente anfíboles y biotitas, ya que se ha observado petrográficamente este tipo de alteración en cortes delgados de muestras del basamento y del *gruss* (Ver. Cap. 6). En consecuencia la clorita en este caso sería de origen detrítico aportada por los niveles mencionados.

La caolinita se habría originado a partir de la meteorización de feldespatos del basamento los cuales fueron degradados y transportados hacia las facies basales de la AFQA.

Argilominerales de origen hidrotermal

Los argilominerales asociados a fluidos hidrotermales son illita y pirofilita de muy buena cristalinidad, representadas en la argilofacies Py1. Los politipos de illita

identificados en los niveles con pirofilita de la AFQA, sugieren temperaturas de alrededor de los 300°C. Weaver (1989) señala que una relación de 1/3 de los politipos 2M1/1Md indicaría temperaturas de 310°C. Según sus estudios, la conversión 1M a 2M1 se completa al final de la Anquizona o comienzo de la Epizona, a temperaturas de entre 280 y 360°C. La conversión al politipo 2M1 en ambientes hidrotermales y geotermales ha sido extensamente estudiada en los últimos veinte años; Eberl et al. (1987) en su estudio de la sericita de la Caldera Silverton en Colorado, obtuvieron valores de 322°C para el politipo 2M1, sobre la base de datos isotópicos, (Poiré, et al., 2005).

Componentes diagenéticos

Asimismo, petrográficamente se ha verificado la recristalización (neomorfismo agradacional) de illitas de la matriz asociadas a reemplazo por *chert*. (Cap 6), se estima que dichas transformaciones estarían en relación a una **mesogénesis por enterramiento profundo a temperaturas que superan los 150°C**. Se ha observado el desarrollo de arcillas autigénicas como relleno de fracturas y venas.

La AFQA, no sólo se caracteriza por su elevado contenido de illita e interestratificados illita/esmectita, sino que también muestra evidencias petrográficas de diagénesis de soterramiento. Las observaciones petrográficas de las fangolitas guijosas (facies sedimentaria 3s) indican una homogeneización de la matriz la cual es atribuida a la interacción de fluidos hidrotermales (véase Cap. 6) y no a aporte selectivo de sericita del basamento como se pensaba (Poiré, 1987). Tales procesos han borrado completamente las texturas y estructuras originales de estas facies incluyendo la laminación y/o fisilidad, las cuales son preservadas en niveles infra y suprayacentes a éstos.

En la AFQA, los valores de IC de la illita son agrupados en dos intervalos que varían entre 0,40 y 0,61 y entre 0,17 y 0,32 respectivamente. Los mismos se relacionan directamente a las proporciones de los politipos de illita presentes en las argilofacies. El primer intervalo se reconoce dentro de la argilofacies I1 mientras que el segundo pertenece a la argilofacies I2. En los diagramas IE/IC los valores de IC de la argilofacies I1 corresponden al campo de la diagénesis media a avanzada, mientras que los de la I2 son atribuidos a un calentamiento local producido por acción hidrotermal. Esto ratifica la interpretación de que las argilofacies del sector

septentrional recibieron en parte una contribución detrítica de illita generada en rocas preexistentes, muy probablemente aportadas desde el basamento.

En síntesis, la composición mineralógica de las argilofacies de la AFQA estaría controlada por el aporte detrítico de illita, interestratificados illita/esmectita, y en menor medida de caolinita, clorita y esmectita, como así también por la transformación diagenética de las esmectitas en interestratificados illita/esmectita y en illita durante el sepultamiento de la sucesión y por la neoformación de illita y pirofilita de buena cristalinidad dadas por el aporte de fluidos hidrotermales. Con respecto a los interestratificados I/S se considera a los S/I (con mayor proporción de capas expansivas) relacionados a un proceso de degradación de los I/S en contacto con fluidos meteóricos durante una etapa telogenética.

El estudio de la distribución regional de las asociaciones argilíticas definidas ha permitido reconocer dos ámbitos o zonas (septentrional y centro-sur) caracterizados por el desarrollo de una o varias asociaciones argilíticas.

El ámbito septentrional comprende las sucesiones de las Sierras Bayas, y se caracteriza por el desarrollo de la argilofacies I1. El ámbito centro-sur comprende las secciones de El Polvorín en las cercanías de la localidad de Olavarría y se distingue porque en la misma se desarrollan las argilofacies I2 y Py1.

Por otra parte, se advierte que aún cuando el grado de diagénesis alcanzado por las sucesiones en este ámbito de la cuenca fue significativo, la illita detrítica permaneció estable bajo estas condiciones, sin sufrir cambios de cristalinidad.

En la Argilofacies I1, el porcentaje de capas expansivas resulta un parámetro muy variable, por lo que se analizan por un lado los valores hallados en los I/S (con valores promedio entre 20-40%) y los de los S/I (con valores promedio del 70%). De acuerdo a lo propuesto por Pollastro (1993) estos interestratificados corresponden temperaturas cercanas a los 150°C (I/S) y 70°C (S/I) respectivamente (ver Cuadro 7.1). En consecuencia, se considera que esta unidad habría estado sujeta a una **mesogénesis avanzada** y más tarde, luego de un levantamiento tectónico, se produciría un aumento de las capas expansivas por degradación de los I/S durante un estadio telogenético. En esta argilofacies el

politipo de la illita dominante es el 1M, asociado a temperaturas del campo de la diagénesis.

Por otra parte, en las argilofacies I2 y Py1 los interestratificados I/S se presentan en proporciones de escasas a muy escasas y el porcentaje de capas expansivas en los mismos suele ser menor al 5%. En estas, asimismo, se denota un predominio del politipo 2M1 de la illita relacionado a un origen a altas temperaturas.

7.4.4.1b Asociación de facies dolomítico pelíticas (AFDP II)

Coincidentemente con lo propuesto por Poiré (1987) se podría asignar a la illita un origen diagenético para las pelitas de la facies sedimentaria (9) y un origen mixto detrítico–diagenético para las arcillas de las facies sedimentarias (11) y (12) (interestratificado I/S; interestratificado CI/S). Adicionalmente, se reconoce en una etapa posterior dada por interacción con fluidos meteóricos sobre la facies (10) del techo de la sucesión en donde se reconoce la presencia de escasas caolinita y esmectita.

Tal como se habría observado para la AFQA, la AFDP se caracteriza por su elevado contenido de illita e interestratificados illita/esmectita, en donde también se han encontrado importantes evidencias petrográficas de diagénesis de soterramiento avanzado (Cap. 5B).

En la AFDP, los valores de IC son llamativamente mayores que en las facies sedimentarias basales (0,51) comparadas con las del techo (0,43) los cuales fueron relacionados por Poiré (1987) a orígenes diferentes como se menciona anteriormente. Sin embargo, ambos valores están en el campo de la diagénesis y pueden relacionarse a los politipos de illita identificados en la argilofacies I1.

Por otro lado, se ha reconocido petrográficamente la presencia de poros en la dolomía rellenos de caolinita y/o illita autigénica/s en forma de “plumerillos” sin orientación preferencial (Cap. 5B).

7.4.4.2 Génesis de los argilominerales de la Formación Cerro Largo

Con respecto a la génesis de los argilominerales presentes en la AFPP III se sugiere la interacción de varios mecanismos diferentes, por un lado los sedimentarios, reconociéndose tanto componentes heredados como diagenéticos, y otros generados en una etapa posterior a partir de fluidos hidrotermales y/o meteóricos (Fig. 7.64).

Argilominerales de origen sedimentario

Componentes heredados o detríticos

Dentro de los componentes heredados se reconoce fundamentalmente la illita como constituyente de la matriz, la cual se presenta en algunos casos recristalizada (ver Cap. 6).

Argilominerales de origen hidrotermal

Los argilominerales asociados a neoformación a partir de la intervención de fluidos hidrotermales son pirofilita y caolinita representadas particularmente en el núcleo central en la Cantera El Polvorín. Los politipos de alta temperatura de la illita asociados a estos argilominerales (2M1) indican un ingreso de fluidos hidrotermales como se explicó previamente en la AFQA. En sector de las sierras la argilofacies K-Py presenta valores de IC pertenecientes al campo metamórfico-hidrotermal (0,22-0,27) y de IE con tendencia intermedia a levemente ferromagnesiana (0,28 a 0,39) (cuadro 7.10).

Poiré (1987), ya había mencionado la presencia de pirofilita en la Fm. Cerro Largo en el área de Sierras Bayas a la cual le atribuyó un origen detrítico a partir de un basamento alterado por acción hidrotermal. Por el contrario, en este estudio se propone que la pirofilita se habría originado por acción de fluidos hidrotermales pero *in situ*.

Componentes diagenéticos

EODIAGÉNESIS

La argilofacies G1 se caracteriza por la presencia de glauconita con valores de IC dentro del campo de la diagénesis temprana ó eodiagénesis (0,75-1,25) y de IE de composición alumínica 0,50 a 0,66, con excepción de una muestra con tendencia

ferromagnesiana (0,22), (cuadro 7.5). En cuanto a la génesis de la argilofacies GI es importante mencionar que la glauconitización ocurre esencialmente en la eodiagénesis durante la cual el material original se va enriqueciendo en Fe. Poiré, (1987) explicaba, que para que se produzca esta glauconita debieron existir largos períodos de no depositación (entre 0.1 y 1Ma) para que se desarrollara una glauconitización óptima, y entre 100 y 10000 años, para una esmectita glauconítica inicial.

En cuanto al ambiente, la glauconita se forma en mares abiertos, a profundidades someras de 50 a 500m, con condiciones moderadamente alcalinas (pH 7-8) y levemente reductoras y, además su presencia suelen indicar eventos transgresivos (Poiré, 1987). Cabe considerar que la glauconita es comúnmente definida como una mica férrica hidratada con menos del 5% de capas expandibles. La misma es un caso ideal (glauconita *sensu stricti* de Mc Rac 1972), y no es muy común en la naturaleza, ya que se han encontrado minerales glauconíticos que se apartan de dicha definición (Poiré, 1987).

Para incluir ciertos minerales como las micas glauconíticas en este grupo Odin y Matter (1981) establecieron una familia de minerales glauconíticos que van de un extremo de esmectitas glauconíticas (14 A) a mica glauconítica (10 A).

La presencia de mica glauconítica en esta asociación de facies fue reconocida en base a petrografía y DRX, sin embargo se ha obviado su cuantificación porque la misma comparte los principales picos con los de la illita y los interestratificados I/S y S/I.

Se ha observado que los valores de IC de la argilofacies I-Sm están en el orden de la diagénesis intermedia a baja (0,60 a 0,69) mientras que los de IE indican una naturaleza intermedia a aluminosa (0,46 a 0,57) (Cuadro 7.10), por lo tanto para esta argilofacies se habría originado por una diagénesis de grado bajo.

MESODIAGÉNESIS

En la argilofacies I₁ la presencia de interestratificados I/S indica una génesis relacionada a mesodiagénesis somera a intermedia. En la misma los valores de índice de cristalinidad de la illita (IC) y de Esquevin (IE) se diferencian en dos

grupos, uno en el campo del anquimetamorfismo (IC: 0,30) al que se considera de origen detrítico y otro, de la mayoría, en la diagénesis (0,6-0,85). En general su composición es de intermedia a aluminosa (Cuadro 7.10, Tablas 7.12 a 7.14). Asimismo, en la argilofacies I₁ los valores de IC, y los politipos dominantes (1M) indican para esta un probable origen dentro de la mesodiagénesis de grado bajo a medio.

Asimismo por petrografía se verifica la recristalización (neomorfismo agradacional) de illitas de la matriz asociadas a reemplazo por *chert*, (Cap 6).

Para la argilofacies I-K se observan valores de IC dentro de la mesodiagénesis (0,41-0,54) y de IE intermedia con tendencia aluminosa (0,30-0,50), (cuadro 7.5). Los valores de 40% de CE, los politipos de la illita (1M) y el IC la ubican en la **mesodiagénesis intermedia a temperaturas de alrededor de los 100°C**.

En las argilofacies I₂ e I/S los índices de cristalinidad se encuentran en el campo de la mesodiagénesis media a baja (0,53-0,81) y los IE muestran en general una naturaleza aluminosa (0,34-0,60) salvo por una muestra con tendencia ferromagnesiana (0,22) (Tabla 7.15). La argilofacies I₂ se caracteriza por IC, politipos 1M y CE 30-70% correspondientes a una **mesodiagénesis temprana a media referidas a temperaturas cercanas a los 70 a 100°C**. Mientras que la argilofacies I/S posee IC, %CE 30, politipo 1M de una **mesodiagénesis media a temperaturas de cerca de los 110°C**.

Finalmente, en la argilofacies K el IC está en el orden del campo de la diagénesis intermedia (0,54) y el IE indica una tendencia aluminosa (0,43). Por lo tanto se podría asignar a la misma a una **mesodiagénesis intermedia a temperaturas cercanas a los 100°C**.

TELODIAGÉNESIS

Durante esta etapa los fluidos meteóricos generaron cobertura con alteración argilítica avanzada en las argilofacies que estuvieron en contacto con la superficie o subsuperficiales. Las mismas están representadas en el núcleo sur de las Sierras Bayas en el perfil La Pampita en donde se reconoce a la argilofacies Py-K. Esta se caracteriza por presentar un IC de la illita típico del campo de la diagénesis (0,57) y

un IE de naturaleza muy aluminosa (0,66). Consecuentemente, en este trabajo se propone que la génesis de las argilofacies S/I, Py-K-Sm y I-K podría ser atribuible a una muy intensa alteración argilítica (AAA = alteración argilítica avanzada) que origina una paragénesis de pirofilita, caolinita, esmectita, junto a calcita, hematita. Esa AAA sería producto del ingreso de fluidos meteóricos y/o hidrotermales durante un evento telogenético relacionado a temperaturas superficiales.

Los contenidos de CE en los interestratificados **I/S** refieren una mesodiagénesis media a avanzada para los I/S (entre 120-180°C), por lo que se consideran componentes **heredados**. Se propone por otra parte, de acuerdo a lo propuesto por Pollastro los S/I indicarían temperaturas moderadas a bajas (50-70°C), (1993) (ver Cuadro 7.1). Los interestratificados S/I pueden generarse por un proceso de degradación de illita o I/S asociado a meteorización (post-levantamiento tectónico) en una etapa telogenética.

IC e IE y su relación en las argilofacies de la Fm Cerro Largo

argilofacies	facies	Localidad / perfil	Índices de la illita		origen
			IC	IE	
I ₁	14	El Polvorín (C)	0,30-0,36	0,36-0,40	heredado
		Malegni I (N)	0,50-0,85	0,40-0,47	mesodiagénesis
I-Sm	14s 16	El Polvorín (C)	0,60-0,70	0,46-0,57	telodiagénesis
		Piedra Amarilla (N)		0,35-0,45	
I-K	14i	Malegni I (N)	0,41-0,44	0,50-0,30	mesodiagénesis
GI	15	El Polvorín (C)	0,48-0,75	0,40-0,50	eodiagénesis
		Malegni I	0,80-0,90	0,35-0,66	
Py-K-Sm	16	La Pampita (S)	0,57	0,62	heredado / telodiagénesis (aaa)
K-Py		El Polvorín (C)	0,27-0,35	0,23-0,39	hidrotermal
I ₂ I/S	17	Abra Tres Lomas (N)	0,53-0,81	0,22-0,60	mesodiagénesis
	19				
K	20	Abra Tres Lomas (N)	0,54	0,43	mesodiagénesis

Cuadro 7.10. Se resumen los resultados de IC e IE encontrados en las argilofacies pertenecientes a la Formación Cerro Largo. Referencias: C: núcleo central, N: núcleo norte y S: núcleo sur. Al: aluminosa, Fe-Mg: ferromagnésiana, ½ intermedia.

En la AFQ IV Poiré (1987), Siguiendo los criterios de Wilson y Pittam (1977) para distinguir arcillas autigénicas de alogénicas, indica que la buena cristalinidad, la composición diferente de la asociación de argilominerales detríticos, la disposición perpendicular de las laminillas contra los granos de cuarzo y el tamaño de los cristales, apuntan hacia un desarrollo autigénico de la caolinita presente en esta AFQ IV.

Los politipos de illita de la AFQ 1M y 1Md se consideran de origen sedimentario (diagenético) mientras que el 2M1 correspondería a un componente heredado metamórfico, o hidrotermal.

7.4.4.3 Génesis de los argilominerales de la Formación Olavarría (AFP V)

RESULTADOS DE ESTE TRABAJO

Dada la homogeneidad de la distribución de los argilominerales presentes en esta sucesión, no ha sido necesaria su clasificación en argilofacies o asociaciones argilíticas y por sus características composicionales se incluyen en la argilofacies I₂ descrita en la AFQ IV.

Argilominerales de origen sedimentario

Componentes heredados o detríticos

La presencia de illita de politipo 2M1 se encuentra en proporciones de ausentes a escasas. En este caso la illita se vincula a un origen heredado constituyendo un componente detrítico.

Componentes diagenéticos

MESODIAGÉNESIS

Dentro de los politipos de la illita, se observa que en general predominan los 1M y 1Md en proporciones de moderadas a abundantes y se considera a estos de origen sedimentario (diagenético) (Fig. 7.64).

Los índices de cristalinidad de la illita varían entre 0,52 y 0,87 por lo que estas muestras pelíticas se ubican en el campo de la mesodiagénesis temprana a media. Mientras que el IE indica una composición entre intermedia y aluminosa para las mismas (Figs. 7.53 y 7.54).

En el mismo sentido, considerando el porcentaje de capas expansivas presente en los I/S (35-50%) se ubicaría a esta asociación de facies en el campo de la mesodiagénesis de acuerdo a lo propuesto por Pollastro (1993) a una temperatura cercana a los 100°C (ver Cuadro 7.1).

TELODIAGÉNESIS

Por otra parte, el porcentaje de capas expansivas calculado en los interestratificados illita/esmectita de los S/I se encuentra entre el 60 y 90% para las muestras de la asociación de facies pelíticas, lo que indica un origen diferencial mesogenético temprano y telogenético, respectivamente, en el segundo caso a partir de la degradación de los I/S.

Cabe destacar que Zalba et al. (2007) dieron a conocer un evento telogenético en la Fm. Las Aguilas, en el área de Barker, al cual le asignan una edad pérmica obtenida de un dato K-Ar en cristales de alunita (254 ± 7 Ma). De acuerdo a lo propuesto por Poiré y Spalletti (2005) la Fm. Las Aguilas sería el equivalente a la Fm. Olavarría (en el área de Olavarría).

7.4.4.4 Génesis de los argilominerales de la Formación Loma Negra (AFMM VI)

En las arcillas presentes en la AFMM de Fm. Loma Negra podrían haberse originado por la interacción de por lo menos dos mecanismos sedimentarios diferentes, encontrando componentes tanto heredados como diagenéticos, y otros telogenéticos en relación al ingreso de fluidos meteóricos (Fig. 7.64).

Argilominerales de origen sedimentario

Componentes heredados o detríticos

Dentro de los componentes heredados se reconoce fundamentalmente illita como constituyente intersticial y o residual en los planos de las estilolitas, la cual se presenta en algunos casos recristalizada (ver Cap. 5C).

El índice de cristalinidad de la illita varía entre 0,20 y 0,25 (dentro del campo metamórfico) por lo que se considera un componente heredado, y el índice de

Esquevin se encuentra en un rango entre 0,43 y 0,48 lo que denota su naturaleza aluminosa.

Componentes diagenéticos

MESODIAGÉNESIS

La presencia de interestratificados I/S se refiere a una génesis relacionada a mesodiagénesis baja a intermedia dada la abundancia de capas expansivas en el orden del 35-50%.

TELODIAGÉNESIS

Se sugiere que el desarrollo de chamosita ó clorita rica en hierro autigénica podría asociarse a la intervención de fluidos meteóricos durante una etapa telogenética, la misma aparece con formas subhedrales a euhedrales dentro de poros secundarios asociada a cuarzo cristalino (Cap. 5C).

Otros de los componentes presentes en esta AFMM (VI) relacionados a esta génesis son esmectita y caolinita que se encuentran en general en proporciones bastante escasas.

7.4.4.5 Génesis de los argilominerales de la Formación Cerro Negro

Las arcillas presentes en las facies basales de la Formación Cerro Negro podrían atribuirse a un origen combinado entre sedimentario (tanto componentes heredados como diagenéticos), y por la intervención de fluidos meteóricos (Fig. 7.64).

Argilominerales de origen sedimentario

Componentes heredados o detríticos

Dentro de los componentes heredados se reconoce fundamentalmente illita como constituyente de la matriz (Fig. 7.64).

Componentes diagenéticos

MESODIAGÉNESIS

La presencia de interestratificados I/S es referida a una mesodiagénesis baja a intermedia.

El porcentaje de capas expansivas calculado en los interestratificados illita/esmectita ronda entre 35-50% para los I/S y alrededor de 60% en el S/I lo que indica una diagénesis temprana dentro del comienzo de la mesogénesis.

El índice de cristalinidad de la illita varía entre 0,40 y 0,48 (campo de la mesodiagénesis) y el índice de Esquevin varía entre 0,36 y 0,40 lo que denota una naturaleza intermedia.

TELODIAGÉNESIS

Los niveles arcillosos blanquecinos presentes en la facies sedimentaria (27) de la Fm. Cerro Negro podrían tal vez haberse considerado como bentonitas S, o bien como el producto de la alteración meteórica con precipitación de calcita y/o esmectita de origen pedogenético. En este estudio se propone tomar al segundo como el más factible de los orígenes, dadas las observaciones en el afloramiento en donde se reconocen como relleno de venas o de superficies paralelas a la laminación con indicios de meteorización y formación de costras carbonáticas.

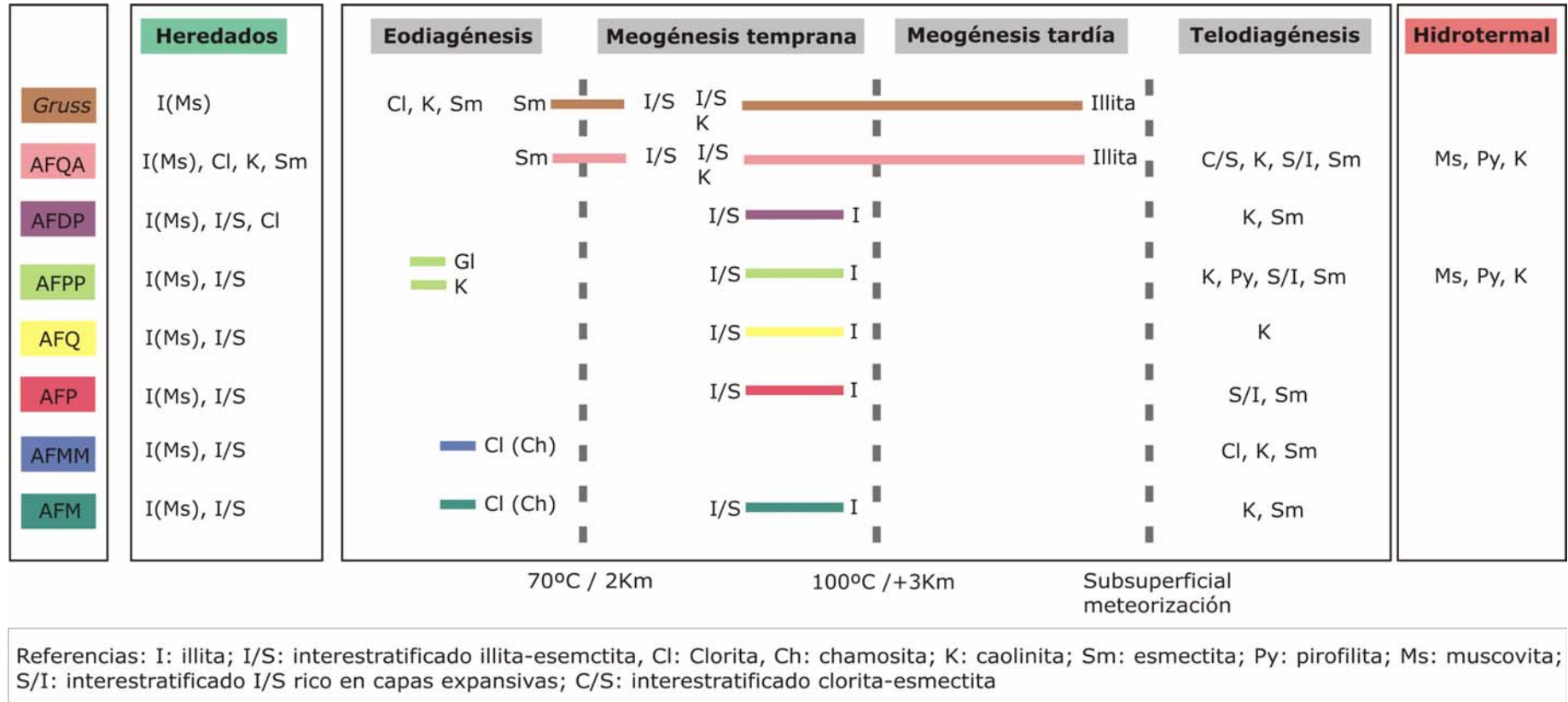


Figura 7.64. Origen de los argilominerales presentes en las asociaciones de facies del Grupo Sierras Bayas.

7.5 DISCUSIÓN

7.5.1 Pirofilita y sus dos génesis

RESULTADOS PREVIOS

En la Fm. Cerro Largo en el área de Sierras Bayas, Poiré (1987) señaló por primera vez la presencia de pirofilita a la que le atribuyó un origen detrítico a partir de un basamento alterado por acción hidrotermal.

En el área de Barker, otros autores han reportado la presencia de pirofilita en la Fm. Las Aguilas, y la explicación acerca de su origen ha sido motivo de algunas controversias. Por un lado Dristas y Frisicale (2001) describieron la presencia de un material originalmente piroclástico con alteración argilítica avanzada (AAA) compuesto de pirofilita, caolinita, dikita, rutilo, diáspora, hematita y cuarzo secundario dada por zonación hidrotermal. En esta misma unidad, Andreis (2001) señala que la paragénesis de arcillas dada por pirofilita, illita, alunita, diáspora y halloysita tendría un origen diagenético.

RESULTADOS DE ESTE TRABAJO

7.5.1.1 Pirofilita de origen hidrotermal

En la asociación de facies cuarzo arcósicas de la Formación Villa Mónica la argilofacies Py1 está representada por una asociación de argilominerales principalmente compuesta por pirofilita e illita las cuales son asociadas a un origen hidrotermal con politipos 2M1 de la illita de altas temperaturas, (Figura 7.C).

Asimismo, en la asociación de facies psamíticas y pelíticas de la Fm. Cerro Largo se reconocieron en el núcleo central en la Cantera El Polvorín la presencia de pirofilita y caolinita de origen hidrotermal. Los politipos de alta temperatura de la illita (2M1) indican que la misma se habría generado a partir del ingreso de fluidos hidrotermales a elevada temperatura como se explicó previamente en este capítulo.

7.5.1.2 Pirofilita de origen meteórico

En el mismo nivel antes mencionado de la Fm. Cerro Largo, pero en el núcleo sur

en el perfil La Pampita, se reconoce un nivel con alteración argilítica avanzada asociada a telogénesis. Se infiere que la intensa meteorización sería producida por el ingreso de fluidos meteóricos, asociados a un clima tropical o subtropical húmedo que produciría la asociación argilítica representada por pirofilita, esmectita, caolinita e illita de politipos de origen diagenético (1M) (Fig. 7.C). Este tipo de asociaciones argilíticas fueron atribuidas por Nesbit y Young (1982) a un origen en condiciones de meteorización muy intensa en clima tropical húmedo con una consecuente concentración de minerales muy aluminosos. En este caso se observa que la composición de la illita es muy aluminosa (de acuerdo al índice de Esquevin de $\sim 0,7$).

La argilofacies Py-K de la AFPP presenta un IC de la illita característico del campo de la diagénesis (0,57) y el IE de naturaleza muy aluminosa (0,66). Por lo tanto, en este trabajo se propone que la génesis de ésta y las argilofacies S/I, Py-K-Sm y I-K relacionada a una intensa alteración dando origen a una paragénesis de pirofilita, caolinita, esmectita, acompañadas de calcita y hematita.

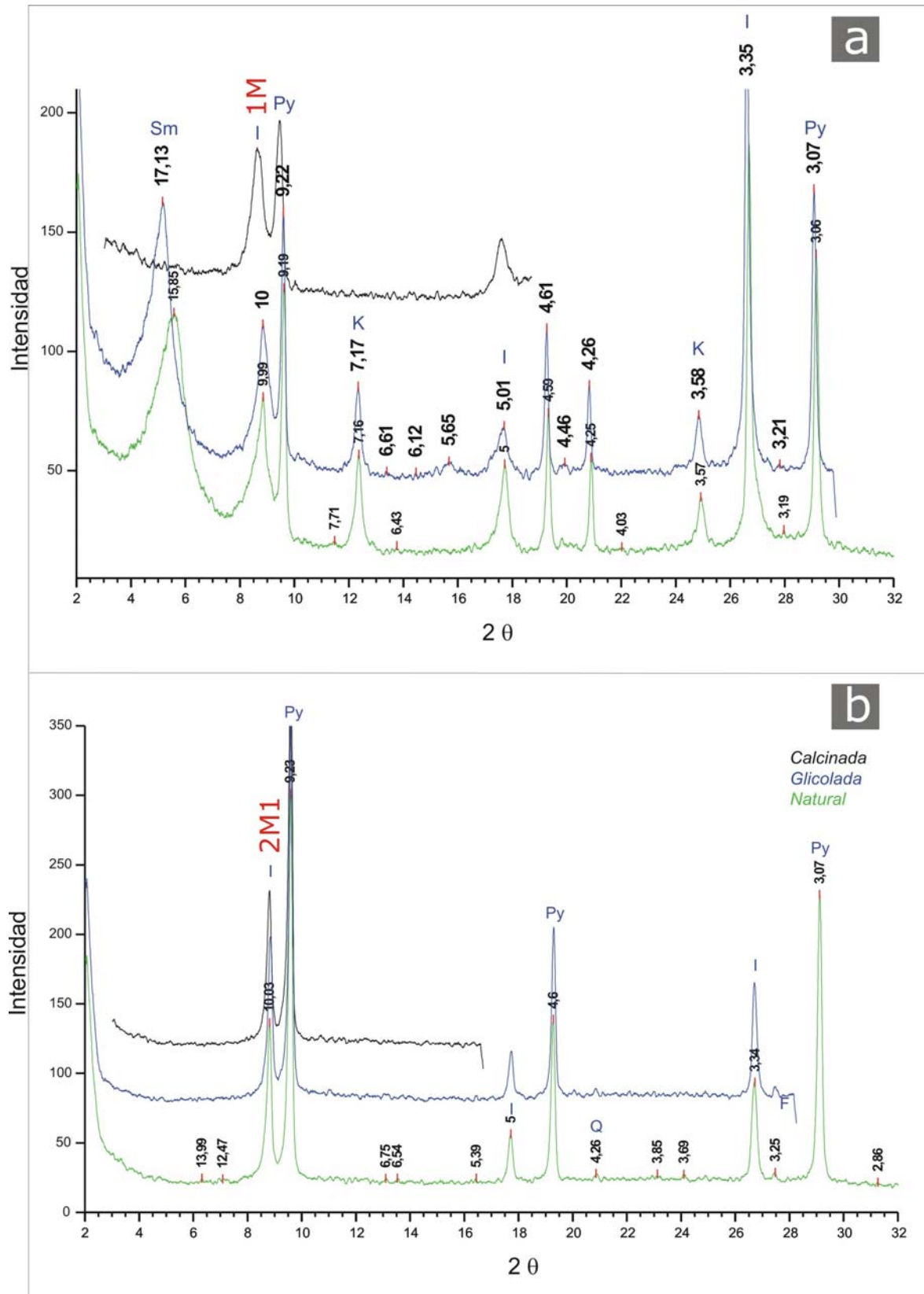


Figura 7.C. a: argilofacies Py-K de la FCL, asociada a origen telogenético por AAA, b: argilofacies Py1 de la FVM asociada a origen hidrotermal.

7.6 CONCLUSIONES

El estudio mineralógico de las sedimentitas marinas del Grupo Sierras Bayas se orienta, por un lado, a la caracterización general de las secciones en términos de sus componentes mineralógicos no argilíticos más abundantes; y por otro a la caracterización de las diferentes argilofacies y al análisis de su significado.

Con respecto al primer tópico, se observa una gran variabilidad en la mineralogía de las muestras totales en todos los perfiles analizados, en donde los componentes más abundantes son el cuarzo, arcillas, calcita, dolomita, fosfatos, óxidos de hierro, entre otros; y los mismos muestran importantes variaciones de acuerdo a la facies sedimentaria analizada.

La distribución de las proporciones relativas de estos minerales es en general muy variable en todas las secciones, y dependen fundamentalmente de la litología de cada formación.

7.6.1 Formación Villa Mónica

En la Fm. Villa Mónica se reconoce en la asociación de facies cuarzo arcósicas un predominio de cuarzo y en menor medida se reconocen feldespatos y arcillas. Asimismo, se han identificado con escasa frecuencia, y/o en forma muy localizada la presencia de carbonatos (calcita y dolomita), óxidos de hierro (hematita y goethita), y fosfatos (fluorapatita). En esta misma formación pero en la asociación de facies dolomítico pelíticas se reconoce un neto predominio del mineral dolomita acompañado de escasos tenores de cuarzo, arcillas y en forma más esporádica calcita, fosfatos y óxidos de hierro.

El patrón de distribución de la mineralogía de la Fm. Villa Mónica ha sido interpretado en términos de un gradual decrecimiento en el aporte clástico hacia la cuenca, con el consecuente incremento en la productividad carbonática.

En lo que refiere al análisis de los minerales de arcillas presentes en la Fm. Villa Mónica se han reconocido cuatro argilofacies de las cuales tres son illíticas (con más de 50% de illita) y una pirofilitica (con más de 50% de pirofilita). Dentro de los

argilominerales identificados, se reconocieron asimismo, en proporciones escasas la presencia de interestratificados I/S y Cl/S, clorita, caolinita y esmectita.

Los análisis de difracción de rayos x sobre las dolomías de la AFDP permitieron identificar dolomita estequiométrica, dolomita meteorizada y dolomita ferrosa (y/o ankerita).

Se determinó que los valores de 50,00 a 51,00 mol % de CaCO_3 pertenecen a muestras de dolomías grises y gris amarillentas (bayas) laminadas o con estromatolitos, y que son consideradas estequiométricas o cercanas a la estequiometría.

Mientras que los valores $> 51\%$ y $< 53, 67$ pertenecen a dolomías rojizas ricas en Fe, compuestas por dolomita ferrosa y/o ankerita y que también incluyen a las facies margosas del tope de la secuencia.

Finalmente, los valores $< 50\%$ corresponden a dolomías asociadas a niveles más calcíticos que pertenecen a muestras de dolomías grises, meteorizadas o alteradas por procesos de dedolomitización posterior al enterramiento en una etapa telodiagenética.

Con respecto grado de ordenamiento estructural de la dolomita, se ha encontrado que el mismo supera el valor de 0,7 llegando a un máximo de 1,05. Estos resultados, se atribuyen a un ordenamiento estructural característico de un enterramiento profundo, el cual también ha sido evidenciado por sus características petrográficas.

7.6.1 Formación Cerro Largo

En la Fm. Cerro Largo, la asociación de facies psamíticas y pelíticas se caracterizan por la abundancia de cuarzo y arcillas, acompañados en menor proporción por feldespatos, óxidos de hierro y carbonatos. Mientras que en la asociación de facies cuarcíticas se remarca un predominio neto del cuarzo, acompañado en forma escasa y aleatoria de arcillas y óxidos de hierro.

Con respecto al análisis de los argilominerales de la Fm. Cerro Largo, se reconocieron seis argilofacies en la asociación de facies psamíticas y pelíticas y tres argilofacies más en la asociación de facies cuarzosas. De estas nueve argilofacies

cinco son illíticas, dos caoliníticas, una pirofilitica y una dominada por interestratificados I/S.

7.6.3 Formación Olavarría

La Fm. Olavarría se caracteriza por la presencia de cuarzo y arcillas acompañados en menor medida por feldspatos, carbonatos y óxidos de hierro. Los argilominerales presentes en la misma se distribuyen de manera homogénea y por lo tanto no ha sido necesaria la diferenciación de argilofacies. Dentro de estos se identificaron illita, interestratificados illita/esmectita (I/S) y clorita/esmectita (Cl/S), clorita, caolinita y eventualmente esmectita.

7.6.4 Formación Loma Negra

La facies de mudstones micríticos de la Fm. Loma Negra se caracteriza por el predominio de calcita, aunque también se reconocen cuarzo y arcillas. Estas últimas son muy escasas y están constituidas por illita, I/S, clorita rica en hierro, C/S y esmectita.

Genesis de los argilominerales

Existe una importante discontinuidad observada entre las formaciones Villa Mónica y Cerro Largo. En ese contacto se observa la presencia de un paisaje cárstico precursor de superficies canalizadas en las cuales se implanta un depósito de tipo diamictítico (ver Cap 4). En el mismo se encuentran rasgos pedogenéticos dados por la intensa meteorización de una pelita de color morado (facies arcillita morada 16) en la que se identifican K, Py y Sm como argilominerales predominantes.

Con respecto al índice de cristalinidad de la illita, en función de su distribución se definieron niveles con sericitas heredadas, otros con politipos de origen hidrotermal, distinguibles de otros de corte diagenético. Por lo que se propuso un origen múltiple sedimentario + diagenético + hidrotermal.

Asimismo, se presenta una extensa discusión acerca del origen de los argilominerales predominantes en cada formación en comparación con resultados previos a este trabajo y se llegó a la conclusión de que la composición mineralógica

de las argilofacies del Grupo Sierras Bayas estaría controlada por la suma de diversos factores dados por el aporte detrítico de illita, interestratificados illita/esmectita, esmectita, caolinita y eventualmente clorita; la neoformación de esmectitas caolinita y pirofilita en ambientes de intensa meteorización y la transformación diagenética de las esmectitas en interestratificados illita/esmectita e illita durante el sepultamiento de la sucesión. La neoformación de cloritas, e illitas en ambientes diagenéticos a partir de esmectita y /o caolinita y el aporte de fluidos hidrotermales con la generación de mica 2M1 y pirofilita.

Se sugiere que las arcillas presentes en la asociación de facies cuarzo arcósicas de la FM. Villa Mónica podrían haberse originado por la interacción de varios mecanismos sedimentarios diferentes, reconociéndose tanto componentes heredados como diagenéticos, y otros producidos por la intervención de fluidos hidrotermales.

Asimismo, se estima que las transformaciones estarían en relación a una mesogénesis por enterramiento profundo a temperaturas que superan los 150°C. Se ha observado el desarrollo de arcillas autigénicas como relleno de fracturas y venas.

En la AFDP se reconocieron argilominerales de origen diagenético, otros de origen mixto detrítico–diagenético a los que se le puede agregar una pequeña y/o corta participación de arcillas precipitadas por acción de fluidos meteóricos en el techo de la sucesión.

Con respecto a la génesis de los argilominerales presentes en la AFPP III se sugiere la interacción de varios mecanismos diferentes, por un lado los sedimentarios, reconociéndose tanto componentes heredados como diagenéticos, y otros generados en una etapa posterior a partir de fluidos hidrotermales y/o meteóricos. Dentro de los componentes diagenéticos se distinguen los originados en una etapa de eogénesis como la glauconita de otros asociados a una mesogénesis temprana a media con temperaturas de alrededor de los 100°C. En esta misma unidad, se han identificado asimismo, argilominerales producidos por una alteración argilítica avanzada en una etapa telogenética.

Dada la homogeneidad de la distribución de los argilominerales presentes la asociación de facies pelíticas de la Fm. Olavarría, sólo se menciona la presencia de argilominerales relacionados a una mesogénesis temprana con temperaturas menores a los 100°C.

En las arcillas presentes en la AFMM de Fm. Loma Negra podrían haberse originado por la interacción de por lo menos dos mecanismos sedimentarios diferentes, encontrando componentes tanto heredados como diagenéticos, y otros telogenéticos en relación al ingreso de fluidos meteóricos. En esta unidad se menciona la presencia de clorita autigénica ferrosa (chamosita) la cual podría atribuirse a un origen por diagénesis temprana o somera.

Las arcillas presentes en las facies basales de la Formación Cerro Negro podrían atribuirse a un origen combinado entre sedimentario (tanto componentes heredados como diagenéticos), y por la intervención de fluidos meteóricos. Dentro de los componentes diagenéticos se reconocen dentro del campo de la eogénesis a mesodiagénesis temprana.

CAPITULO 8

GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES CARBONÁTICAS

CAPÍTULO 8

GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES CARBONÁTICAS

8.1 INTRODUCCIÓN

La utilización de los datos de isótopos estables posibilita la caracterización de las rocas permitiendo dar una interpretación preliminar de su posición estratigráfica, teniendo en cuenta el contexto geológico. Las rocas que constituyen al Grupo Sierras Bayas constituyen un caso ideal para los estudios geoquímicos de este tipo ya que las mismas se presentan solo ligeramente diagenizadas y prácticamente indeformadas.

La reestabilización mineralógica ocurrida durante la diagénesis de los carbonatos involucra a una serie de procesos de disolución – reprecipitación durante los cuales se desencadenan reacciones entre el sedimento/roca sedimentaria y la fase fluida. Esta última puede ser agua de mar, incorporada durante los primeros estadios de diagénesis, agua de formación asociada a la diagénesis de enterramiento o agua meteórica introducida generalmente en un estadio diagenético posterior en la proximidad de la superficie. Tales reacciones son capaces de modificar la composición original de los elementos traza e isótopos (e.g. Brand y Veizer, 1981). La magnitud de dichos cambios puede deberse a innumerables causas, la más importante está dada por la diferencia composicional entre el agua y la roca y la duración de la reacción.

Dada la complejidad de procesos acontecidos durante la precipitación del carbonato y la fuerte dependencia de las facies, las variaciones geoquímicas en una misma sucesión podrían ser producidas por procesos diagenéticos similares, los cuales afectan a las rocas de manera diferente debido a la heterogeneidad de su composición. Asimismo, la variedad composicional aquí presentada permite explicar la diferencia en su composición isotópica.

Igualmente, el efecto de la diagénesis en la composición isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ puede ser a menudo reconocido a través de diagramas de $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (c.f. Jacobsen y Kaufman 1999). Sin embargo, como se verá más adelante, los resultados reflejan que los mismos no son suficientes para tales interpretaciones, haciendo necesarios otros análisis geoquímicos. Asimismo, los mismos diagramas

son frecuentemente utilizados para inferir ambientes deposicionales (Williams, 1979; Anderson y Arthur, 1983).

8.2 ANTECEDENTES

Valencio et al., (1985) determinaron la composición isotópica del carbono y del oxígeno en rocas carbonáticas en diversas localidades de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Estos autores encontraron que las dolomías presentaban valores $\delta^{13}\text{C} = -0,1\text{‰} \pm 0,4\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) = 25,5\text{‰} \pm 0,8\text{‰}$ y asignaron los primeros a un origen marino, y a los segundos al equilibrio de la dolomita con aguas meteóricas de composición similar a las actuales.

Cabe destacar que los valores de isótopos estables de C y O encontrados por estos autores son totalmente equiparables a los resultados presentados en este trabajo, más de veinte años más tarde. Con la salvedad que este caso de estudio se exponen correlacionados verticalmente en un perfil y en correlación con las facies sedimentarias.

8.3 OBJETIVOS

El objetivo principal de este estudio es el de dar a conocer la interpretación de los datos geoquímicos y de isótopos estables de las unidades carbonáticas y su correlación con los diferentes procesos diagenéticos acontecidos.

Asimismo, se pretende demostrar que el análisis de la historia diagenética de los carbonatos a través de los estudios geoquímicos constituye una herramienta muy acertada a la hora de descifrar el grado de modificación en las características de su naturaleza y prevenir falsas interpretaciones. Este tipo de estudios, redundan en la adición de datos de inmensa utilidad para el entendimiento del registro isotópico de las rocas neoproterozoicas de unidades similares del margen sudoeste de Gondwana permitiendo incluir tales variaciones dentro de las curvas de evolución globales.

8.4 METODOLOGÍA

Se relevaron dos perfiles de detalle en las canteras Tres Antenas y Cementos Avellaneda. Las muestras de dolomías de la Formación Villa Mónica fueron recolectadas en las canteras Tres Antenas y Piedra Amarilla respectivamente (en las proximidades de la localidad de Sierras Bayas) ya que en las mismas se exponen el techo y base respectivamente. Por otro lado, las muestras de calizas micríticas de la Formación Loma Negra y de margas y mudstones carbonáticos de la base de la Fm. Cerro Negro fueron obtenidas en la Cantera Cementos Avellaneda S.A., cerca de la localidad de Olavarría. El muestreo fue realizado con un espaciamiento entre muestra de 1m para el caso de las dolomías y de 0,5m para las calizas y margas. Esto permitió el estudio con alto grado de detalle de las microfacies y diagénesis.

Los análisis petrográficos convencionales se combinaron con catodoluminiscencia (CL), microscopía electrónica de barrido (*scanning electron microscope* SEM) y análisis con microscopio electrónico. Los mismos fueron desarrollados con la finalidad de seleccionar las muestras más apropiadas para los estudios geoquímicos y análisis de isótopos estables, descartando aquellas en donde se reconocieron venas y fracturas recrystalizadas.

Más de 50 secciones delgadas pulidas (a 10 μ m) fueron analizadas con microscopio de alta resolución Leica DMLP. La tinción de las mismas con alizarina de S roja permitió la distinción de los diferentes minerales carbonáticos (Dickson, 1966).

Los análisis de catodoluminiscencia fueron aplicados sobre láminas pulidas utilizando un microscopio luminescente Modelo 8200 Mk II (Waitley) con una aceleración de 12-15kV en el vacío, perteneciente al laboratorio del Departamento de Geología de la *Rand African University* en Johannesburgo, Sudáfrica.

Los análisis con microscopio electrónico de barrido (SEM) y de energía dispersiva (EDS) fueron llevados a cabo en el SPECTRAU (RAU University) sobre secciones pulidas cubiertas con carbono (grafito) mediante la utilización de el equipamiento BIO-RAD *carbon-coater from Poleron Division*, con la finalidad de analizar texturas y minerales por medio del equipo JEOL JSM-5600 del mismo laboratorio.

Las mismas secciones pulidas fueron utilizadas para efectuar análisis utilizando una microsonda electrónica CAMEBAX de Cameca en SPECTRAU (RAU University).

Con el microscopio electrónico de barrido de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, se analizaron segmentos pequeños e irregulares de rocas con tamaño de grano muy fino como algunos argilominerales y minerales microcristalinos.

Los análisis por difracción de rayos X fueron llevados a cabo sobre muestra molida a maya de (2-5 μ m) (Moore y Reynolds, 1989), medidos con un difractómetro Philips PW 1011/00, con lámpara de Cu ($k\alpha = 1.5403 \text{ \AA}$) operado a 18 m \AA y 36 kV en el Centro de Investigaciones Geológicas. Las muestras fueron medidas entre 2 y 40 $^{\circ}$ 2 θ , en intervalos de 0.02 $^{\circ}$ cada 2 segundos.

Las muestras seleccionadas fueron disueltas en HCl débil (0.1 M para calizas y, 1 M para dolomías) para efectuar análisis por fluorescencia de rayos X. La filtración de estos residuos indicó que la concentración de material clástico era menor al 5 % tanto para calizas como para las dolomías. Las muestras tomadas cerca de los bordes de formación muestran concentraciones mayores de material clástico (< 15%). Sin embargo, la concentración de elementos traza y mayoritarios no se presenta demasiado elevada en las adyacencias de las sujeciones clásticas (Tabla 2). Las muestras fueron molidas a tamaño de maya muy fina y preparadas en tabletas de polvo y fusionadas a láminas de vidrio. La muestra de materias fue secada por encima de los 1200 $^{\circ}$ C en una mufla en dos períodos de 1,5 horas cada uno, con la finalidad de obtener el valor de pérdida por calcinación (*loss on ignition* LOI). Dos tabletas fueron procesadas para cada muestra y los elementos de Mn, Sr, Ca, Mg y Fe fueron medidos con un equipo Phillips PANANALYTICAL MAGIX PRO. Dicho aparato opera a 50 kV y 50 mA. Los límites de detección para elementos mayoritarios son relativos a su número atómico y entre 1 y 10 μ g para elementos medios y pesados. (Tablas 8.1 y 8.2)

La precisión alcanzada se encuentra entre +/- 0.5 (1 μ), fue controlada mediante la repetición de las mediciones de los estándares y cada muestra fue medida dos veces. Los errores para elementos mayoritarios varían entre 0.5–2%.

Los datos son presentados en las tablas 1 y 2. Las mediciones de LOI y los análisis de XRF y la preparación de muestras fueron llevadas a cabo en el Departamento de Geología (*RAU University* de Sudáfrica).

Los isótopos del CO₂ de carbonatos fueron liberados mediante la fosforización a 50 °C (Wachter y Hayes, 1985). La composición isotópica del carbono orgánico fue determinada por medio de la combustión del polvo de roca libre de carbonato con CuO a 850°C (Strauss et al., 1992). Todas las mediciones de isótopos estables fueron realizadas en el *Geologisch-Paläontologisches Institut, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, Germany*, utilizando un *ThermoFinnigan Delta plus mass-spectrometer*. Los resultados fueron reportados en su usual notación delta en relación a valores relativos de estándar VPDB. La reproductividad fue determinada a través de la aplicación de análisis con error superior a ± 0.2 ‰. Los resultados analíticos son presentados en las Tablas 3 y 4.

Las diferentes técnicas descritas permitieron la identificación de las muestras menos alteradas y el chequeo de la selección de los resultados. Solo las muestras inalteradas resultan buenos candidatos par las interpretaciones realizadas en un buen estudio (e.g. Veizer, 1983; Derry et al., 1992; Bartley et al. 2001). Los estudios de selección macroscópica y microscópica ayudan a desechar las muestras con presencia de venas, cavidades con minerales formados recientemente, especialmente minerales carbonáticos, arcillas y micas. Las muestras muy fuertemente oxidadas son consideradas como no factibles para realizar correlaciones isotópicas.

Las muestras que incluyen facies minerales luminiscentes fueron excluidas. En los carbonatos, la luminiscencia es activada por altas concentraciones de Mn y enmascarada por altos valores de Fe (Marshall, 1988). Las muestras seleccionadas para los análisis de isótopos fueron aquellas con ausencia de luminiscencia o tenue (Knoll et al., 1995).

Formación	Muestra	altura (m)	Litología- ambiente	tamaño de grano (μm)	CaO ₃ (%)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Fe (ppm)	Ca (ppm)	Mg (ppm)	Mg/Ca	Sr/Ca x1000	Mn/Sr	Fe/Sr	Ca/Sr
Villa Mónica	D 01`	0	ld - Tf	< 250	44,6	348	25	6106	212266	115558	0,90	0,12	13,9	244	8491
Villa Mónica	D 03	2	ld - Tf	< 200	44,3	348	29	6595	208692	116158	0,92	0,14	12,0	227	7196
Villa Mónica	D5					364	24	7085	218219	112256	0,85	0,11	15,0	293	9019
Villa Mónica	D 07	6	lfd - Tf	< 75											
Villa Mónica	D 09	8	lfd - Tf	< 50	44,5	348	16	7141	208263	113457	0,90	0,08	21,8	446	13016
Villa Mónica	D 11	10	ld - Tf	< 200	44,6	364	14	6791	198222	108174	0,90	0,07	25,4	474	13838
Villa Mónica	D 13	12	ds - Pr	< 150	25,1	418	4	7798	179890	108594	1,00	0,02	104,5	1950	44973
Villa Mónica	D 15	14	ds - Pr	< 125	40,8	372	9	11834	209135	102831	0,81	0,04	43,6	1388	24532
Villa Mónica	D 17	15,2	ds - Pr	< 150	42,3	472	24	10561	185907	104332	0,93	0,13	20,0	447	7860
Villa Mónica	D 20	17,2	ds - Pr	< 100		488	30	10799	195013	104188	0,88	0,15	16,4	363	6556
Villa Mónica	D 20	17,2	ds - Pr	< 200	37,7										
Villa Mónica	D 21	18	ds - Pr	< 200	41,8	379	18	8281	149958	87823	0,97	0,12	21,1	460	8327
Villa Mónica	D25					426	25	9792	183499	101751	0,91	0,13	17,3	399	7470
Villa Mónica	D 31	22,28	ld - Tf	< 250	45,8	403	32	9002	210293	113210	0,89	0,15	12,6	282	6577
Villa Mónica	D 33	24,78	ld - Tf	< 125	41,6	945	4	22690	181276	98887	0,90	0,02	258,2	6201	49542
Villa Mónica	D 35	26,78	ld - Tf	< 200		1092	45	26641	120812	57028	0,78	0,37	24,2	590	2677
Villa Mónica	D 35`	26,78	ldcm - Sp		34,5										
Villa Mónica	D 37	29,29	lm - Sp	< 25	19,1	813	219	27201	610771	29847	0,08	0,36	3,7	124	2789
Villa Mónica	D 38	30,78	ldcm - Sp	< 30	34,0	1169	41	23207	150044	81551	0,90	0,27	28,7	569	3677

Litología: ld = dolomía laminada; lfd = dolomía laminada friable; ds = estromatolitos dómicos; ldcm = marga dolomítico calcítica laminada ; lm = marga laminada

Ambiente: Tf = superficie de marea; Pr = plataforma arrecifal; Sp = depresiones supramareales

Tabla 8.1 Resultados de geoquímica por FRX de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas en las dolomías de la Fm. Villa Mónica

Formación	Muestra	Litología- ambiente	tamaño de grano (μm)	CaO ₃ (%)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Fe (ppm)	Ca (ppm)	Mg (ppm)	Mg/Ca	Sr/Ca x1000	Mn/Sr	Fe/Sr	Ca/Sr
Loma Negra	MR 4,0	lrl - R	< 20	41,7	418	378	5805	280241	2780	0,016	1,35	1,10	15,34	740
Loma Negra	MR 5,8	lrl - R	< 20	39,2	403	305	6980	285415	2599	0,015	1,07	1,32	22,85	934
Loma Negra	MR 6,7	lrl - R		39,9										
Loma Negra	MR 8,0	lrm - R	< 25		372	330	30761	168519	4917	0,048	1,96	1,13	93,35	511
Loma Negra	MR 9,0	lrl - R	< 20	23,6	287	315	3959	326118	2527	0,013	0,97	0,91	12,57	1035
Loma Negra	MR 10,0	lrl - R	< 15	45,6	379	408	5938	279269	2083	0,012	1,46	0,93	14,54	684
Loma Negra	MR 11,0	lrl - R		39,1	356	401	10512	267448	2503	0,015	1,50	0,89	26,21	667
Loma Negra	MR 12,2	lrl - R			387	374	6442	284622	2269	0,013	1,31	1,04	17,24	762
Loma Negra	MR 13,0	lrl - R	< 30	39,8	379	374	6190	288925	2455	0,014	1,30	1,01	16,54	772
Loma Negra	MR 14,1	lbl - L	< 30	40,4	318	333	3889	310816	2023	0,011	1,07	0,95	11,67	932
Loma Negra	MN 15,4	lbl - L		43,5										
Loma Negra	MN 16,3	lbl - L			364	342	2874	322236	2233	0,011	1,06	1,06	8,40	942
Loma Negra	MN 17,3	lbl - L	< 15		333	401	4322	315826	1825	0,010	1,27	0,83	10,79	788
Loma Negra	MN 18,3	lbl - L		44,2	418	352	3993	322036	1837	0,009	1,09	1,19	11,34	915
Loma Negra	MN 19,4	lbl - L			318	328	2840	325782	2137	0,011	1,01	0,97	8,67	994
Loma Negra	MN 20,4	lbl - L		45,6	356	297	6302	325031	2341	0,012	0,91	1,20	21,20	1093
Loma Negra	MN 21,2	lbl - L		45,5	449	366	5805	313918	2119	0,011	1,16	1,23	15,88	859
Loma Negra	MN 22,3	lbl - L	< 30	43,9	356	340	3560	328447	1873	0,009	1,04	1,05	10,47	966
Loma Negra	MN 23,0	lbl - L												
Loma Negra	MN 24,2	lbl - L	< 30											
Loma Negra	MN 25,6	lbl - L	< 30		341	337	3029	332285	2077	0,010	1,02	1,01	8,98	985
Loma Negra	MN 26,3	lbl - L	< 30		426	401	5896	309679	1795	0,010	1,29	1,06	14,70	772
Loma Negra	MN 27,0	lbl - L	< 30	46,5	457	398	4127	323895	1729	0,009	1,23	1,15	10,36	813
Loma Negra	MN 28,0	lbl - L		45,3	418	371	3497	338575	2011	0,010	1,10	1,13	9,41	911
Loma Negra	MN 29,0	lbl - L		47,4	434	391	4211	332028	1885	0,009	1,18	1,11	10,77	850
Loma Negra	MN 30,0	lbl - L	< 30	46,5										
Loma Negra	MN 31,0	lbl - L	< 30		426	348	4567	321965	2197	0,011	1,08	1,23	13,14	926
Loma Negra	MN 32,0	lbl - L	< 30	45,0	410	353	4148			0,01	1,09	1,16	11,74	918
Loma Negra	MN 33,0	lbl - L	< 30	45,4	356	346	4651			0,011	1,03	1,03	13,45	970
Loma Negra	MN 34,0	lbl - L		46,9	341	347	3427	325817	2017	0,010	1,06	0,98	9,88	939
Loma Negra	MN 35	lbl - L	< 30	45,6	287	343	3595	327318	2317	0,012	1,05	0,84	10,49	955
Loma Negra	MN 36	lbl - L		45,8	596	321	11562	315190	3164	0,017	1,02	1,86	36,06	983
Loma Negra	MN 37	lbl - L	< 10	44,1	287	439	3609	335545	2984	0,015	1,31	0,65	8,23	765

Litología: orl = caliza micrítica rojiza con laminación ondulítica; lrl = caliza micrítica rojiza laminada plana; lbl = caliza micrítica negra laminada; y tbm = marga finamente estratificada.

Ambiente: R = rampa; L = albufera; Tsw = transgresión (marino somero).

Tabla 8.2 resultados de la geoquímica por FRX de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas de la Fm. Loma Negra

8.5 GEOQUÍMICA

8.5.1 Dolomías – Formación Villa Mónica

Las abundancias totales de carbono inorgánico (del carbonato) y orgánico fueron identificadas en la mayoría de las muestras de la Formación Villa Mónica. Estos carbonatos contienen un promedio de 0.8% de carbono orgánico. Los bajos valores de carbono inorgánico total (TIC) observados en la parte superior de la secuencia resultan de un alto contenido en material silicoclástico. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ varían entre -1,36 y +2.20‰, mientras que los de $\delta^{18}\text{O}$ se encuentran entre -6.67 y -2.11 ‰ (Tab. 3; Fig. 8.1).

Las dolomías de la Formación Villa Mónica deben ser consideradas como diagenéticamente alteradas, por lo que puede discernirse de sus muy bajas concentraciones de Sr y sus elevados tenores de Mn y Fe (Tab. 1). En particular, en el tope de esta unidad, existe una alta proporción de material silicoclástico donde predominan valores bajos de carbono total (TC), y se observan las más altas concentraciones de Mn y Fe. Los análisis por Microsonda electrónica señalan un claro reemplazo en los núcleos de los romboedros de dolomita por óxidos de Fe (goethita). Las muestras con concentraciones extremadamente altas de Fe corresponden a facies de dolomías ricas en Fe. Todas las características geoquímicas indican una alteración muy penetrativa de las dolomías de la Formación Villa Mónica por la acción de un fluido rico en Fe. Esto se refleja en las altas relaciones de Mn/Sr y Fe/Sr (Figs. 8.2 y 8.3). La Fig. 8.2 muestra la relación entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ vs. Mn/Sr y de $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$. En ambos diagramas se observa una clara tendencia hacia un mayor grado diagenético.

Utilizando los criterios mencionados arriba para evaluar el grado de diagénesis alcanzado por los carbonatos, las relaciones elevadas de Mn/Sr (> 10) reflejan particularmente una fuerte modificación secundaria de las facies analizadas. Consecuentemente, Kaufman et al. (1993) y otros, sugirieron que los isótopos de carbono del carbonato y de estroncio debían ser considerados como fuertemente alterados, por lo que los mismos se encontrarían modificados en forma sustancial respecto de su composición isotópica primaria.

Formación	cantera	muestra	altura (m)	litología - ambiente	tamaño de cristal (μm)	TC (%)	TIC (%)	TOC (%)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰ PDB)
Villa Mónica	Piedra Amarilla	PA 0	0,0	base					-1,14	-5,25
Villa Mónica	Piedra Amarilla	PA 1	0,5	ds					-1,36	-5,64
Villa Mónica	Piedra Amarilla	PA 2	1,0	ds					-1,10	-5,47
Villa Mónica	Piedra Amarilla	PA 3	1,5	ds					-0,27	-5,82
Villa Mónica	Piedra Amarilla	PA 4	2,0	ds					-0,99	-5,64
Villa Mónica	Piedra Amarilla	PA 5	2,5	matriz					-1,08	-5,29
Villa Mónica	Piedra Amarilla	PA 6	2,5	estromatolito					-1,07	-5,10
Villa Mónica	Tres Antenas	D 01`	0,0	ld - Tf	< 250	12,23	11,6	0,66	-0,49	-5,83
Villa Mónica	Tres Antenas	D 03	2,0	ld - Tf	< 200	12,66	11,9	0,77	-0,58	-5,74
Villa Mónica	Tres Antenas	D5								
Villa Mónica	Tres Antenas	D 07	6,0	lfd - Tf	< 75	12,57	11,7	0,90	-0,48	-6,14
Villa Mónica	Tres Antenas	D 09	8,0	lfd - Tf	< 50	12,50	11,6	0,93	-0,65	-6,67
Villa Mónica	Tres Antenas	D 11	10,0	ld - Tf	< 200	12,69	11,5	1,22	-0,29	-6,49
Villa Mónica	Tres Antenas	D 13	12,0	ds - Pr	< 150	11,15	10,2	0,92	-0,03	-5,55
Villa Mónica	Tres Antenas	D 15	14,0	ds - Pr	< 125	11,88	11,2	0,66	-0,54	-4,59
Villa Mónica	Tres Antenas	D 17	15,2	ds - Pr	< 150	11,46	10,6	0,87	0,22	-5,12
Villa Mónica	Tres Antenas	D 20	17,2	ds - Pr	< 100	11,87	11,0	0,85	0,26	-5,43
Villa Mónica	Tres Antenas	D 20	17,2	ds - Pr	< 200	10,17	9,3	0,92	0,26	-5,57
Villa Mónica	Tres Antenas	D 21	18,0	ds - Pr	< 200	11,56	10,8	0,77	0,02	-5,97
Villa Mónica	Tres Antenas	D 31	22.28	ld - Tf	< 250	12,79	11,9	0,91	2,20	-4,98
Villa Mónica	Tres Antenas	D 33	24.78	ld - Tf	< 125	11,43	10,6	0,85	0,73	-2,60
Villa Mónica	Tres Antenas	D 35	26.78	ld - Tf	< 200	9,19	8,4	0,82	1,46	-4,16
Villa Mónica	Tres Antenas	D 35`	26.78	ldcm - Sp					1,52	-3,93
Villa Mónica	Tres Antenas	D 37	29.29	lm - Sp	< 25	4,34	4,0	0,37	0,15	-2,11
Villa Mónica	Tres Antenas	D 38	30.78	ldcm - Sp	< 30	9,33	8,5	0,83	1,21	-3,33

Tabla 8.3 Resultados de geoquímica de isótopos estables en las dolomías de la Fm. Villa Mónica

Afloramiento OLAVARRIA										
Formación	Muestra	Litología - ambiente	Cristal tamaño (μm)	TC (%)	TIC (%)	TOC (%)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (‰PDB)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰PDB)	$\Delta\delta^{13}\text{C}$ (‰PDB)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (‰PDB)
Loma Negra	MR 2,6	orl - R	< 35	11,0	10,8	0,24	3,8	-28,0	31,8	-13,5
Loma Negra	MR 4,0	lrl - R	< 20	9,9	9,9	-0,01	3,8			-13,4
Loma Negra	MR 5,8	lrl - R	< 20	9,6	9,5	0,08	4,0			-12,9
Loma Negra	MR 6,7	lrl - R		9,2	9,2	0,03	4,2			-13,1
Loma Negra	MR 8,0	lrm - R	< 25	8,4	8,4	0,01	4,5	-27,8	32,3	-13,3
Loma Negra	MR 9,0	lrl - R	< 20	9,2	9,0	0,21	4,5			-13,1
Loma Negra	MR 10,0	lrl - R	< 15	9,9	10,0	-0,04	3,6			-12,9
Loma Negra	MR 11,0	lrl - R		10,0	10,0	0,05	3,7	-28,0	31,7	-12,4
Loma Negra	MR 12,2	lrl - R		10,0	9,9	0,15	3,5	-27,2	30,7	-12,6
Loma Negra	MR 13,0	lrl - R	< 30	10,5	10,6	-0,05	3,5			-12,5
Loma Negra	MR 14,1	lbl - L	< 30	10,7	10,8	-0,07	3,2			-11,5
Loma Negra	MN 15,4	lbl - L		11,1	10,8	0,28	3,1			-11,2
Loma Negra	MN 16,3	lbl - L		11,2	10,9	0,33		-26,7	26,7	
Loma Negra	MN 17,3	lbl - L	< 15	10,8	10,7	0,14	3,8	-27,2	31,0	-7,9
Loma Negra	MN 18,3	lbl - L		11,1	10,8	0,28	3,6	-27,4	31,0	-7,8
Loma Negra	MN 19,4	lbl - L		10,8	10,7	0,14	3,4	-27,2	30,6	-7,8
Loma Negra	MN 20,4	lbl - L		10,7	10,5	0,21	3,1	-27,4	30,5	-7,0
Loma Negra	MN 21,2	lbl - L		10,8	10,8	-0,03	3,0			-7,1
Loma Negra	MN 22,3	lbl - L	< 30	10,6	10,6	0,00	2,8	-27,9	30,7	-7,1
Loma Negra	MN 23,0	lbl - L		11,1	11,0	0,04	2,8	-28,1	30,9	-7,1
Loma Negra	MN 24,2	lbl - L	< 30	11,0	11,0	0,06	3,1			-7,4
Loma Negra	MN 25,6	lbl - L	< 30	11,1	11,0	0,04	3,3			-7,7
Loma Negra	MN 26,3	lbl - L	< 30							
Loma Negra	MN 27,0	lbl - L	< 30	11,6	11,2	0,35				
Loma Negra	MN 28,0	lbl - L		11,2	11,1	0,12	3,6	-28,0	31,6	-8,1
Loma Negra	MN 29,0	lbl - L		11,0	10,9	0,08	3,7	-27,1	30,8	-8,8
Loma Negra	MN 30,0	lbl - L	< 30	11,1	11,1	0,04	3,4			-9,2
Loma Negra	MN 31,0	lbl - L	< 30	10,8	10,9	-0,02	3,4			-10,1
Loma Negra	MN 32,0	lbl - L	< 30	10,9	10,9	0,07	2,7			-10,7
Loma Negra	MN 33,0	lbl - L	< 30	11,5	11,3	0,21	3,2	-27,4	30,6	-12,1
Loma Negra	MN 34,0	lbl - L		11,3	11,3	0,04	3,2			-12,0
Loma Negra	MN 35	lbl - L	< 30	10,9	11,1	-0,15	3,6			-12,7
Loma Negra	MN 36	lbl - L		9,9	9,8	0,03	3,5	-27,2	30,7	-12,9
Loma Negra	MN 37	lbl - L	< 10	10,6	10,7	-0,02	3,1			-14,1
Cerro Negro	Mar-41	tbn - Tsw	< 15	10,2	10,0	0,16	3,5			-13,9
Cerro Negro	Mar-42	tbn - Tsw	< 15	9,1	9,1	-0,02	3,9			-13,9
Cerro Negro	Mar-43	tbn - Tsw	< 15	9,7	9,7	0,00	4,3	-28,0	32,3	-14,1

Tabla 8.4 Resultados de geoquímica de isótopos estables de la Fm. Loma Negra

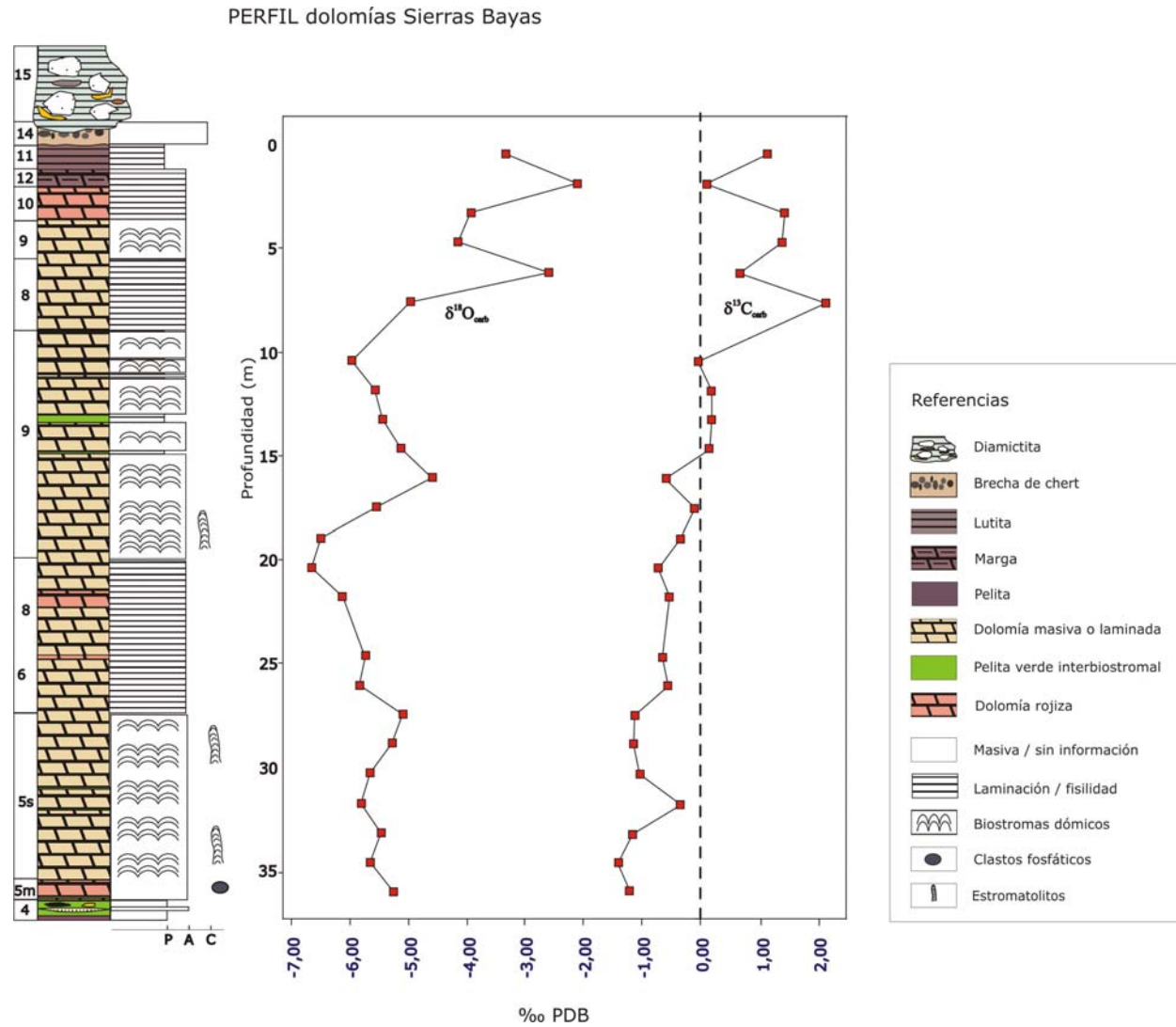


Figura 8.1 Perfil de las dolomías de la Fm. Villa Mónica en el que se representan los valores PDB de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (PDB).

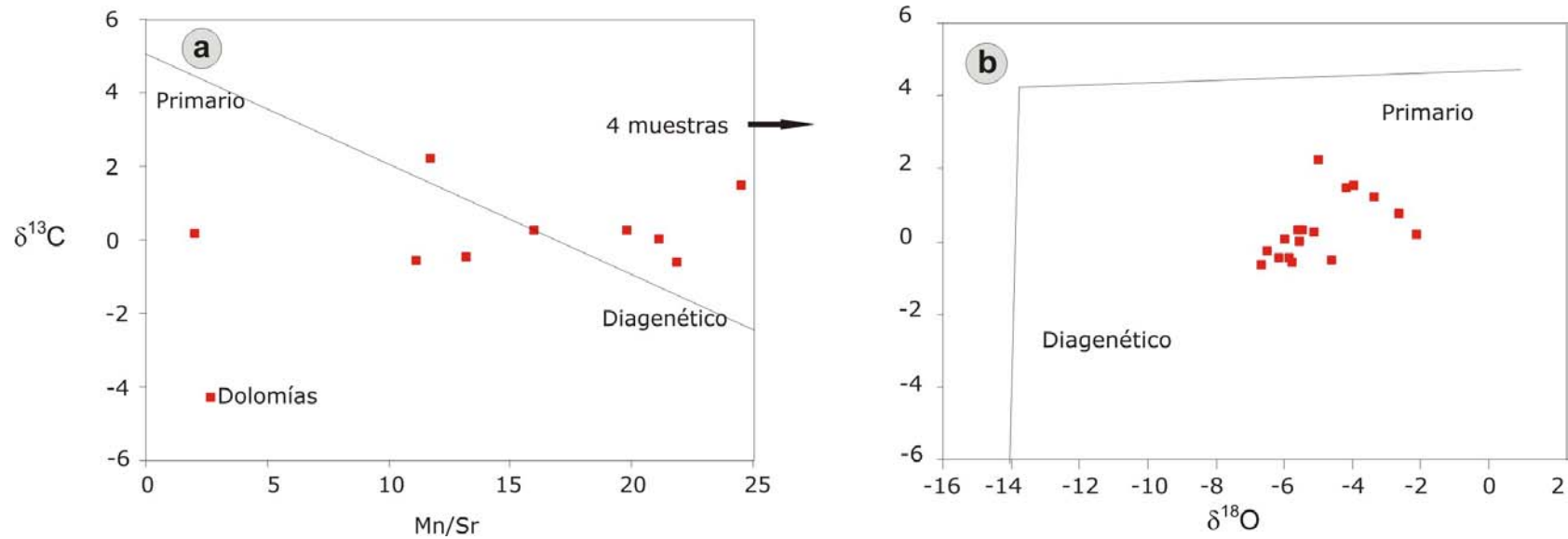


Figura 8.2 Diagramas de relaciones entre elementos versus datos isotópicos para la Fm. Villa Mónica (Modificado de Jacobsen y Kaufman, 1999).

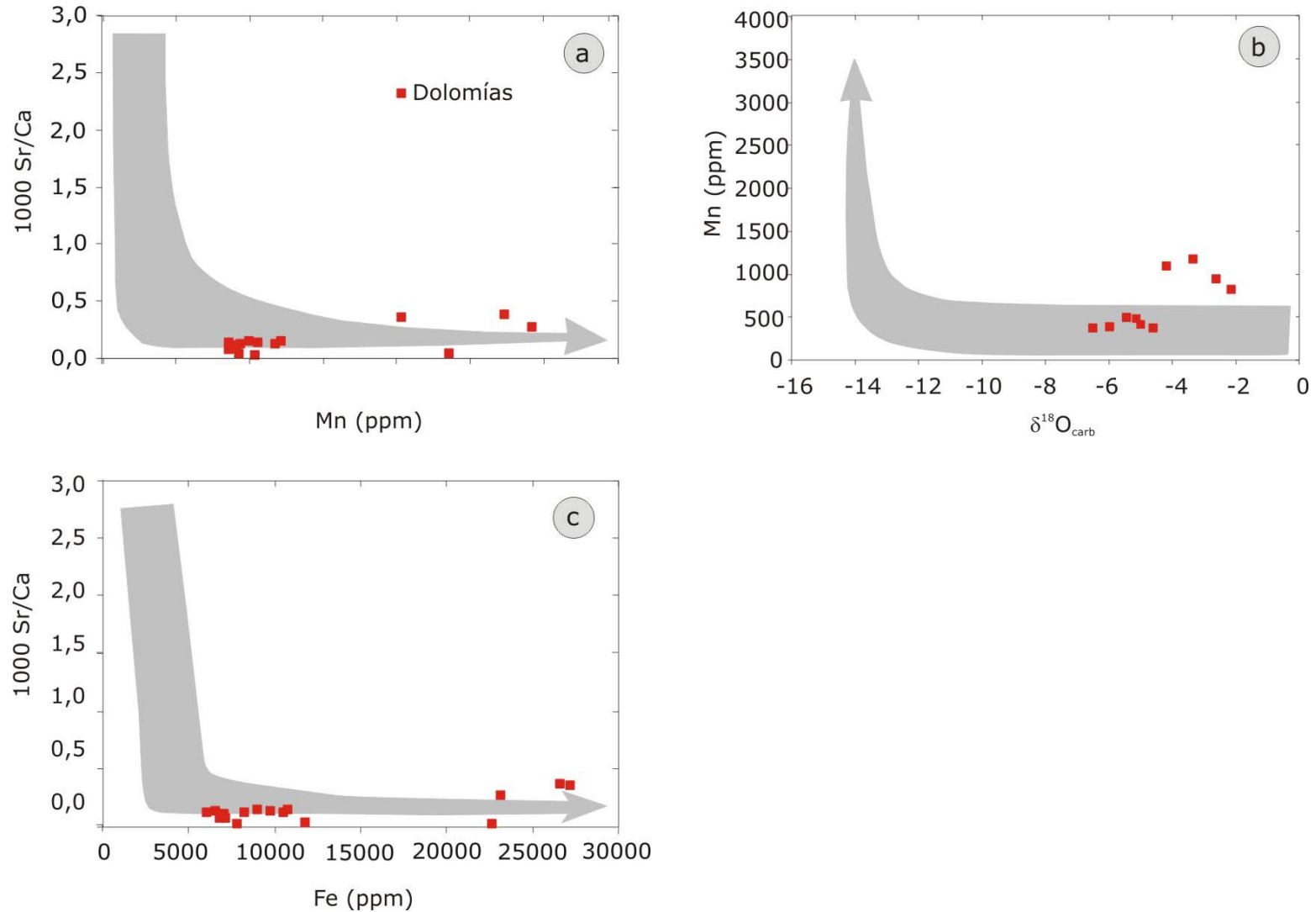


Figura 8.3 Diagramas de relaciones entre elementos e isótopos para la Fm Villa Mónica. (a) Sr/Ca (x1000) vs. Mn (ppm), (b) Mn (ppm) vs. $\delta^{18}\text{O}$ y (c) Sr/Ca (x1000) vs. Fe (ppm). Las flechas en gris indican la tendencia general de las modificaciones producidas durante la diagénesis. (Modificado de Veizer, 1983).

Otro hecho interesante es que la composición isotópica del oxígeno para las muestras de la Formación Villa Mónica arroja valores mayores a -7 ‰. De hecho, cerca del tope de la Formación, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ aumentan hasta -2 ‰. Sin embargo, estas muestras contienen altas proporciones de material silicoclástico (margas y lutitas calcáreas). Los altos valores de $\delta^{18}\text{O}$ podrían estar reflejando un equilibrio parcial dado por el enriquecimiento de ^{18}O del material silicoclástico.

8.5.2 Calizas - Formación Loma Negra

Esta secuencia puede ser dividida en tres secciones (Fig. 8.4) sobre la base de sus características petrográfico-diagenéticas (o bien tres microfacies diagenéticas). En el perfil analizado se reconocen tres secciones Sección 1 (muestras MR 2.6 a MN 16.3) compuesta de calizas micríticas rojizas (rml) donde se ve reflejada la influencia del material silicoclástico. Esta es seguida por calizas micríticas negras de la Sección 2 (muestras MN 17.3 a MN 28). Y finalmente, la Sección 3, en la que se incluye la parte más alta de las calizas micríticas negras como así también las margas de la base de la Formación Cerro Negro (muestras MN 29 a Mar 43). Las observaciones de campo indican que en la Sección 3 la alteración diagenética y acción de los fluidos fue más pronunciada en la parte superior de la misma, más precisamente en el contacto discordante con la Formación Cerro Negro (Fig. 8.4).

Los elementos traza se distribuyen más o menos uniformemente a lo largo de la Formación Loma Negra, con concentraciones promedio de 360ppm de Sr, 390pp de Mn y 5900ppm de Fe. La mayoría de los valores de Mn/Sr están por debajo de 1,5 lo que sugiere un bajo a moderado grado de alteración durante la diagénesis (Fig. 8.5).

Es de destacar que la composición isotópica del oxígeno de las calizas micríticas de la Formación Loma Negra representa una clara variación respecto a las microfacies diagenéticas señaladas. Se reconocen valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -13.5 y -11.2 ‰ para los mudstones rojizos de la Sección 1. Los mudstones negros de la Sección 2 poseen valores menos modificados y homogéneos que varían de -7.9 a -7.1 ‰. Mientras que hacia el tope de la sucesión (Sección 3), los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son fuertemente negativos (tanto como -14.1 ‰). Ninguno de los parámetros geoquímicos aquí estudiados, muestran una variación estratigráfica tan clara como

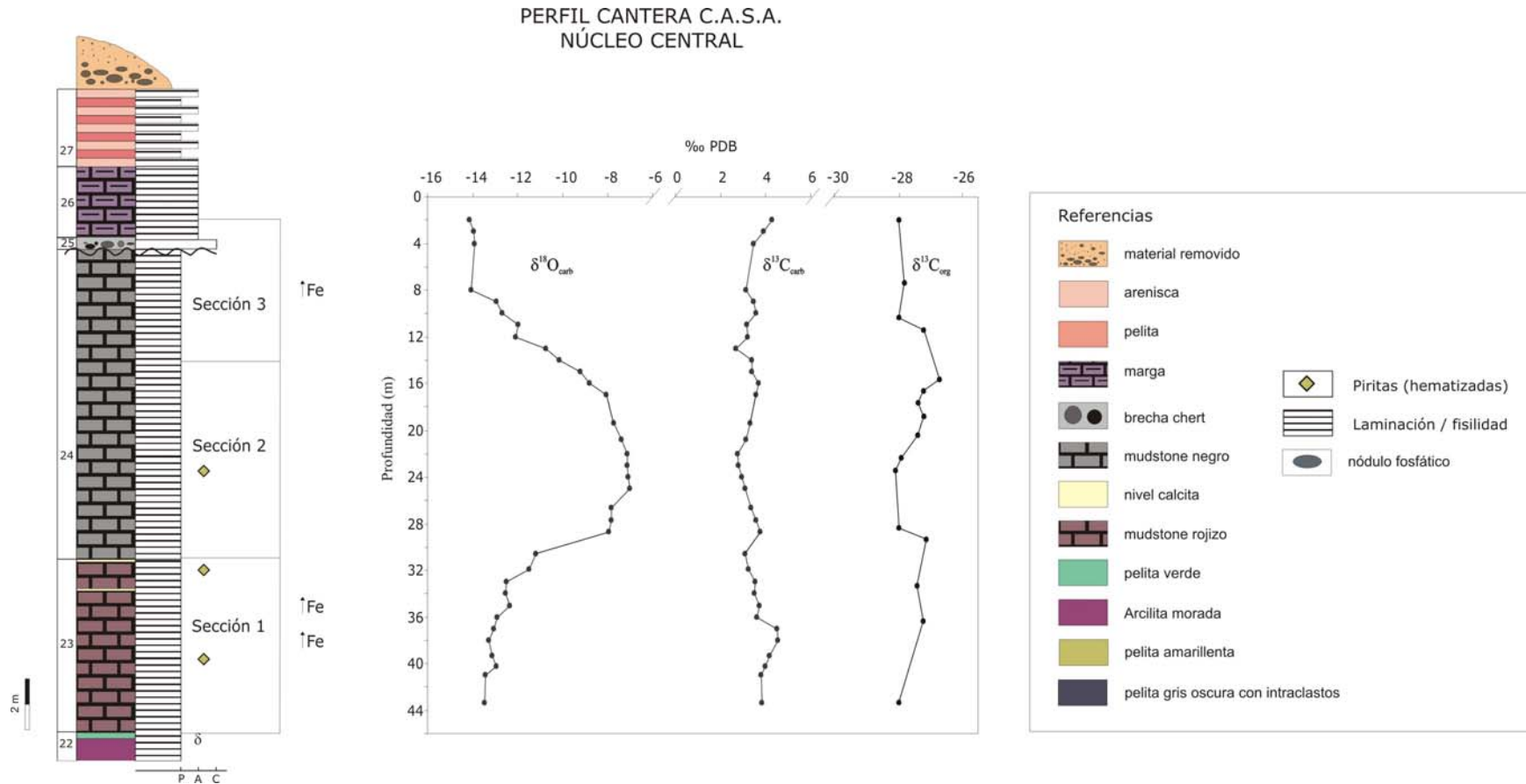


Figura 8.4 Sección vertical con los valores de $^{13}C_{carb}$, $\delta^{13}C_{org}$ y $\delta^{18}O_{carb}$ (PDB) de las calizas de la Fm Loma Negra y su transición a la Fm. Cerro Negro (Cantera Cementos Avellaneda). Se divide al perfil en tres secciones (1,2 y3). Se denota una fuerte variación de los valores de $\delta^{18}O_{carb}$ en la sección 2 del perfil mientras que los valores de $\delta^{13}C_{carb}$ no se ven afectados en la misma forma, (ver texto para mayor discusión).

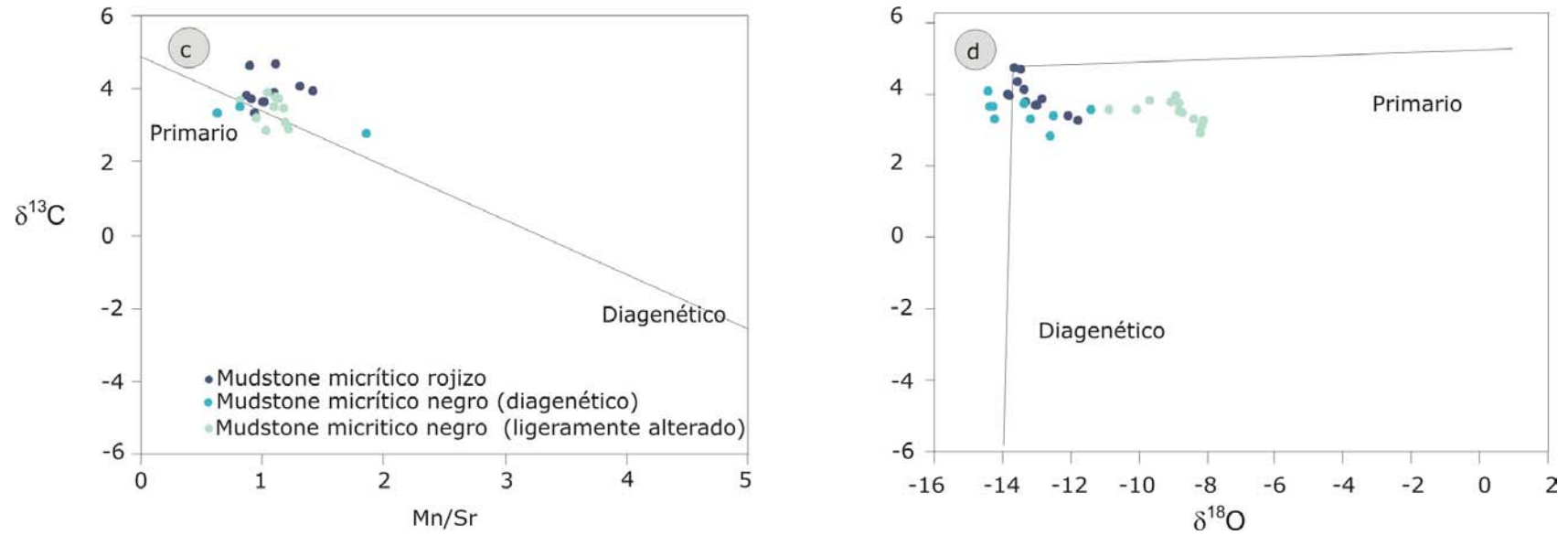


Figura 8.5 Diagramas de relaciones entre elementos versus datos isotópicos de la Fm. Loma Negra (Modificado de Jacobsen y Kaufman, 1999).

lo observado para el $\delta^{18}\text{O}$. Es posible que esta distribución inusual del $\delta^{18}\text{O}$ esté en relación a los procesos de silicificación durante la diagénesis en el tope de la unidad (Ver Cap 5). La Fig. 8.6 muestra los diagramas Sr/Ca vs. Mn (ppm); Mn (ppm) vs. $\delta^{18}\text{O}$; Sr/Ca vs. Fe (ppm); y Sr (ppm) vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para la Formación Loma Negra indicando para la misma un conjunto de muestras de calizas prácticamente inalteradas por procesos diagenéticos.

Sobre la base de la distribución de los elementos traza a lo largo de la columna estratigráfica de la Formación Loma Negra, como así también por el reconocimiento del hecho que no existe correlación entre los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y la composición de elementos traza o relaciones entre elementos, se deja asentado que los datos de isótopos de carbono obtenidos para la Formación Loma Negra pueden ser considerados como de signatura cuasi-primaria respecto al agua de mar.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de las calizas micríticas son todos positivos y varían entre +2.8 y +4.5 ‰. Tales datos son consistentes con los observados en otras sucesiones carbonáticas Neoproterozoicas. Sobre la base de una simple consideración del balance de masas, estas calizas reflejan un aumento de la materia orgánica sepultada dado a nivel global (e.g., Hayes et al., 1999). Alternativamente, Rothman et al. (2002) propuso un lento aunque rotundo cambio en el carbono de los océanos del Neoproterozoico a nivel global que explicaría el enriquecimiento de ^{13}C en el carbono de los carbonatos. Finalmente, la diferencia entre los isótopos de carbono del carbonato y carbono orgánico ($\Delta\delta$) registrada para la Formación Loma Negra varía entre 30.5 y 32.3 ‰, sin que sea posible una discriminación estratigráfica, (Fig. 8.4). Esto último, sugiere que la materia orgánica no habría sido alterada postdeposicionalmente, o por lo menos no en una medida considerable. Este rango de $\Delta\delta^{13}\text{C}$ se encuentra entre los valores esperados de fijación del carbono durante la fotosíntesis. Asimismo, estos indican que no hubo un incremento importante de la maduración térmica ni tampoco alguna contribución sustancial dada por acción de las bacterias en la biomasa que provocara una disminución de ^{13}C .

En el diagrama $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 8.7) para las formaciones Villa Mónica y Loma Negra ha sido posible distinguir 5 campos, de acuerdo al tipo de roca analizada. Los diferentes clusters representan diferentes facies y/o ambientes

deposicionales: i) dolomías depositadas en una plataforma estromatolítica; ii) dolomías, lutitas y margas consideradas como facies de planicie de mareas (*tidal-flat*); iii) calizas micríticas rojizas (rml) que representan una rampa carbonática; iv) calizas micríticas negras (bml) interpretadas como depósitos de albufera o *lagoon*; y v) margas rojizas (rm) asociadas facies marinas someras de un evento transgresivo. Dichos ambientes fueron definidos oportunamente por Poiré, (1993).

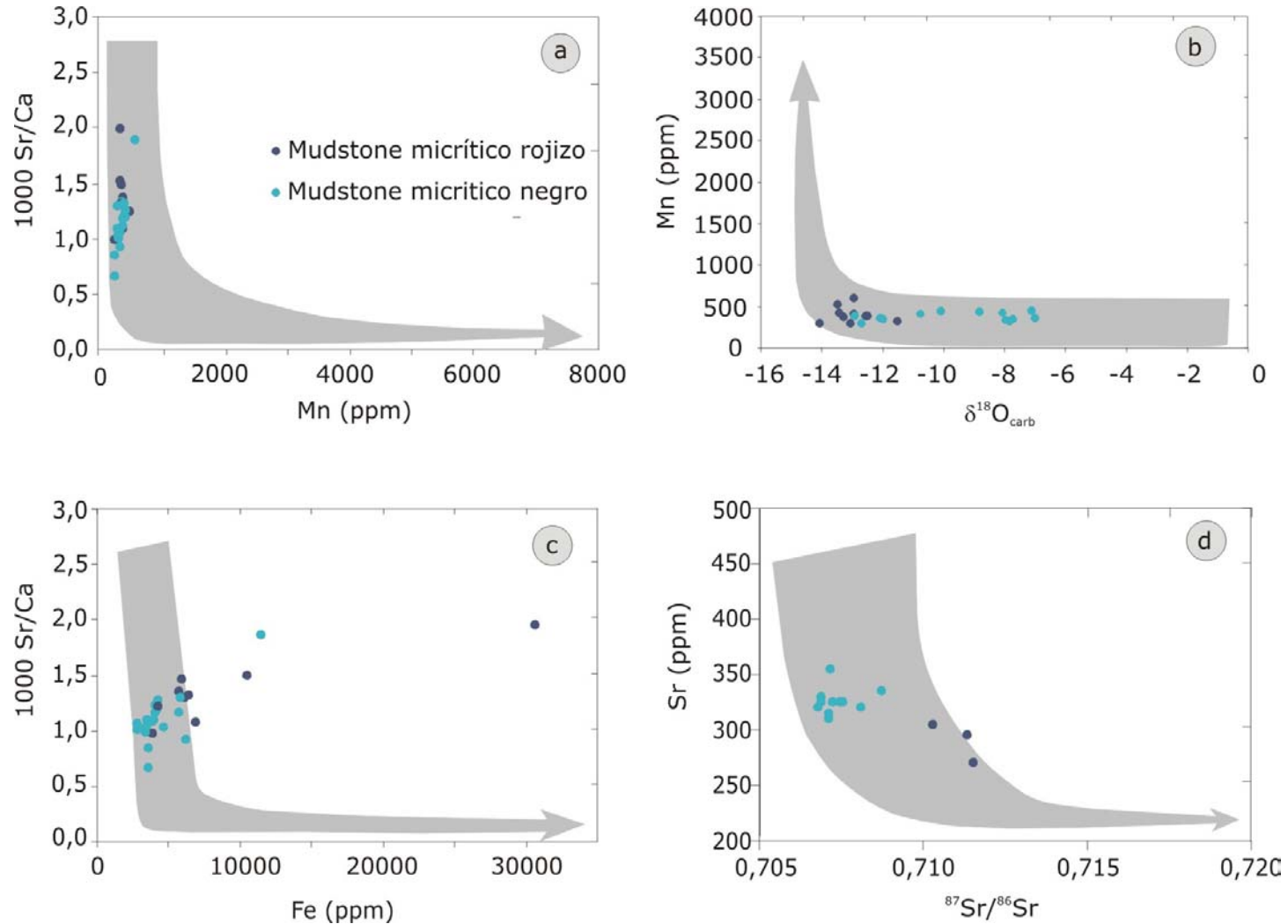


Figura 8.6 Diagramas de relaciones entre elementos e isótopos para la Fm. Loma Negra. (a) Sr/Ca (x1000) vs. Mn (ppm), (b) Mn (ppm) vs. $\delta^{18}\text{O}$ (c) Sr/Ca (x1000) vs. Fe (ppm) y (d) Sr (ppm) / $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$. Las flechas en gris indican la tendencia general de las modificaciones producidas durante la diagénesis. (cf. Veizer, 1983; Bartley et al. 2001). Los datos de Sr (ppm) y $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ fueron extraídos de Kawashita et al. 1999.

Como se mencionó anteriormente, sobre la base de la complejidad dada durante la precipitación del carbonato y la fuerte dependencia de las facies, las variaciones geoquímicas en la misma sucesión podrían ser producidas por procesos diagenéticos similares, los cuales afectan a las rocas de manera diferente debido a la heterogeneidad de su composición. Además, la composición del agua meteórica durante el Neoproterozoico no es muy conocida y la mezcla de escenarios como los dados para rocas más jóvenes son hipotéticos. Adicionalmente al registro de cambio de facies, la variedad composicional aquí presentada permite explicar la diferencia en su composición isotópica.

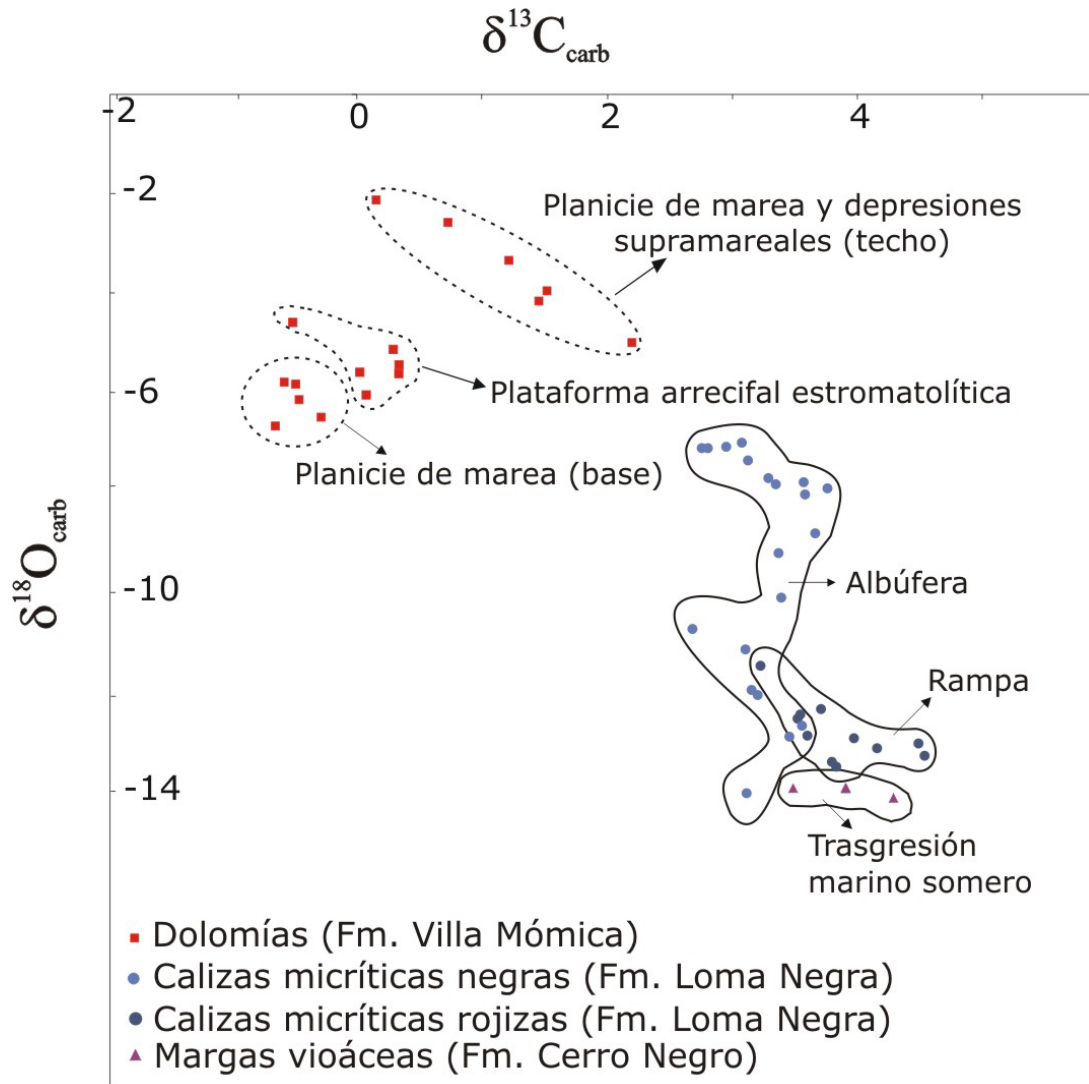


Figura 8.7 Diagrama $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vs. $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ para las formaciones Villa Mónica, Loma Negra y sector basal de Cerro Negro. Este diagrama permite distinguir 6 campos de acuerdo al tipo de facies sedimentaria analizada y su ambiente depositacional correspondiente, (ver texto).

8.6 DIAGÉNESIS

La composición geoquímica de algunos elementos y los datos de isótopos son considerados como indicadores muy sensibles ante los cambios ocurridos durante la diagénesis de carbonatos, los que deben ser acompañados con estudios petrográficos y/o de catodoluminiscencia (e.g., Brand y Veizer, 1981; Kaufman et al., 1993). Las dos unidades estudiadas aquí, formaciones Villa Mónica y Loma Negra, exhiben sus propias, únicas e igualmente complejas características composicionales.

Los efectos diagenéticos pueden ser reconocidos de varias formas Knoll y otros (1986) notaron que en sucesiones neoproterozoicas de Svalvard y Este de Groenlandia, el $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ y el $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ covariaban suavemente a lo largo de las secciones verticales con valores de $\Delta\delta^{13}\text{C}$ de 28 ± 2 ‰. Los procesos diagenéticos pueden alterar la composición isotópica de los carbonatos pero ningún proceso puede alterar al carbonato y al carbono de la MO de la misma manera ni en la misma magnitud. Por lo que estos autores concluyeron que ninguna facies habría sido fuertemente alterada por procesos postdeposicionales.

Cabe considerar que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ asociados al ámbito de diagénesis meteórica son típicamente negativos y considerablemente más bajos comparados con los representados en el ambiente de diagénesis marina, ya que la concentración de ^{18}O en el agua meteórica es bastante menor que en el agua de mar. Asimismo, la covarianza entre el $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ resulta positiva en el ámbito meteórico (Tucker y Bathurst, 1990). Tanto la disminución en el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ como la covarianza positiva entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se observan en el techo de la asociación de facies dolomítico pelítica (Fig. 8.1) como en el techo de la asociación de facies de mudstones micríticos (Fig. 8.4), en ambos casos se atribuye a la influencia del ingreso de fluidos meteóricos durante un evento telogenético (ver Cap. 5B y C).

Uno de los aspectos analizados en este trabajo es aquel que se refiere al potencial de preservación de los isotópicos (PPI) del C y O en rocas carbonáticas. En el Cuadro 8.1 se presenta un resumen de los PPI que tienen las rocas carbonáticas, los cuales depende en forma directa de la mineralogía y tipo de componentes y del

Potencial de preservación isotópica (PPI)	Mineralogía de los componentes	componentes		sedimentos
		esqueletales	no esqueletales	
<p>ALTA</p> <p>Con buen potencial de preservación de los isótopos de C y O</p> <p>Fósiles fosfáticos</p>	<i>Pristine aragonite</i>	moluscos	Cementos marinos	
	<i>Pristine</i> Fósiles de LMC Granos o cementos	Braquiópodos Belemnites Foraminíferos bivalvos		
	Conodontes Dientes de peces			
<p>MODERADA</p> <p>La signatura isotópica del C puede preservarse, pero el isótopo del O comúnmente es alterado</p>	Calcita secundaria Estabilizada en sistemas relativamente cerrados	Moluscos Foraminíferos Corales Equinodermos Algas calcáreas	Cementos marinos Ooides, peloides intraclastos	Algunas micritas Algunos carbonatos de aguas someras Algunas dolomías
<p>BAJA</p> <p>No se preservan mayormente la signatura isotópica de C y O</p>	Calcita secundaria Estabilizada o cementada en sistemas relativamente abiertos con alta interacción agua/roca	Calizas alteradas por diagénesis meteórica en zonas subsuperficiales con cementación y recristalización muy intensas durante el enterramiento; gran parte de las dolomías		

Cuadro 8.1 Potencial de preservación de los isótopos de C y O en carbonatos antiguos y fósiles fosfáticos. Modificado de Marshal (1992); y *más tarde* Flügel 2004.

tipo de sedimento. Del mismo surge que para el caso de las calizas micríticas el PPI es en general moderado mientras que para las dolomías el mismo suele ser alto.

A lo largo de los años, muchos indicadores geoquímicos ó *proxy signals* sensibles a la diagénesis, han sido utilizados como un criterio cualitativo en la determinación del grado de diagénesis o “alteración” modificación postdeposicional de las rocas carbonáticas (Cuadro 8.2) (e.g., Kaufman et al., 1993; Knoll y Kaufman, 1995; Jacobsen y Kaufman, 1999).

Litología	Indicadores geoquímicos de la diagénesis ó <i>proxy signals</i>		
	Primario	Diagénesis temprana	Diagénesis tardía
Rocas carbonáticas	$\delta^{18}\text{O} > -10\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O} \text{ e/ } -10 \text{ y } -14\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O} < -14\text{‰}$
	$\Delta\delta^{13}\text{C} > 28 \text{ ‰}$	$\Delta\delta^{13}\text{C} \cong 28 \text{ ‰}$	$\Delta\delta^{13}\text{C} < 27 \text{ ‰}$
Calizas	Mn/Sr < 1,5	Mn/Sr \cong 1,5	Mn/Sr > 1,5
	Fe/Sr < 3	Fe/Sr 3 a 15	Fe/Sr > 15
Dolomías	Mn/Sr < 3	Mn/Sr \leq 10	Mn/Sr > 10
	Fe/Sr < 50	Fe/Sr \cong 50	Fe/Sr > 50

Cuadro 8.2 Se señalan los indicadores geoquímicos ó *proxy signals* utilizados en este trabajo para determinar el grado de alteración diagenética de las rocas carbonáticas en general y en forma específica para calizas y dolomías.

De estos, los más confiables y mayormente utilizados son la relación Mn/Sr < 2 y $\delta^{18}\text{O}$ por debajo de -10 ‰, los cuales son indicadores de un bajo a moderado cambio diagenético, y donde los carbonatos todavía son considerados “primarios” para efectuar interpretaciones quimioestratigráficas respecto a su composición isotópica del C y Sr. Asimismo, una diferencia isotópica homogénea entre el $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ de entre 28 y 32 ‰ ($\Delta\delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) se considera el reflejo de

una alteración isotópica del carbono muy pequeña a consecuencia del retrabajo microbiano y/o alguna modificación sustancial en la temperatura de la materia orgánica sedimentaria (cuadro 8.2).

A continuación se resumen los indicadores geoquímicos mínimos y máximos encontrados para el caso de las dolomías (Cuadro 8.2.1) y calizas (Cuadro 8.2.2) respectivamente.

Microfacies	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰)		Mn/Sr		Fe/Sr	
	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.
DI(b)	-0.65	+2.20	-5,83	-5,74	12	15	244	293
Dif			-6,67	-6,14	21,8	25,4	446	474
Ds			-5,97	-4,59	16,4	104,5	363	1950
DI(t)			-4,16	-2,60	12,6	258	282	6201
MI			-2,11		3,7		8,7	
mdcl			-3,33		28,7		569	

Cuadro 8.2.1 *Proxy signals* encontrados para las dolomías de la Formación Villa Mónica.

Microfacies	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)		$\Delta\delta^{13}\text{C}$ (‰)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰)		Mn/Sr	Fe/Sr
	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.		
MD1	+2.8	+4.5	30.5	32.3	-13.5	-11.2	<2	<15
MD2					-7.9	-7.1		
MD3					-14.1	-8,8		

Cuadro 8.2.1 *Proxy signals* para las calizas de la Formación Loma Negra. MD1: Sección 1 (MR 2.6 a MN 16.3) (rml); MD2: sección 2 (MN 17.3 a MN 28). bml; MD3: Sección 3 (MN 29 a Mar 43) ver figura 8.2.

Las muestras de rocas carbonáticas neoproterozoicas con $\Delta\delta^{13}\text{C} < 28$ por mil son consideradas alteradas diagenéticamente. Por otro lado, en el trabajo de Narbone et al (1994) como en los citados en él, los valores entre 31 y 36 por mil son considerados como indicadores de preservación de las características primarias.

En la Formación Villa Mónica se reconocieron seis tipos de dolomita diferentes o seis microfacies (ver Cap.5). Las mismas difieren entre sí por su tamaño de grano y forma cristalina (tipo de borde cristalino), contenido de componentes silicoclásticos (terrígenos), presencia de cementos, tipos de reemplazos, minerales autigénicos, zonación concéntrica, etc. (ver Cap. 5B). La unidad completa presenta alta concentración de Mn y Fe y baja proporción de Sr, como así también las relaciones Mn/Sr y Fe/Sr son muy elevadas (Tab. 1, Figs. 8.2 y 8.3). Tales valores apuntan a una severa alteración durante la diagénesis lo que ubica a estos carbonatos en una posición dudosa para una evaluación de sus características composicionales respecto a los isótopos de Sr. La distribución estratigráfica observada muestra que los valores más elevados de Mn y Fe se encuentran en la porción superior de la secuencia (por encima de los 26,7m; Tab. 8.1). Resulta interesante remarcar, sin embargo, que la significativa alteración diagenética de los elementos analizados no se traduce en un cambio concomitante de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ como era de esperar. De hecho, y si únicamente se consideraran los datos $\delta^{18}\text{O}$, las dolomías de la Formación Villa Mónica pasarían ampliamente el límite $\delta^{18}\text{O} > -10$ ‰, pudiendo de esta manera ser equivocadamente consideradas como inalteradas (Tab. 8.1, Fig. 8.2).

Las observaciones concernientes a la diagénesis de los carbonatos de la Formación Villa Mónica indican claramente una importante pérdida de Sr y adición de Mn y Fe en los fluidos porales.

La tendencia observada comúnmente hacia valores de $\delta^{18}\text{O}$ más negativos dados como consecuencia de los procesos de diagénesis meteórica, no son reconocidos. Al mismo tiempo, no se observan valores fuertemente negativos de $\delta^{13}\text{C}$ que reflejarían la incorporación de dióxido de carbono reciclado de la materia orgánica del sedimento. Igualmente, en este caso no se ha podido establecer una correlación entre las composiciones isotópicas del carbono y el oxígeno (Figs. 8.1, 8.2b y 8.3b).

Las sedimentitas que constituyen la Formación Loma Negra son, a lo largo de toda la sucesión, calizas micríticas, de tonalidad castaño-rojiza en la parte basal (hasta los 8.3m) seguidas de micritas negras en el resto de la formación. A pesar que las evidencias petrográficas indican una recristalización de la micrita a microesparita, la distribución uniforme de los elementos y relaciones entre

elementos sugiere a penas un bajo a moderado grado diagenético. En las calizas de la Formación Loma Negra no se reconoce una pérdida importante de Sr ni un incremento en Mn y Fe como se observó para la Formación Villa Mónica. (Figs. 8.5 y 8.6). Conjuntamente se considera que la diferencia composicional entre el carbonato original y el fluido diagenético fue pequeña y/o la roca actuó como un buffer en el sistema diagenético (baja relación agua-sedimento). Asimismo, la baja abundancia de carbono orgánico y los valores positivos $\delta^{13}\text{C}$ a través de la sucesión completa, sugieren que el retrabajo microbiano de la materia orgánica del sedimento no alteró la composición isotópica del carbono. En otras palabras, puede considerarse que las calizas micríticas de la Formación Loma Negra y sus datos de isótopos de carbono son cercanos, a los valores primarios.

Algo que resulta un poco enigmático dentro de esta secuencia, es la distribución estratigráfica de los datos del isótopo de oxígeno, los cuales en el sector intermedio entre los 8,3 y 16,5m poseen valores de $\delta^{18}\text{O}$ que son 3 ‰ más altos que los valores observado por encima y por debajo (Fig. 8.4). La parte superior de la Formación Loma Negra (Sección 3) exhibe una tendencia a valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$ hacia el tope. Las evidencias de campo y petrográficas indican el desarrollo de una superficie cárstica en el tope de la Formación Loma Negra (Barrio et al., 1991). El ingreso de fluidos meteóricos empobrecidos en ^{18}O es fácilmente deducido, y puede explicar esta distribución estratigráfica en $\delta^{18}\text{O}$ para la parte superior de la Formación Loma Negra (Figs. 8.5d y 8.6b). Es por esto que no es posible tomar como prueba irrevocable que esto pueda reflejar una composición primaria.

8.7 QUIMIOESTRATIGRAFÍA

A lo largo de más de veinte años, se han documentado variaciones seculares en la composición isotópica del carbono y estroncio para el agua de mar del Neoproterozoico en numerosos estudios detallados (ver resumen en: Jacobsen y Kaufman, 1999, y también Walter et al., 2000, Melezhik et al., 2001, Halverson et al., 2003). Como característica distintiva del Neoproterozoico, existen cuatro anomalías negativas de $\delta^{13}\text{C}$ hacia valores tan bajos como -5‰ asociados a dos glaciaciones Eburnianas, estimadas en 740 Ma (S1) y 720 Ma (S2) y a dos glaciaciones Vendianas/Marinoanas, estimadas en 590 Ma (V1) y 575 Ma (V2).

Cada anomalía negativa es seguida por un aumento hacia valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ de hasta +11 ‰. En forma similar, las bajas relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con valores entre 0.7056 y 0.7068 caracterizan el intervalo de tiempo entre los 800 y 750 Ma anterior a las glaciaciones Esturnianas, mientras un incremento de los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ desde 0.7067 a 0.7088 fue observado en varias secuencias entre los 580 y 550 Ma posteriormente a las glaciaciones del Vendiano (Fig. 8.8a).

Los valores positivos del isótopo de carbono de alrededor de +3,5 ‰ y las relaciones del isótopo de Sr entre 0.7068 y 0.7075 obtenidas por Kawashita et al. (1999a) (ver Tabla 5) sugieren una edad Vendiana para la Formación Loma Negra. Más específicamente parece ajustarse dentro del rango de ~580-590 Ma (Fig. 8.8). Desafortunadamente, la ausencia de depósitos glaciogénicos en clara relación estratigráfica con la Formación Loma Negra, no permiten una mayor clarificación.

Otros datos similares a los obtenidos para la Formación Loma Negra fueron reportados para las calizas de la Formación Polanco (Grupo Arroyo del Soldado) en Uruguay (Gaucher et al., 2000; 2003) y en el Grupo Corumbá en Brasil (Boggiani, 1998; Boggiani et al., 2003). La edad de la Formación Polanco ha sido determinada como Vendiana (555-580 Ma) sobre la base de la bioestratigrafía de acritarcos, presencia de *Cloudina* y quimioestratigrafía de C y Sr (Gaucher et al., 2000; 2004). La edad del Grupo Corumbá fue determinada dentro del intervalo comprendido entre los 600 y 535 Ma sobre la base de quimioestratigrafía del Sr y bioestratigrafía (Boggiani et al., 2003) (Figs. 8.9 y 8.10). Asimismo, el contexto geológico regional muestra similitudes en cuanto a la ausencia de depósitos glaciales, como así también de capas de carbonatos (*cap carbonates*) los cuales también están ausentes en el Grupo Sierras Bayas. La edad de la Formación Loma Negra es interpretada como perteneciente a la parte más alta del Neoproterozoico (Vendiano) sobre la base de los valores observados de C y Sr (Fig. 8.8), la presencia de *Cloudina* y la similitud de estas facies con las representadas en Uruguay y Brasil. Estos resultados difieren con lo expuesto en estudios previos sobre la base de datos de edades Rb/Sr y K/Ar (resumidos en Kawashita et al., 1999a).

En la curva de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no se puede inferir la edad para las dolomías dado que la alteración química de las mismas no lo permite. Sin embargo, es posible

considerar el intervalo de valores de ^{13}C y volcarlos en la curva correspondiente, ya que los isótopos, tal como los indican los valores de ^{18}O , pueden considerarse primarios. En consecuencia en la curva de ^{13}C las dolomías podrían colocarse en tres posiciones. Las mismas indican tres edades posibles: una de cerca de 720 Ma con un evento glacial por debajo (del cual no hay registro); la segunda de 740 Ma con una glaciación por encima y otra por debajo (de las cuales tampoco se hallan evidencias); y una tercera alrededor de los 800Ma, que resulta la más probable, (Fig. 10).

La edad sugerida para las dolomías de la Formación Villa Mónica es rifeana superior y surge de la combinación de datos bioestratigráficos con radimétricos. La historia diagenética de las dolomías resulta bastante compleja (ver Cap. 5B). Una interpretación preliminar, sin considerar la geoquímica de estas rocas, posibilita su comparación con datos del Grupo Bambuí en Brasil (Formación Sete Lagoas; de acuerdo a Santos et al., 2000; Figs. 8.8, 8.9 y 8.10) con edades depositacionales de alrededor de los 800 Ma. Comparaciones con las curvas de C-O Jacobsen y Kaufman (1999) y Walter et al. (2000) indican dos intervalos de tiempo probables ± 740 Ma y ± 840 Ma para estas facies, los cuales son comparables con las interpretaciones de Rb/Sr y estratigrafía de estromatolitos.

Formation	Outcrop - Quarry	Sample	Lithology	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr	Rb	Rb/Sr
				(‰PDB)	(‰PDB)				
Loma Negra	Loma Negra S.A.	LNO-3I	lbl	3,7	-5,7	0,7069	325	9	0,028
Loma Negra	Loma Negra S.A.	LNO-7A	lbl	3,7	-5,5	0,7072	355	7	0,020
Loma Negra	Loma Negra S.A.	LNO-7C1	lbl	3,1	-5,1	0,7070	330	9	0,027
Loma Negra	Loma Negra S.A.	LNO-7C2	lbl	3,1	-5,5	0,7075	325	8	0,025
Loma Negra	Loma Negra S.A.	LNO-7E	lbl	3,4	-5,4	0,7073	325	11	0,034
Loma Negra	Loma Negra S.A.	LNO-7G	lbl	3,6	-4,9	0,7071	315	10	0,032
Loma Negra	Loma Negra S.A.	LNO-5A	lbl	3,9	-6,6	0,7068	320	6	0,019
Loma Negra	Loma Negra S.A.	LNO-5D	lbl	4	-6,8	0,7069	330	5	0,015
Loma Negra	Loma Negra S.A.	LNO-5G	lbl	4,1	-7	0,7071	310	8	0,026
Loma Negra	Loma Negra S.A.	LNO-5I	lbl	4	-7,2	0,7075	325	8	0,025
Loma Negra	Cementos Avellaneda S.A.	Av-1	lbl	3,8	-10,5	0,7081	320	20	0,063
Loma Negra	Cementos Avellaneda S.A.	Av-2	lrl	nd	nd	0,7087	335	20	0,060

Lithology: lbl = laminated black micritic limestone; lrl = laminated redish micritic limestone

Tabla 8.5 Datos resumidos de los resultados obtenidos por Kawashita et al., 1999.

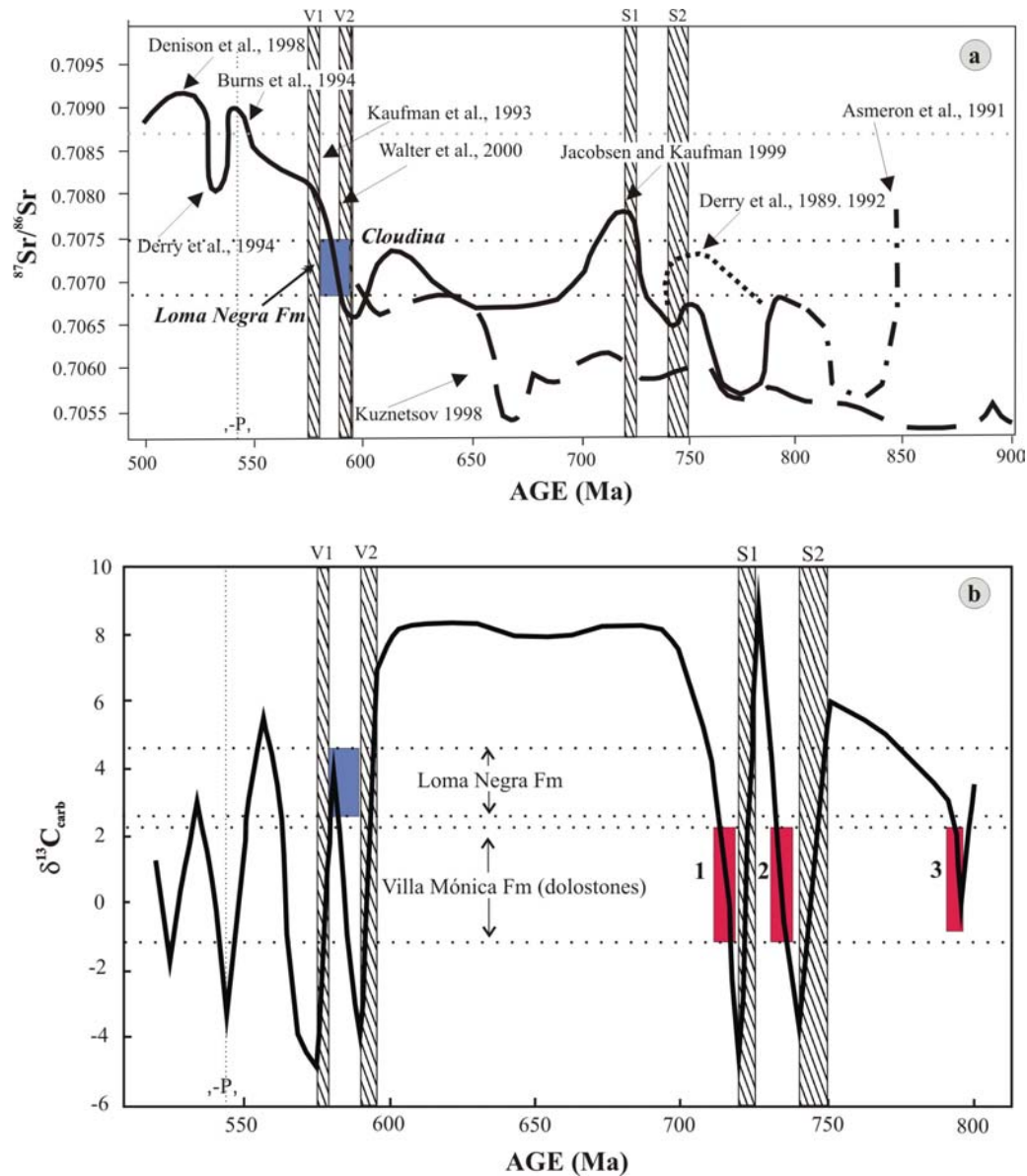


Figura 8.8 Curvas de evolución en el tiempo del $\delta^{13}\text{C}$ y $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ para el agua de mar en el Neoproterozoico de acuerdo con Kaufman y Knoll (1995) y Melezhic et al 2000. El rectángulo en azul en (a) corresponde al rango de valores de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ obtenidos por Kawashita et al. 1999 para la Fm. Loma Negra, (b) los datos de $\delta^{13}\text{C}$ para la formaciones Villa Mónica (áreas en rojo) y Loma Negra (área en azul) son graficados en la curva global diagramada por Jacobsen y Kaufman (1999). Las áreas en rojo señalan las edades probables para la Fm. Villa Mónica.

Se presenta la comparación de los datos de $\delta^{13}\text{C}$ y $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ obtenidos en este estudio con los de otras sucesiones neoproterozoicas con características similares a las del Gr. Sierras Bayas del SO Gondwana en Uruguay, Brasil, Namibia y Sudáfrica (Fig. 8.9).

Los perfiles sedimentarios correspondientes a las sucesiones carbonáticas neoproterozoicas de Argentina, Uruguay, Brasil, Namibia y Sudáfrica son representados junto a las curvas de variación de isótopos estables (Fig. 8.10).

País	$\delta^{13}\text{C}$		Litología	Edad	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Unidades estratigráficas	Referencias
	-10	+10					
Argentina			dolomías estromatolitos	800-900 Ma (793 ± 32 Ma)		Fm. Villa Mónica	Gómez Peral et al., 2007
			calizas	570 - 590 Ma	0.7069 - 0.7087	Fm. Loma Negra	Gómez Peral et al., 2007
Uruguay			dolomías estromatolitos	?	0.7236 - 0.7253	Gr. Basal	Kawashita et al. 1999 - Gaucher et al. 2003
			calizas	590-550 Ma	0.7081 - 0.7089	Gr. Arroyo del Soldado	
Brasil			calizas	790-600 Ma	0.7084 - 0.7082	Gr. Bambuí	Iyer et al. 1995 - Santos et al. 2000
			calizas dolomías	600-535 Ma	0.7077	Gr. Corumbá	Boggiani et al. 2003
Namibia - Sudáfrica			calizas	745 Ma	0.7071	Subgrupo Hilda	Kaufman et al. 1991 - Fölling and Frimmel 2002
			<i>cap-carbonate</i>	570-540 Ma	0.7082 - 0.7085	Fm. Holgat	
			calizas	± 570 Ma	0.7081	Gr. Witvlei	
			calizas	550-540 Ma	0.7085	Gr. Nama	
			calizas	553 ± 30 Ma	0.7087	Gr. Kango	
			calizas	555 ± 28 Ma	0.7085	Gr. Port Nolloth	

Figura 8.9 Comparación de los datos de $\delta^{13}\text{C}$ y $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ obtenidos en sucesiones neoproterozoicas con características similares del SO Gondwana (Argentina, Uruguay, Brasil, Namibia y Sudáfrica). Con una franja rosa se resalta el rango de valores de $\delta^{13}\text{C}$ para la Fm. Villa Mónica mientras que la franja azul corresponde al intervalo de datos para la Fm. Loma Negra.

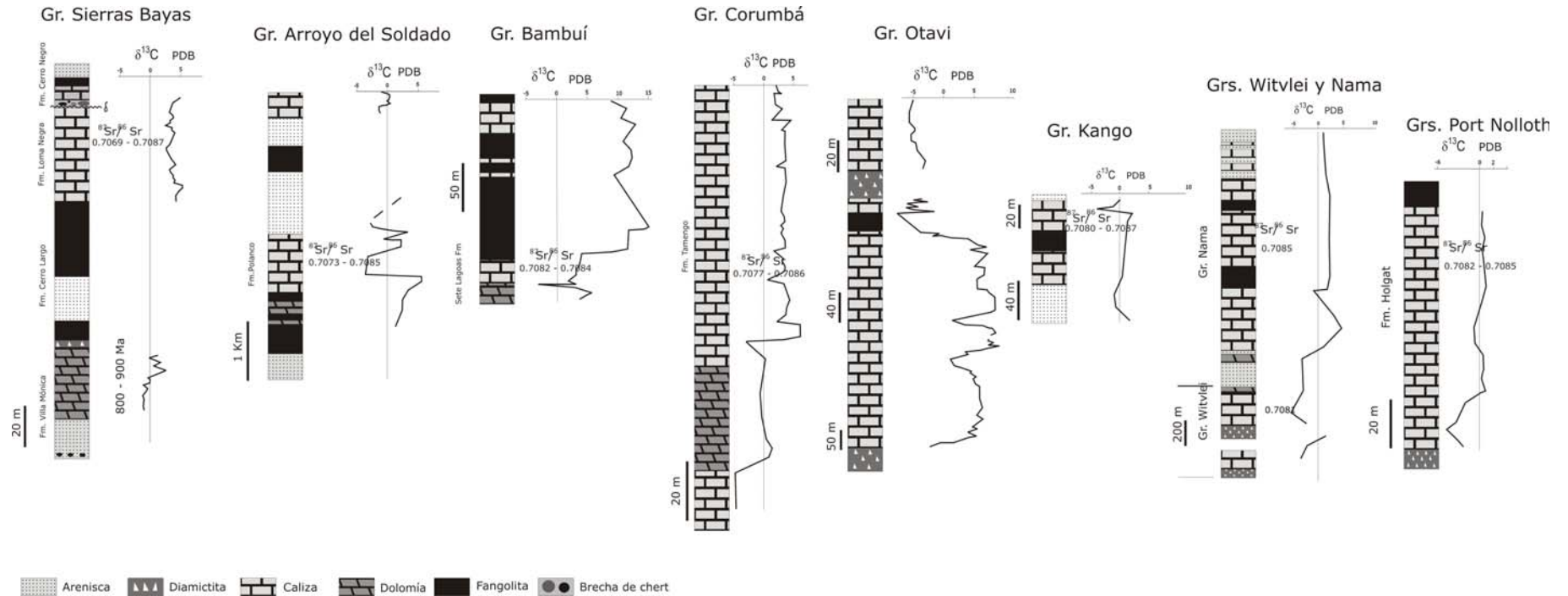


Figura 8.10. Perfiles generales y esquemáticos de las unidades carbonáticas neoproterozoicas del margen SO de Gondwana. Se dibujaron las curvas con los datos de $\delta^{13}\text{C}$. Las secciones corresponden a Argentina, Uruguay, Brasil, Namibia y Sudáfrica.

8.8 CONCLUSIONES

Los estudios petrográficos, geoquímicos e isotópicos se combinan de manera de contrastar la edad y evolución climática de las rocas neoproterozoicas del Sistema de Tandilla (Argentina). Las dos unidades carbonáticas del Grupo Sierras Bayas fueron analizadas en detalle fundamentalmente en base a interpretaciones acerca de su composición isotópica (C, O). Las dolomías de la Fm. Villa Mónica y calizas de la Fm. Loma Negra, están separadas entre sí por las unidades silicoclásticas correspondientes a la Fm. Cerro Largo y Fm. Olavarría. Las dolomías de la Fm. Villa Mónica son claramente, dada su posición estratigráfica, más antiguas que las calizas de la Fm. Loma Negra y reflejan valores de isótopos de Sr fuertemente alterados, como así también una evolución diagenética muy diferente. Para ambas unidades las conclusiones arribadas son:

8.8.1 Formación Villa Mónica:

1. La diagénesis de las dolomías incluye a dos eventos de dolomitización principales que afectaron a una sedimentita originalmente constituida por micrita (LMC). Subsecuentemente, se reconocen entre otros, tres estadios principales de cementación (1 cemento doloesparítico ocasionalmente con cristales con núcleos ricos en hierro; 2 cristales euhedrales de cemento cuarzoso; y 3 cemento tipo HMC en macrocristales anhedrales y euhedrales) (ver cap. 5).

2. Las facies sedimentarias incluyen a variedades muy conspicuas de estromatolitos representadas por una plataforma estromatolítica y clástica, con carbonatos no estromatolíticos, probablemente depositados en un ambiente intermareal.

3. Los análisis geoquímicos permitieron reconocer, en estos carbonatos, un fuerte enriquecimiento en Mn y Fe y un importante empobrecimiento en Sr, dados como consecuencia de un alto grado de alteración diagenética que afectó en forma considerable los valores de Sr originales, excluyendo a estas rocas de posibles interpretaciones quimioestratigráficas con respecto a este elemento.

4. Sin embargo, se observó que las dolomías presentan valores de $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ ($> -10\text{‰}$) que varían entre -6.7 y -2.1‰ . Los resultados de $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ indican

valores de entre -0.7 y $+2.2\text{‰}$. Existe una notable correlación entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y las características intrínsecas de las facies sedimentarias. Mientras que las dolomías estromatolíticas presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ cercanos a 0, entre -0.7 y $+0.3\text{‰}$, los carbonatos clásticos intermareales arrojan resultados mas positivos entre $+0.2$ y $+2.2\text{‰}$.

5. De acuerdo al punto anterior, y considerando al isótopo de C como primario, dados los valores poco modificados del isótopo de O, la curva de $\delta^{13}\text{C}$ permitiría ubicar a las dolomías en tres posiciones correspondientes a tres edades posibles. De estas, la más factible es la que se encuentra alrededor de los 800Ma ya que es comparable a la edad propuesta para la asociación de estromatolitos presentes en esta sucesión y con los de Rb/Sr.

8.8.2 Formación Loma Negra:

1. Los procesos diagenéticos observados en las calizas pueden dividirse en cinco estadios principales: 1 recristalización de una base micrítica; 2 disolución y generación porosidad; 3 precipitación de cemento calcítico; 4 estilolitización; y 5 cementación de geles silíceos. Los mismos son incluidos en tres etapas diagenéticas principales: sindeposicional, de soterramiento y de telodiagénesis (Ver Cap. 5C).

2. se han reconocido dos facies sedimentarias principales: una inferior dominada por mudstones calcíticos rojizos pertenecientes a un ambiente de rampa marina, y una superior compuesta por un mudstones calcíticos negros interpretado como depósito de albufera.

3. Los valores de $\text{Mn/Sr} < 1.5$, $\text{Fe/Sr} < 50$, $\text{Ca/Sr} < 1100$, $\text{Rb/Sr} > 0.001$ y $\delta^{18}\text{O} > -11 \text{‰}$ son considerados como indicadores de una baja a moderada alteración diagenética de estas facies sedimentarias. La mayoría de las muestras cumplen con estas características geoquímicas, por lo que se considera a estos carbonatos cuasi-primarios desde el punto de vista de su composición isotópica. Consecuentemente, esta unidad es factible de ser comparada con las curvas de C y Sr del Neoproterozoico.

4. las facies de calizas micríticas no luminiscentes de la Fm. Loma Negra poseen valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ entre +2.7 y +4.5‰ y relaciones isotópicas de estroncio entre 0.7068 y 0.7075. Tales valores son comparables con los encontrados en otras secuencias carbonáticas del Neoproterozoico del SO de Gondwana. Estos, sumado a la presencia de *Cloudina* (Gaucher et al., 2006) permiten atribuir a esta sucesión una edad ediacareana. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las calizas micríticas negras son agrupados en dos intervalos (-8.1 a -7.1‰) y (-14 a -12 ‰). El segundo, con valores muy negativos, podrían ser explicados por percolación de fluidos meteóricos empobrecidos en ^{18}O dentro del sector superior de esta formación durante la implantación de una superficie cárstica. Estos dos intervalos de valores permiten definir dos facies diagenéticas.

5. Por otra parte, se sugiere la posibilidad de correlacionar los datos de $\delta^{13}\text{C}$ e isótopos de Sr registrados en la Fm. Loma Negra con los reportados para la Fm. Polanco (Uruguay) y Grupo Corumbá (Brasil). Dicha correlación también es representada por la presencia de *Cloudina* en las tres unidades antes mencionadas, y la misma implica una edad de ca. 580-590 Ma para la Fm. Loma Negra.

Finalmente, cabe resaltar que este estudio ha permitido demostrar que la reconstrucción detallada de los procesos diagenéticos y su historia evolutiva contribuyen de manera muy importante a la interpretación de datos de isótopos de C, O y Sr y proporcionan una herramienta más en el entendimiento de la quimioestratigrafía y evolución de las cuencas neoproterozoicas.

CAPITULO 9

NIVELES FOSFÁTICOS FOSFOGÉNESIS

CAPITULO 9

NIVELES FOSFATICOS – FOSFOGENESIS

9.1 INTRODUCCION

Los depósitos de fosforitas, que en la mayoría de los casos se relacionan a corrientes de *upwelling* y alta productividad orgánica, son conocidos desde el Precámbrico (Cook, 1992; Mazumdar, 1999). En algunos casos suelen estar asociados a chert y/o rocas carbonáticas como ocurre en las secuencias de las Sierras Bayas.

El modelo de *upwelling*, se considera como el mecanismo más popular para explicar el origen de los depósitos con fosforitas, el cual comprende un ascenso de una corriente fría y rica en nutrientes proveniente del fondo oceánico hacia la zona de plataforma, la cual resulta en una alta productividad en la zona marina más somera (Cook, 1976; Misi y Kyle, 1994).

Muchos minerales autigénicos marinos dependen más o menos directamente de la actividad biológica, ya sea bentónica o pelágica (Glenn, 2000). Esto implica una fuerte influencia del ambiente y de los nutrientes sobre las características químicas, pero también de las variaciones de las especies dominantes y por ende de la variación en su composición química. Dentro de los nutrientes el fósforo es uno de los más importantes también conocido como “nutriente limitante”, lo que explica y justifica el interés en el ciclo del P y se supone que ha variado con respecto al pasado geológico.

La formación de fosforitas sedimentarias como un evento del P global, ha ocurrido episódicamente en la historia de la tierra.

Desde hace varias décadas se divulga que ha habido un importante episodio fosfogenético alrededor del período de transición entre el Proterozoico al Fanerozoico de magnitudes muy extendidas (Cook, 1992). Esto se refleja en la ocurrencia de depósitos fosfáticos (fosforitas) del pasaje Precámbrico-Cámbrico de Asia, Australia, África y Sudamérica. Se considera que el mismo, no sólo fue

responsable de la formación de fosforitas sino también ha tenido un efecto importante en la biota, y puede haber sido un mecanismo de surgencia para la “explosión” faunal del Cámbrico y el comienzo de la biomineralización.

Por otra parte, el modelo de fosfatización propuesto por Cook y Shergold (1986) pone énfasis en la asociación de los eventos fosfogénicos globales relacionados a un período de glaciación posterior. Estos autores sugieren que un período de glaciación puede producir un gran volumen de aguas frías ricas en nutrientes, resultando en una mayor expansión de la productividad orgánica en la zona fótica seguida del período glaciario (Misi y Kyle, 1994).

9.1.1 Niveles fosfáticos

En el Grupo Sierras Bayas y Fm. Cerro Negro se ha reconocido la presencia de tres niveles fosfáticos (Fig. 9.1). El primer nivel identificado se encuentra en el tope de la asociación de facies cuarzo-arcósicas de la Fm. Villa Mónica el cual está compuesto por nódulos y lentes fosfáticos en matriz pelítica (Fig. 9.2), inmediatamente por encima se encuentra otro nivel constituido por clastos fosfáticos asociados a estromatolitos columnares en la asociación dolomítico pelítica, y un tercer nivel perteneciente a la base de la Fm. Cerro Negro ubicado en el contacto superior del Grupo Sierras Bayas en donde se reconocen nódulos y lentes fosfáticos asociados a margas y mudstones carbonáticos (Fig. 9.1).

En la cantera Piedra Amarilla (Figs. 9.2 y 9.3) se han identificado los dos primeros niveles fosfáticos. El primero, del tope de la asociación de facies cuarzo arcósicas, está constituido por pelitas laminadas con nódulos y lentes fosfáticos. En el mismo se han reconocido importantes concentraciones de óxidos de hierro, principalmente de goethita también asociados a *chert* de color rojizo.

En la misma cantera, en el sector basal de la asociación de facies dolomítica pelíticas se registra la presencia de un nivel con clastos fosfáticos asociados a dolomías estromatolíticas, el que se encuentra a menos de un metro por encima del nivel anterior.

Poiré (1987) hace referencia a éste nivel clástico, y lo describe como “*un conglomerado dolomítico de canto de hasta 15 cm de espesor ubicado en la parte*

basal del miembro dolomítico, el cual estaría formado por clastos de arenitas cuarzosas y pelitas provenientes de la asociación de facies que la subyace". Con la salvedad que en su descripción no menciona la composición de dichos clastos pelíticos. En este trabajo se observará que algunos de éstos son silicoclásticos mientras que otros (negros) son fosfáticos.

El nivel con clastos fosfáticos se reconoce asimismo, a través de testigos de perforación realizados en la cantera El Polvorín (Fig. 9.4).

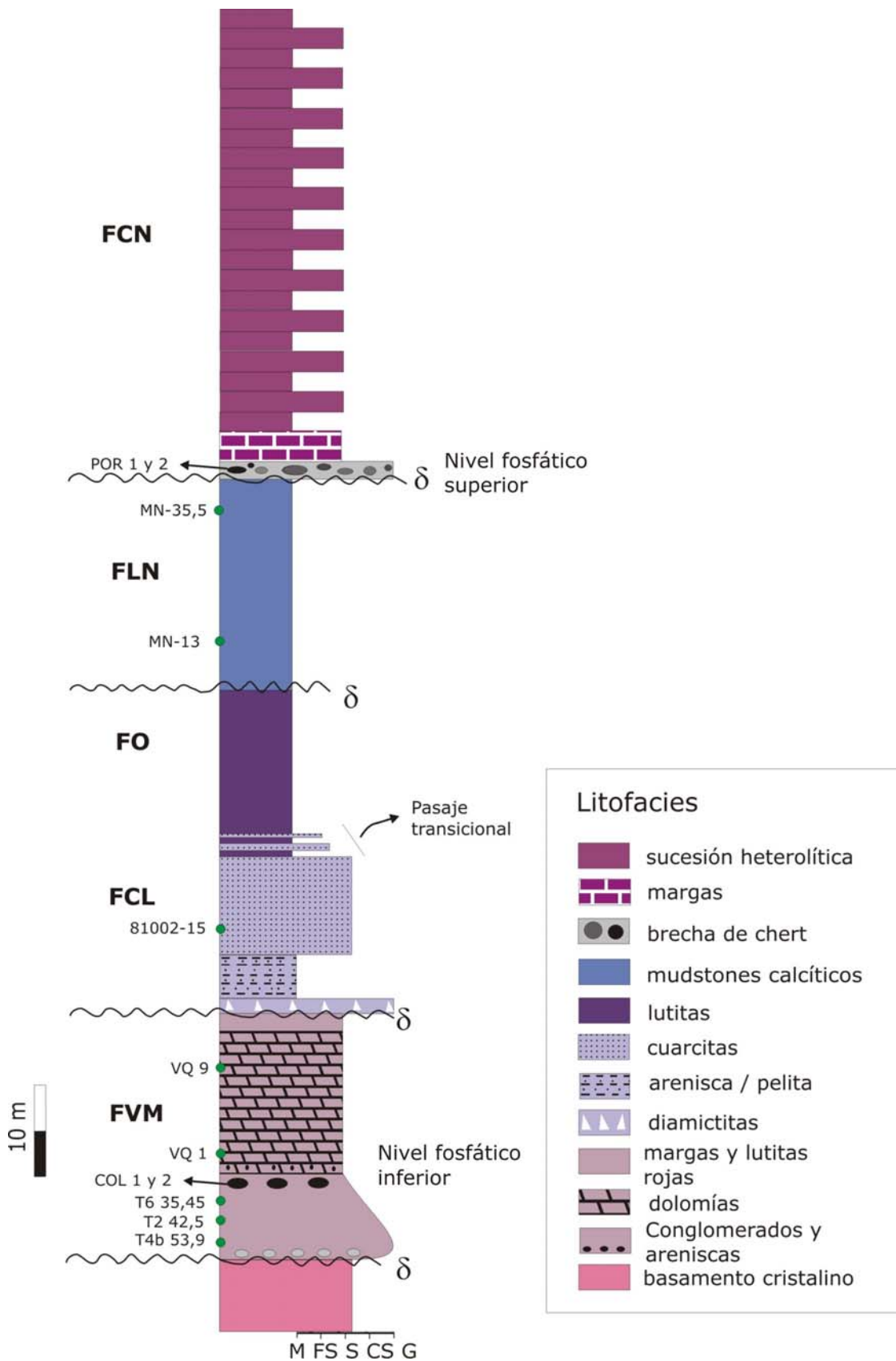


Figura 9.1. Ubicación de muestras en el perfil general del Grupo Sierras Bayas. Se reconocen los dos niveles fosfáticos.

A continuación se presenta una caracterización detallada de los niveles fosfáticos que comprende a su análisis petrológico, acompañado de la interpretación de resultados de difracción de rayos X, de microscopía electrónica de barrido y EDAX, como así también se intenta acotar la edad estimada de las unidades fosfáticas mencionadas.

Se realiza, asimismo una comparación entre el nivel fosfático inferior de la Fm. Villa Mónica y el que se ubica estratigráficamente por encima, en la base de la Fm. Cerro Negro, (Leanza y Hugo, 1987).

Por otra parte, se estima que el aporte más importante de este capítulo radica en la interpretación de los procesos paleoambientales y fosfogenéticos que dieron origen a estos niveles con fosforitas.

9.1.1.1 Niveles fosfáticos de la Formación Villa Mónica

El relevamiento de nuevos perfiles en la cantera Piedra Amarilla (antes conocida como Colombo, Fig. 9.3), ha permitido el reconocimiento de un nivel con nódulos y lentes de color gris oscuro a negro de composición fosfática ubicado en el techo de la asociación de facies cuarzo arcósicas. Los nódulos de este nivel tienen dimensiones de 12x12x6cm aproximadamente, dada su forma aplanada acorde a la estratificación, mientras que las lentes fosfáticas se extienden hasta aproximadamente los 40cm de longitud. Debido a la muy escasa exposición de este nivel sólo se ha podido observar en los escasos centímetros expuestos de este miembro (Fig. 9.2).

Asimismo, estratigráficamente por encima del nivel anterior, en la base de la asociación de facies dolomítico pelítica se han identificado clastos subredondeados de color negro de hasta 3,5 cm de diámetro máximo, de composición fosfática.

En la cantera Piedra Amarilla se observa estratigráficamente por encima del nivel nodular, la presencia del nivel con clastos fosfáticos de unos 60cm de espesor ubicado en la base del primer estrato bioestromal de la asociación de facies dolomítico pelítica. Llama la atención la distribución de los clastos de color negro los cuales se encuentran en forma más dispersa hacia arriba, entre las columnas

estromatolíticas de las dolomías. En este caso, los clastos fosfáticos están asociados con clastos cuarzosos y de pelitas verdes.

La realización de perforaciones en la cantera El Polvorín, permitió la obtención de testigos de roca de la Formación Villa Mónica, desde su contacto basal con el basamento ígneo-metamórfico del Complejo Buenos Aires, hasta su pasaje discordante hacia la Formación Cerro Largo (Fig. 9.4). Durante el desarrollo de estos cateos se identificó la presencia del nivel con clastos fosfáticos dispersos en la base de las dolomías la Formación Villa Mónica (Fig. 9.4).

Tanto en el afloramiento (Cantera Piedra Amarilla, Fig. 9.3) como en el subsuelo (Cantera El Polvorín, Fig. 9.4), el nivel con clastos constituye un conglomerado basal que comprende los primeros centímetros asociación de facies dolomítico pelítica de la Formación Villa Mónica. Los clastos son de formas proladas y laminares, y se encuentran ubicados en la mayoría de los casos con su eje mayor perpendicular a la estratificación o “de canto”. Los mismos son de subredondeados a subangulosos y se presentan inmersos en una matriz dolomítica de color bayo a rojo oscuro (según el contenido de hierro), como así también asociados a estromatolitos columnares de composición dolomítica.



Figura 9.2. Foto del nivel nodular-lenticular de fosforitas en las pelitas del techo del miembro cuarcitas inferiores. Detalle de una lente fosfática intercalada en pelitas verde claro del miembro “cuarcitas inferiores”.

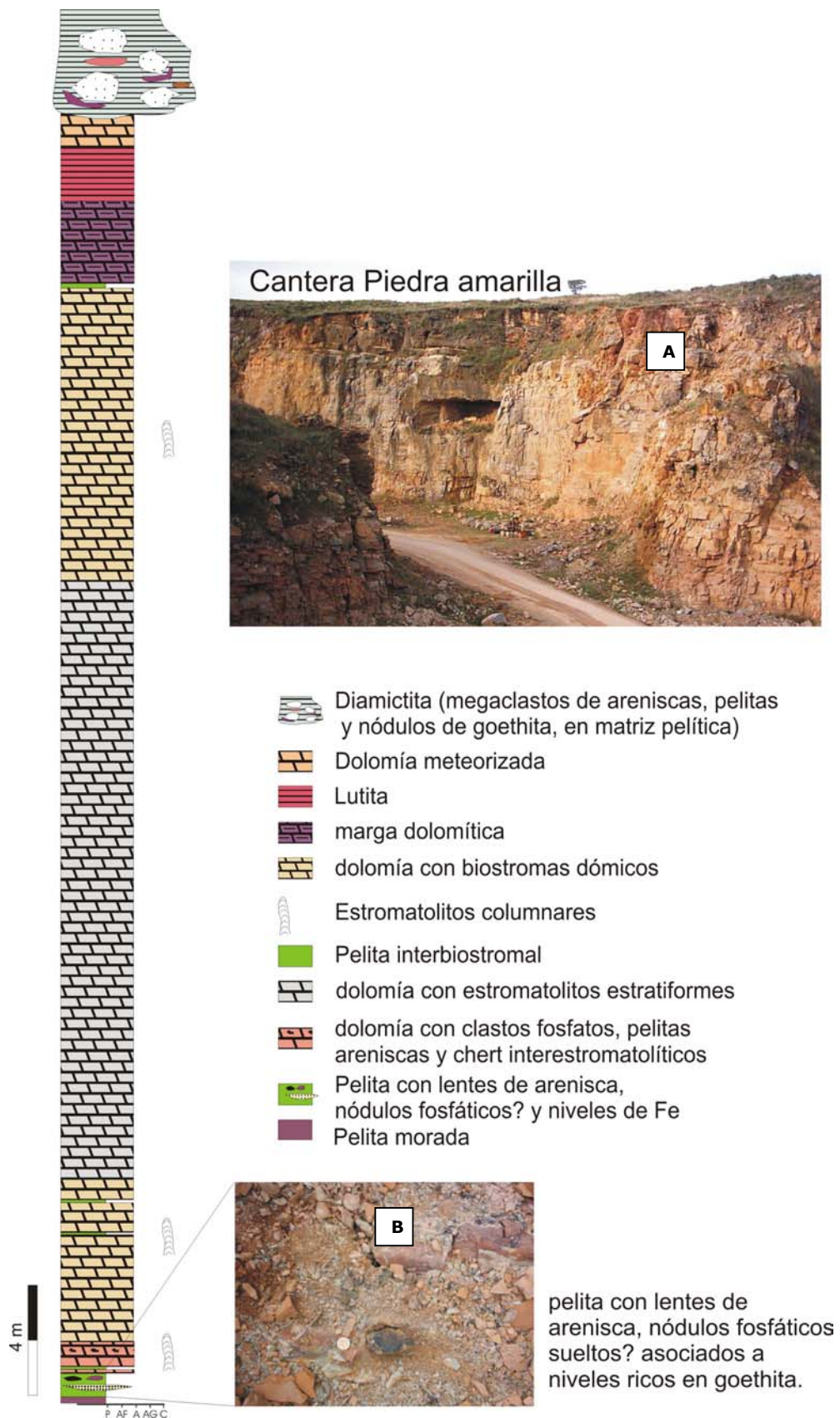


Figura 9.3. Perfil cantera Piedra Amarilla. La foto A muestra la vista general de la Cantera Piedra Amarilla. En la foto B se observa un detalle del nivel con nódulos fosfáticos expuestos en el piso de explotación de la cantera.

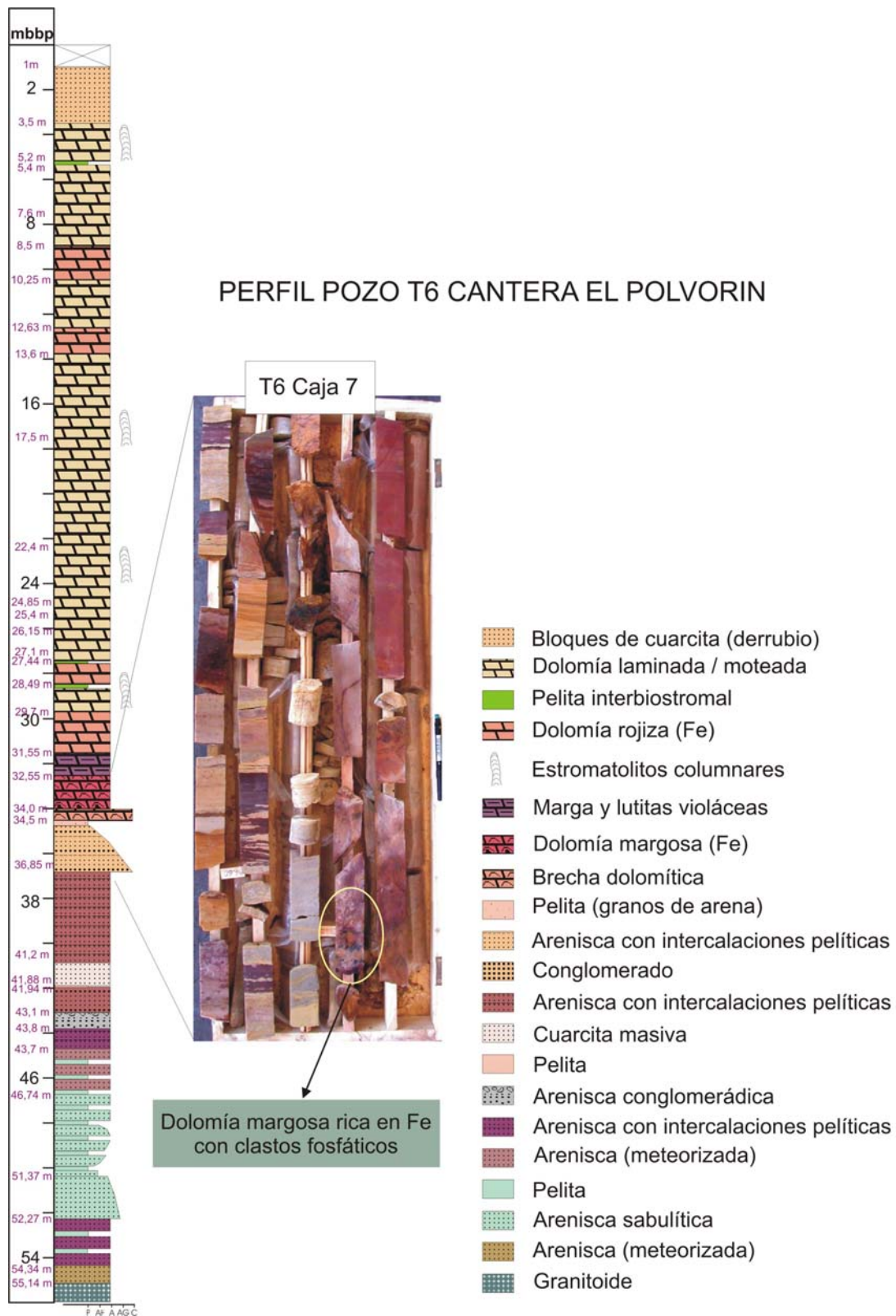


Figura 9.4. Perfil pozo T6 Cantera El Polvorín. Se observa una foto con los testigos de perforación correspondientes a la zona de pasaje entre el miembro dolomítico y el miembro clástico inferior de la Fm. Villa Mónica. Se indica con un círculo en amarillo la aparición de clastos fosfáticos en la matriz dolomítica rica en Fe.

9.1.1.2 Nivel fosfático superior de la Formación Cerro Negro

En la cantera Portcecal, ubicada en el núcleo septentrional de las sierras, (Fig. 9.5) se reconoce la superficie de un paleocarst en la base de la Formación Cerro Negro que fuera señalada por Barrio et al., (1991). En esta misma superficie se han encontrado nódulos fosfáticos con formas aplanadas que se adaptan a los planos de estratificación. Sus dimensiones en promedio son de 10x10x4,5 cm. Tales nódulos son de color predominantemente negro o gris muy oscuro con algunas venas castañas de calcita.

En este caso, los nódulos fosfáticos, se asocian a pelitas residuales de color verde claro y a grandes nódulos o "bochones" de ftanita o *chert* (de hasta 2 o 3 m de diámetro) (fig. 9.5). Este nivel fosfático fue descrito por Leanza y Hugo (1987) quienes lo denominaron "*Miembro fosfático*".

Con la finalidad de realizar un análisis comparativo preliminar entre los niveles de la Fm. Villa Mónica y el presente se procedió a la toma de muestras para análisis de difracción de rayos X, petrográficos y de MEB.

9.2 PETROLOGÍA

9.2.1 Niveles fosfáticos de la Formación Villa Mónica

Como se expuso anteriormente, los niveles fosfáticos de la Formación Villa Mónica están representados por un nivel nodular-lenticular inferior (en la AFQA) y otro superior constituido por clastos asociados a otros componentes (ver más abajo) en la AFDP.

A modo de esquematizar las apreciaciones realizadas, sobre estos dos niveles, en el campo, se presenta una figura en la que se pretende esclarecer la posición estratigráfica y yacencia de estos dos niveles (Fig. 9.6).

9.2.1.1 Nódulos y lentes fosfáticos AFQA (I)

Los nódulos y lentes fosfáticos se encuentran en las pelitas y vaques del tope de la asociación de facies cuarzo arcósicas. Estos pueden ser divididos, de acuerdo a sus características petrográficas principales, en dos tipos de microfacies fosfáticas.

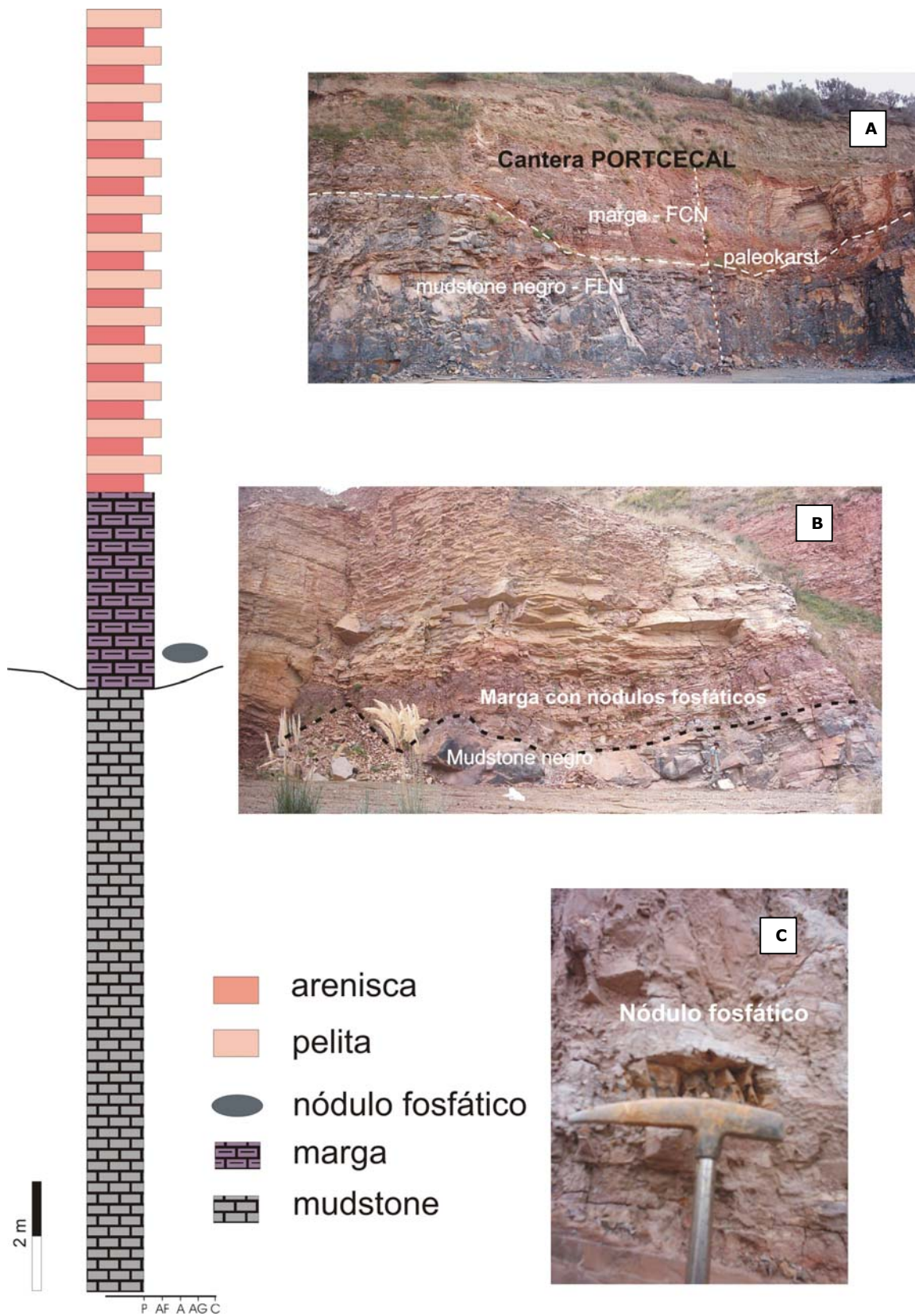


Figura 9.5. Perfil Cantera Portcecal. Fotos A y B: se muestran el paisaje cárstico del contacto entre los mudstones micríticos de la Fm. Loma Negra y las margas y pelitas de la base de la Fm. Cerro Negro. Foto C: detalle de un nódulo fosfático alojado en la matriz margosa de la formación suprayacente.

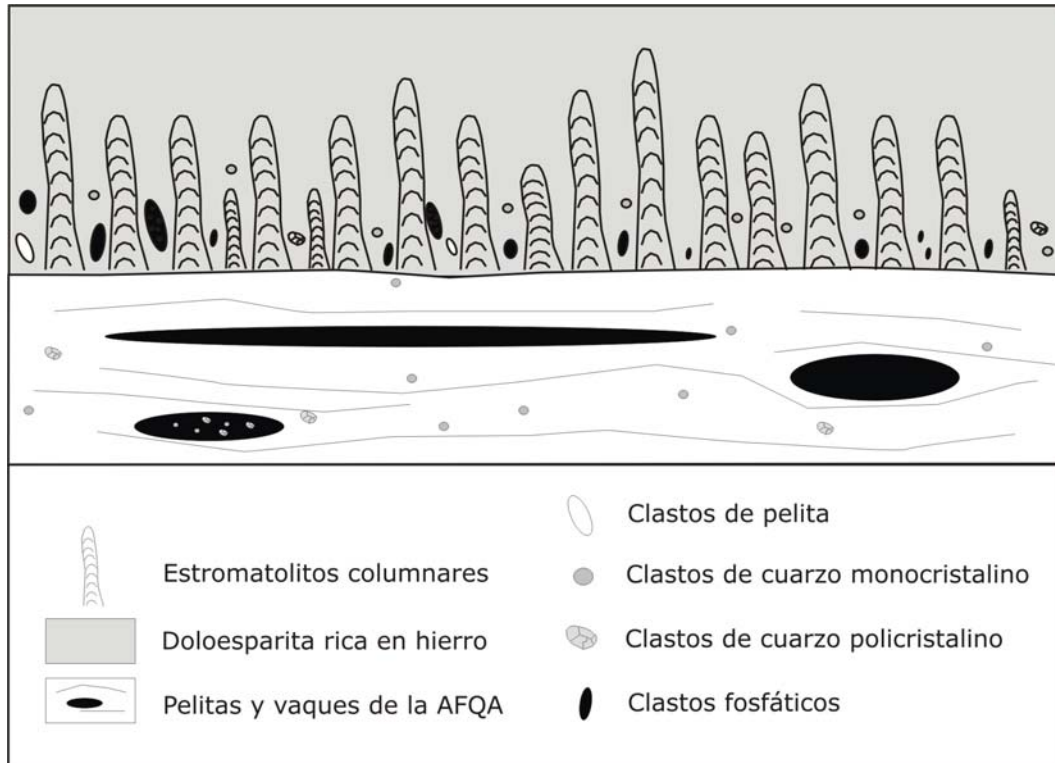


Figura 9.6. Esquematización de la ocurrencia de los niveles fosfáticos de la Fm. Villa Mónica. Las escalas fueron exageradas y los tamaños de los nódulos, clastos, etc., no son proporcionales (ver texto para mayor detalle).

Microfacies MF1 fluorapatita microcristalina: internamente los nódulos están constituidos enteramente por fluorapatita cripto y microcristalina, y se encuentran rodeados de pelita. Se reconocen en forma aleatoria algunas microfracturas rellenas con óxidos de hierro.

Microfacies MF2 clastos cuarzosos / cemento fosfático / fábrica flotante: Los nódulos en este caso están compuestos por clastos de cuarzo monocristalinos y policristalinos, en donde predominan los de tamaño arena fina (200 μ m) y alcanzan a diámetros de arena gruesa (1mm). Los clastos se encuentran rodeados por cemento fosfático isótropo de color negro. La microfábrica interna es flotante ya que no se reconocen contactos entre los granos.

Composicionalmente, los nódulos se asemejan a la descripción, dada más adelante, de los clastos fosfáticos y fosfático-cuarzosos asociados a las dolomías.

9.2.1.2 Nivel con clastos fosfáticos AFDP (II)

Los clastos son de 0,25 a 3,5cm, de color negro con formas alargadas (proladas), redondeadas u irregulares, generalmente con bordes bien redondeados, aunque también se reconocen algunos clastos subredondeados y están constituidos por un cemento fosfático recristalizado, homogéneo, compuesto de apatita cripto a microcristalina de características ópticas pseudoisótropas (MF1) (Fig. 9.7).

En este nivel, se reconocen acompañando a los clastos fosfáticos la presencia de clastos de cuarzo monocristalinos redondeados (500-600 μ m) y policristalinos de subredondeados a subangulosos (de hasta 1,2 a 1,5mm) (Fotos 1 a 8).

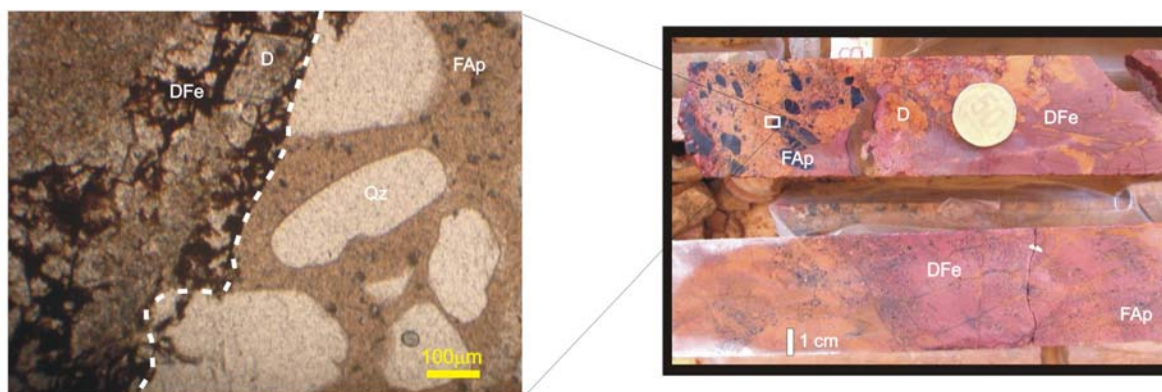
Se ha observado, que en algunos casos los clastos fosfáticos contienen granos de cuarzo mono y policristalinos (<1mm), y la fluorapatita constituye el cemento que sostiene a los mismos (MF2), (Fotos 7 y 8).

El material que rodea a los clastos (de cuarzo, fluorapatita, y cuarzo-fluorapatita) arriba descritos (MF1 y MF2) está constituido por cementos y minerales autigénicos que se enumeran a continuación:

- 1- doloesparita rica en hierro con textura idiotópica y tamaño promedio de los cristales de 150 μ m (Figs. 9.6, Fotos 3 a 8).
- 2- dolomicrita, dolomicroesparita y doloesparita fina (de 4 a 30 μ m) con textura hipidiotópica a xenotópica (Figs 9.6 y Fotos 1 y 2).
- 3- cemento ferruginoso de tonalidades castaño rojizas (Fig. 9.7 y Fotos 5 a 8)
- 4- reemplazo de dolomita por *chert* (Fotos 5 y 6).
- 5- cemento calcítico en venas (Fotos 1 y 2) o tipo dedolomita (Fotos 5 y 6).

Para el caso de las muestras obtenidas en la cantera Piedra Amarilla (Fig. 9.3), los componentes anteriormente descritos (1 a 5) constituyen el "relleno" que ocupa los espacios intercolumnares que dejan las columnas estromatolíticas luego de su crecimiento. Microscópicamente se observan los contactos netos entre este

material gravoso y las columnas estromatolíticas (Fig. 9.7). Estas últimas se encuentran enteramente constituidas por una base de dolomita fina (15-30 μ m) con textura predominantemente hipidiotópica. Asimismo, se reconocen superficies curvadas cóncavas hacia abajo, que marcan los estadios de crecimiento de las colonias algales formadoras de estromatolitos.



Microscópicamente se observan los contactos netos entre el material gravoso y la matriz dolomítica

Clastos psefíticos de apatita de 0,25cm 2,5cm.

Figura 9.7. Muestra el nivel con clastos fosfáticos obtenida de un testigo corona de Cantera El Polvorín (derecha). Microscópicamente se reconocen los contactos entre los clastos de cuarzo rodeados de cemento de apatita y la matriz-cemento de doloesparita ferrosa (izquierda).

Mediante el análisis con microscopio electrónico se han identificado granos fosfáticos asociados a láminas de arcilla, también un material de aspecto “craquelado” que cubre en parte al material original a modo de cemento (Fig. 9.8).

El tamaño de grano promedio medido para la fluorapatita es de 2 μ m, en donde se la observa asociada a láminas y fibras de argilominerales (Fig. 9.8).

Por otro lado, se identifican segmentos de estructuras de apariencia orgánica de las cuales hasta el presente no se han establecido su composición ni origen. Dado que dichos fragmentos se hayan cubiertos por el cemento descrito anteriormente se sugiere que pertenecen a este material original. Asimismo, las muestras observadas con MEB (Fig. 9.8) pertenecen a las recolectadas en el campo en el perfil realizado en la cantera Piedra Amarilla (Fig. 9.3), y se descartaron las muestras provenientes de las perforaciones de la Cantera El Polvorín, las cuales podrían haberse contaminado con el agua de perforación.



Foto 1. Base de dolomita fina microesparítica a esparítica rica en hierro (Dfe) con clastos de fluorapatita (Fap) con forma prolada, cuarzo monocristalino (Qm).

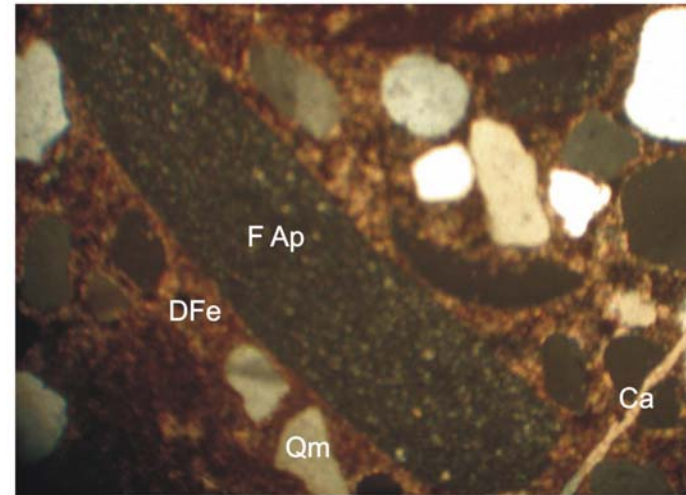


Foto 2. Misma vista con nicoles cruzados.

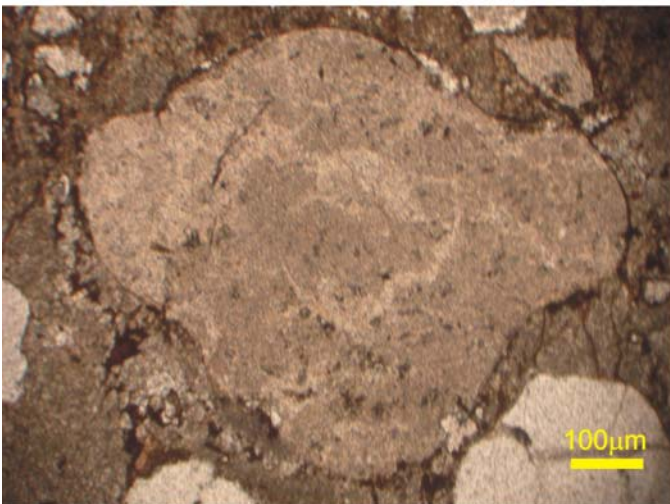


Foto 3. Se reconoce un clasto de fluorapatita redondeado e irregular, rodeado de cemento dolomítico rico en hierro (macroesparita), asociado a clastos de cuarzo policristalino

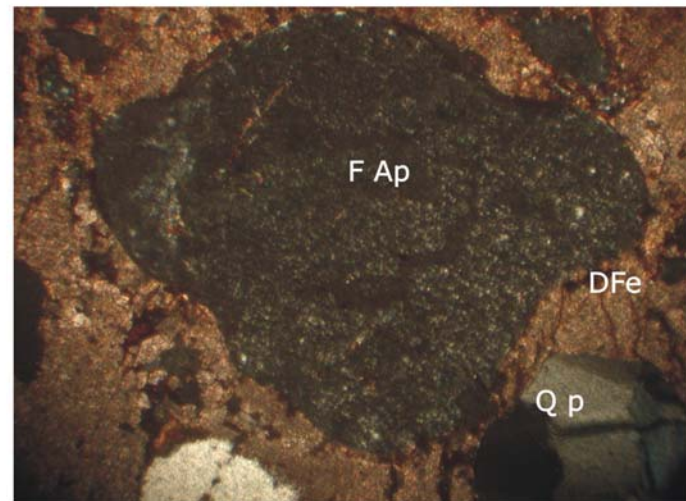


Foto 4. Misma vista con nicoles cruzados.



Foto 5. Base de dolomita fina microesparítica a esparítica rica en hierro (Dfe) con clastos de fluorapatita (Fap) con forma prolada, cuarzo monocristalino (Qm).

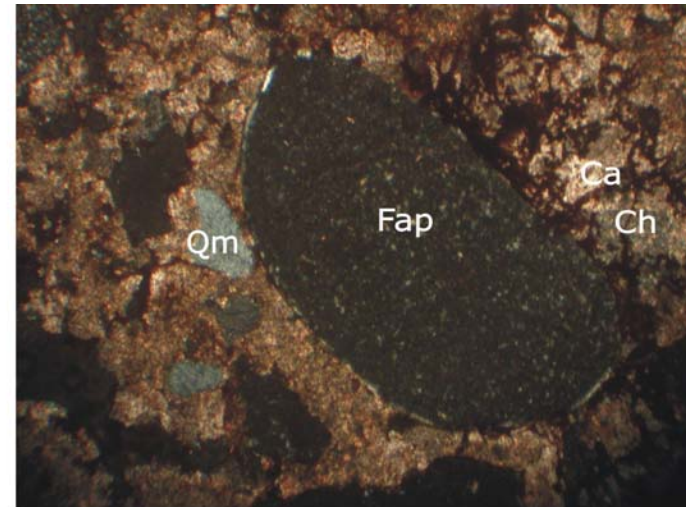


Foto 6. Misma vista con nicoles cruzados.

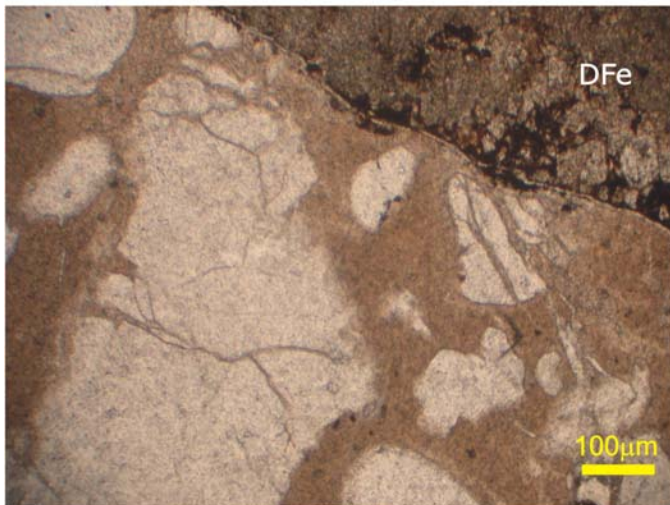


Foto 7. Se reconoce un megaclasto compuesto de granos de cuarzo ligados por cemento de fluorapatita, en matriz dolomítica rica en hierro.

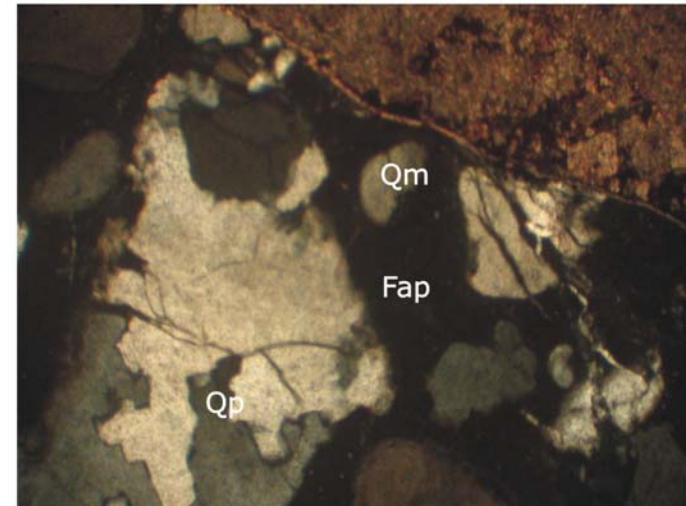


Foto 8. Misma vista con nicoles cruzados.

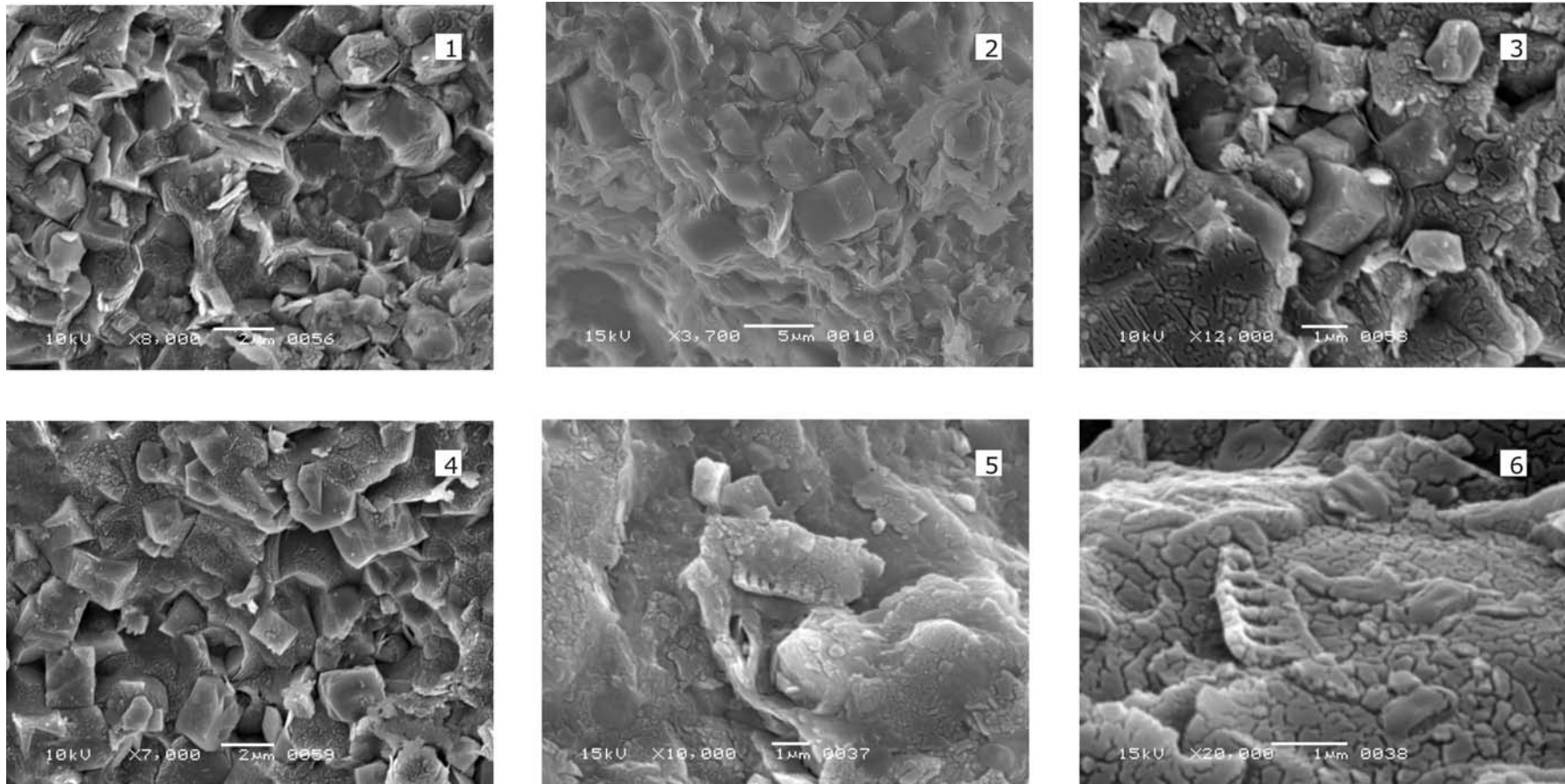


Figura 9.8. Microfotografías obtenidas con MEB. Foto 1: se observa una estructura tipo “panal de abejas”, los cristales de simetría hexagonal (hasta 2 μm) están rodeados de láminas de arcilla. Foto 2 entre las láminas de arcilla se reconocen algunos cristales cúbicos. Foto 3 Se observan láminas de arcilla y cristales hexagonales cubiertos por un cemento de aspecto “craqueado” sin una estructura interna evidenciada a esta escala. Foto 4 Se reconocen algunos cubos, cristales hexagonales parcialmente tapizados por cemento. Foto 5 se observa un segmento con una estructura llamativa que lateralmente posee costillas, todo el material está tapizado por cemento. Foto 6 se identifica otra estructura de aspecto orgánico? con costillas internas recubierto por el mismo cemento fragmentado.

9.2.2 Nivel fosfático de la Formación Cerro Negro

Del análisis petrográfico de los nódulos fosfáticos obtenidos inmediatamente por encima de la superficie cárstica de la base de la Formación Cerro Negro, se desprende que los mismos están constituidos casi enteramente de fluorapatita cripto a microcristalina asociada a *chert* y arcillas residuales y que presentan algunas fracturas rellenas por un cemento calcítico acompañado de material ferruginoso (Fotos 9 y 10).

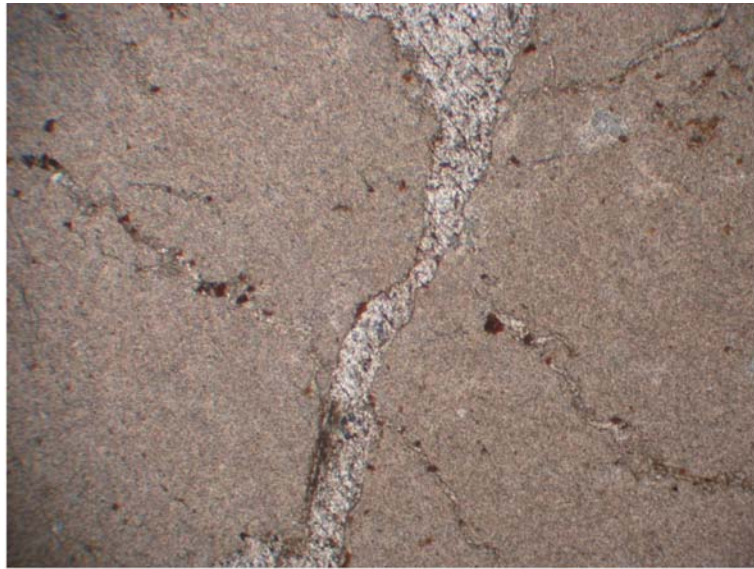


Foto 9. Microfotografía de un nódulo fosfático del nivel fosfático superior, constituido por cemento cripto a microcristalino de fluorapatita con fracturas irregulares rellenas con calcita.

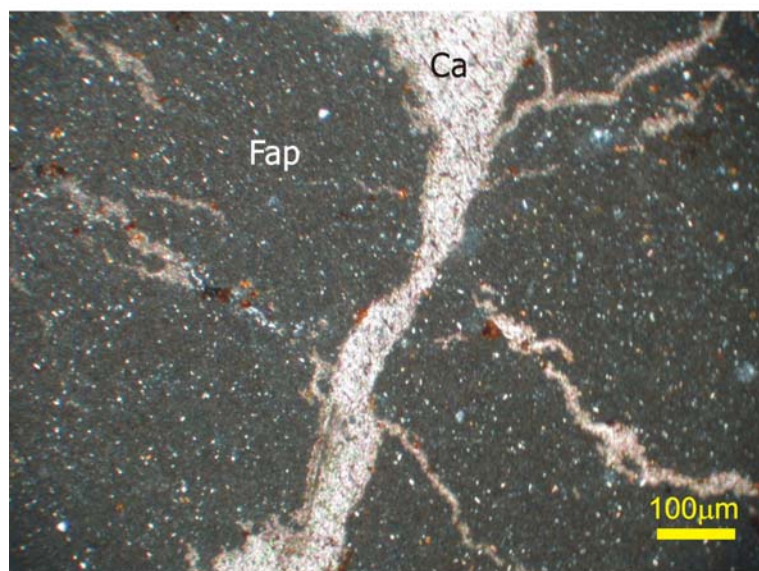


Foto10. Misma vista con analizador.

Sobre las muestras del nivel fosfático superior se han realizado análisis mediante el uso de microscopio electrónico, (MEB y EDAX), obteniendo determinaciones de composición por mediciones con EDAX. Se reconocen de esta manera minerales no identificados por petrografía estándar o DRX como la baritina, la cual aparece en granos subredondeados con aparente retrabajo de las caras cristalina (Fig. 9.9).

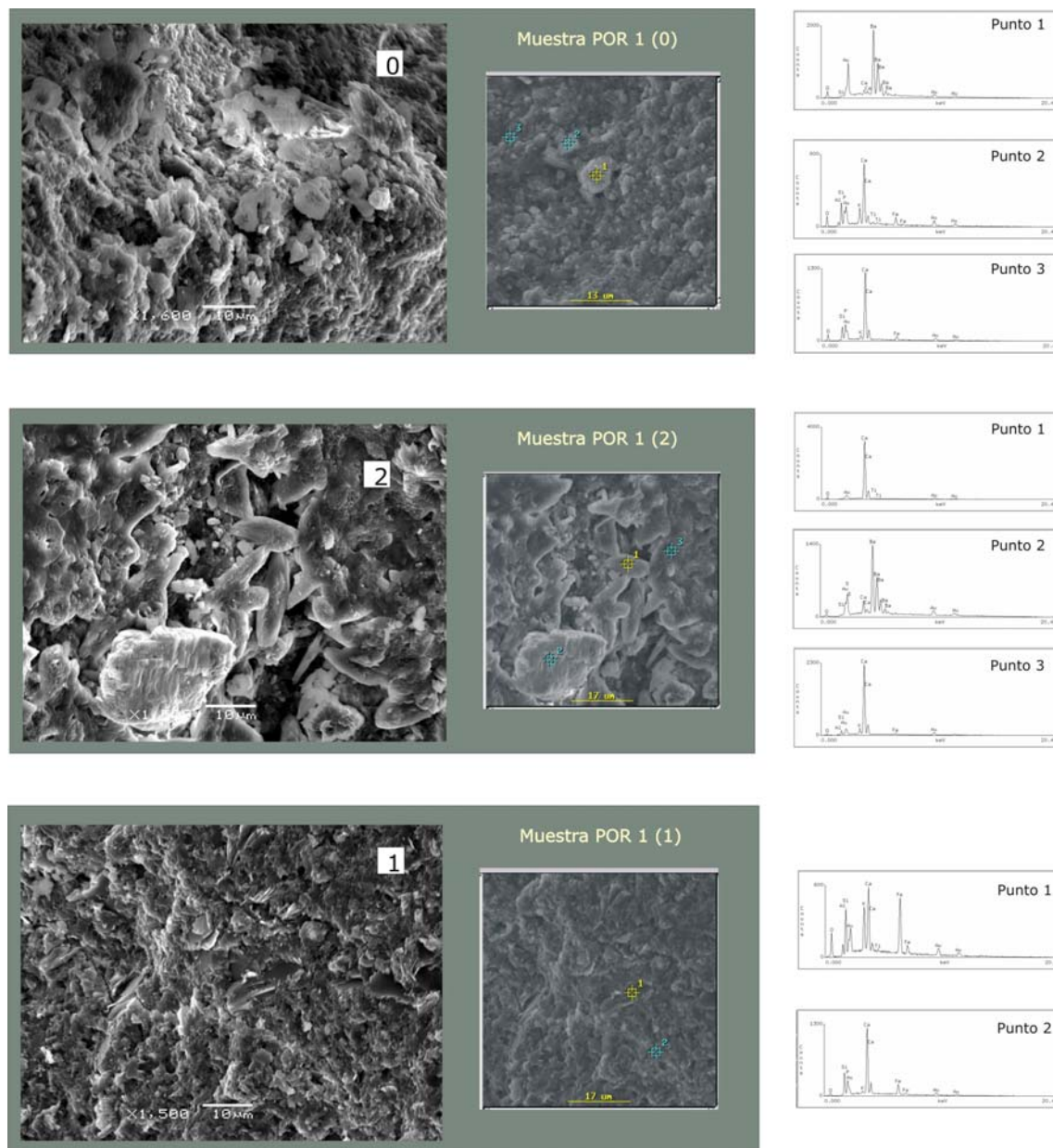


Figura 9.9. Sección 0: (1) baritina, (2) calcita y (3) calcita; sección 1: (1) baritina, (2) calcita y (3) calcita; sección 2: (1) arcilla (illita rica en Fe) y (2) calcita.

9.3 DIFRACCION DE RAYOS X

Los análisis de difracción de rayos X permitieron, mediante análisis de roca total y de la fracción fina, la identificación de los componentes mineralógicos y la determinación semicuantitativa de los mismos sobre las muestras con fosfatos. De esta manera se señalan todos aquellos componentes minerales presentes en los dos niveles fosfáticos.

Los resultados obtenidos para las muestras analizadas han sido volcados en la tabla 9.1. La misma contiene la naturaleza y cantidad de minerales presentes en la Roca Total y Fracción Fina obtenidos por Difracción de Rayos X.

9.3.1 Niveles fosfáticos - Formación Villa Mónica (NFI)

Se efectuaron los siguientes análisis de difracción de rayos x:

- A) Análisis de Roca Total del conglomerado fosfático
- A') Análisis de la Fracción Fina de la muestra A.
- B) Análisis de Roca Total de los nódulos y clastos fosfáticos previamente separados de la matriz, (Fig. 9.10).
- C) Análisis de Roca Total de la base dolomítica

De los resultados de los análisis de DRX sobre roca total se desprende que los clastos fosfáticos *sensu stricto* de la base de las dolomías de la perforación T6 están constituidos mayoritariamente por muy abundante fluorapatita y moderado a abundante cuarzo, (Fig. 9.10).

Los resultados de los análisis de Roca Total del nivel con clastos fosfáticos señalan que el cuarzo es de moderado a abundante, las plagioclasas de ausentes a muy escasas, arcillas muy escasas, calcita muy escasa a ausente, dolomita de ausente a abundante (dependiendo el sector de muestreo) y fluorapatita de escasa a muy abundante (ídem anterior), (Tabla 9.1).

En las muestras orientadas se observa que las arcillas presentes en el nivel con clastos fosfáticos son muy escasas y están representadas por proporciones de illita muy abundante (60 a 85%), interestratificado illita-esmectita moderado a escaso (15 a 20%), clorita escasa (0 a 10%), interestratificado clorita-esmectita

muy escaso (0 a 5%), y caolinita muy escasa (0 a 5%). Los índices de cristalinidad de la illita y de Esquevin son difíciles de establecer y sólo se han medido en donde los valores son de 0,4 y 0,36 respectivamente.

Mientras que en el nivel nodular se reconocen, en ROCA TOTAL, cuarzo muy abundante, fluorapatita abundante a muy abundante, moderada a muy escasa concentración de arcillas y escasa a ausente goethita (Tabla 9.1, Fig. 9.11).

Las arcillas que se asociadas al nivel con nódulos fosfáticos de la AFQZ pertenecen a la argilofacies I1 definida previamente (Cap. 7). En este caso está representada por illita (70 a 90%), interestratificados illita-esmectita (10%), escasa clorita (0 a 20%) y muy escasa esmectita (0 a 5%). Los índices de cristalinidad de la illita varían entre 0,4 y 0,6 (dentro del campo de la diagénesis) y el índice de Esquevin es de alrededor de 0,3 a 0,4 (Tabla 9.1).

9.3.2 Nivel fosfático - Formación Cerro Negro (NFS)

Se realizaron los siguientes análisis de difracción de rayos x:

- a) Análisis de Roca Total del *chert* con fosfatos del nivel cárstico
- b) Análisis de Roca Total del nódulo fosfático por separado.

En los difractogramas de rayos X obtenidos sobre las muestras del nivel fosfático superior (Cantera Portcecal) se observan predominantemente altos contenidos de fluorapatita y cuarzo (tabla 9.1, Fig. 9.12).

De los análisis de Roca Total se desprende que los contenidos de cuarzo son de moderados a abundantes, plagioclasa es de ausente a muy escasa, arcillas de trazas a escasas, calcita de ausente a moderada y fluorapatita varía de escasa a muy abundante (Tabla 9.1, Fig. 9.12).

Los resultados de los análisis en muestras orientadas señalan que las arcillas están compuestas de muy abundante illita (80%), escaso interestratificado illita-esmectita (10%) y escasa clorita (10%), (Tabla 9.1).

Más resultados fueron presentados en la descripción de las facies sedimentarias de la base de la Fm. Cerro Negro en el capítulo 7.

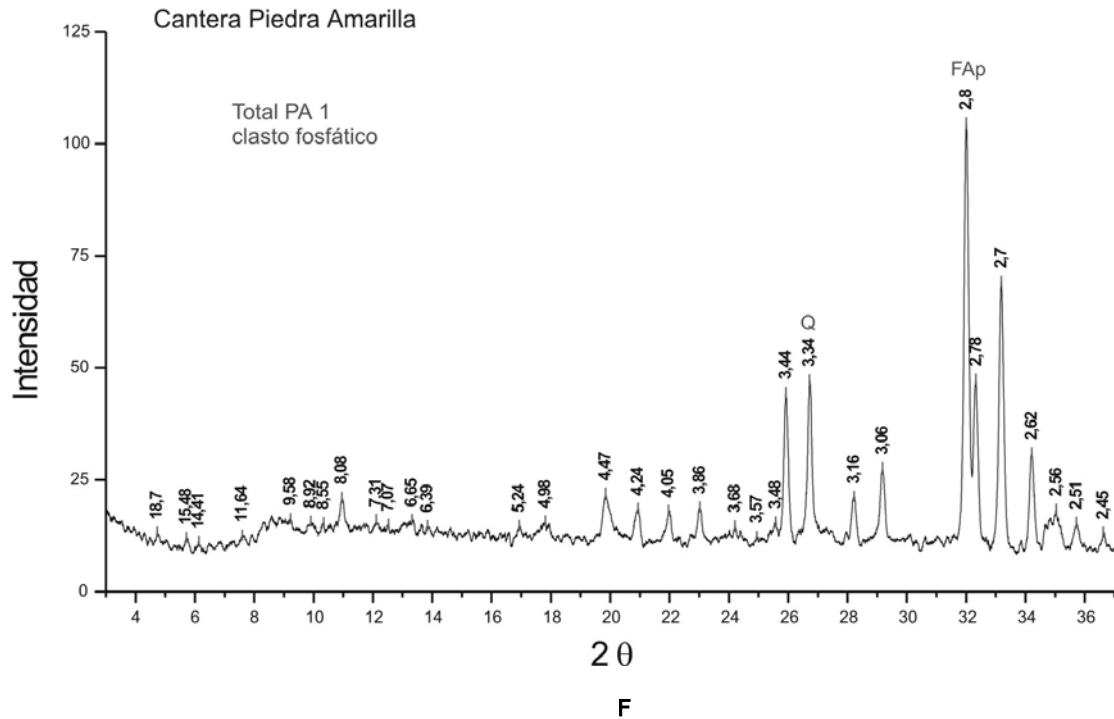
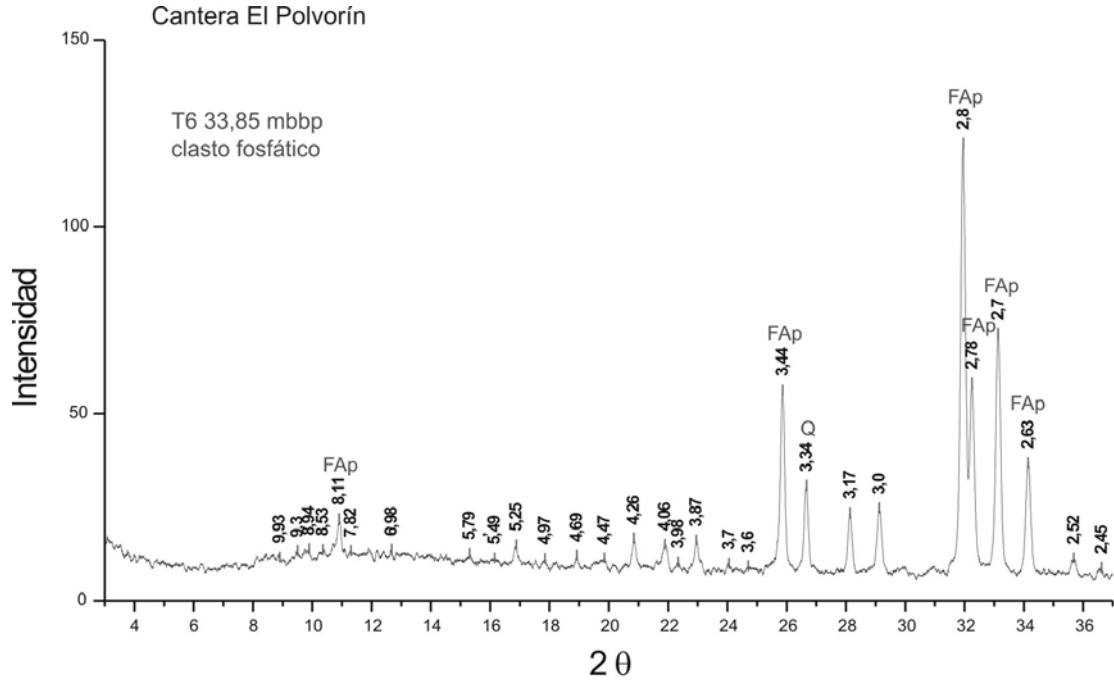


Figura 9.10. Diagramas de difracción de rayos x de clastos fosfáticos. A- clastos provenientes de testigos de perforación de la cantera El Polvorín. B- clastos fosfáticos muestreados en la cantera Piedra Amarilla. Sierras Bayas – Olavarría.

Nivel	Muestra	Formación Asociación de facies	Litología	Roca Total									Fracción Arcilla									
				Qz	FK	Pl	Arc	Ca	D	Fap	Goet	otros	I	I/S	Cl	Cl/S	S	K	IC	IE		
Nivel inferior	Col 1	FVM - AFQA	pelita morada	ma		me	m							90	10				Tr		0,5	0,3
	Col 3	FVM - AFQA	arenisca	ma	Tr	me	m							90	10						0,4	0,3
	Col 5	FVM - AFQA	pelita verde	m	Tr	me	e	a						85	10	5					0,5	0,3
	Col 6	FVM - AFQA	nivel rico en Fe	ma	me		me	e				e		70	10	20					nc	nc
	Col Fo	FVM - AFQA	nódulo fosfático	a	me		e							85	10			5			0,6	0,4
	N-Fap1	FVM - AFQA	nódulo fosfático	a	me	me	e														nc	nc
	N-Fap2	FVM - AFQA	nódulo fosfático	a		Tr	e														nc	nc
	N-Fap3	FVM - AFQA	nódulo fosfático	m			e														nc	nc
	PV	FVM - AFQA	pelita verde	ma		me	m	m													nc	nc
	T6 32,55	FVM- AFDP	dolomía	m		me	me	me	a	e				77	23						nc	nc
	T6 33,85 D	FVM- AFDP	dolomía con fosf.	a			me	me	a	m				60	20	10	5		5		nc	nc
T6 33,85 F	FVM- AFDP	clasto fosfático	m			me			ma		me		85	15						0,40	0,36	
Nivel superior	M3a	FCN - margas	nódulo fosfático	a			Tr		a											nc	nc	
	M3b	FCN - margas	chert con Ca y Fo	a		me	Tr	m	e											nc	nc	
	POR 1	FCN - margas	nódulo fosfático	a			me		a											nc	nc	
	POR 2	FCN - margas	nódulo fosfático	m			e		ma				80	10	10					nc	nc	

Referencias: Qz: cuarzo Sm: esmectita
 FK: feldespato potásico Cl: clorita
 Pl: plagioclasa I/S: interestratificado illita - esmectita
 Arc: arcilla Cl/S: interestratificado clorita - esmectita
 Ca: calcita I: illita
 D: dolomita K: caolinita
 Fap: fluorapatita

ma: muy abundante (60-100%)	a: abundante (30-60%)
m: moderado (30-15%)	e: escaso (15-5%)
me: muy escaso (5-1%)	Tr: trazas (menor a 1%)

Tabla 9.1. Abundancias relativas de los minerales presentes en los niveles fosfáticos, inferior y superior, estimadas en forma semicuantitativa por DRX.

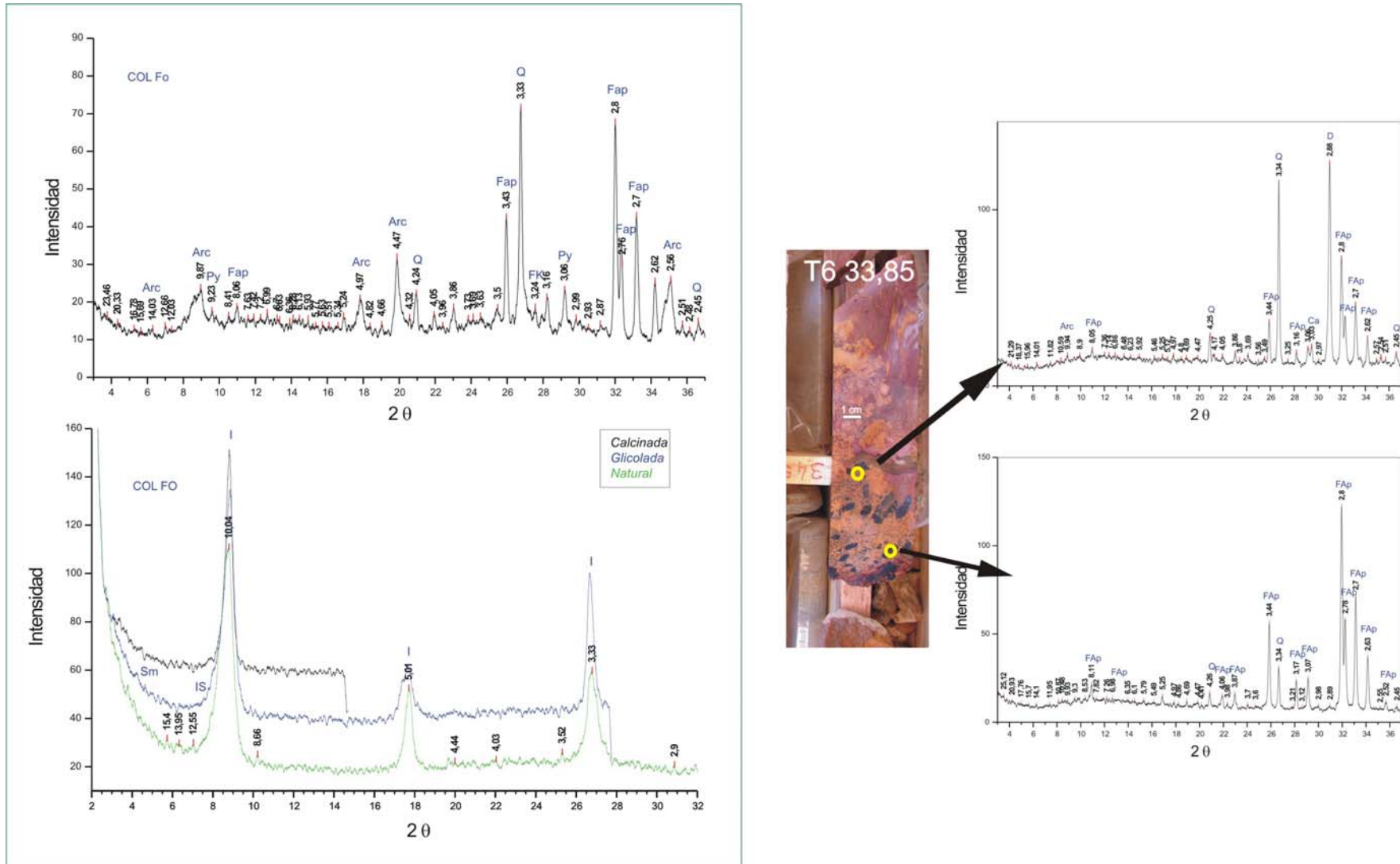


Figura 9.11. Difractogramas Roca Total y Arcillas Cantera Colombo a la izquierda. Roca Total en testigos de la cantera El polvorín sector derecho, se observan los difractogramas de la dolomía fosfática (derecha arriba) y de un clasto fosfático (derecha abajo).

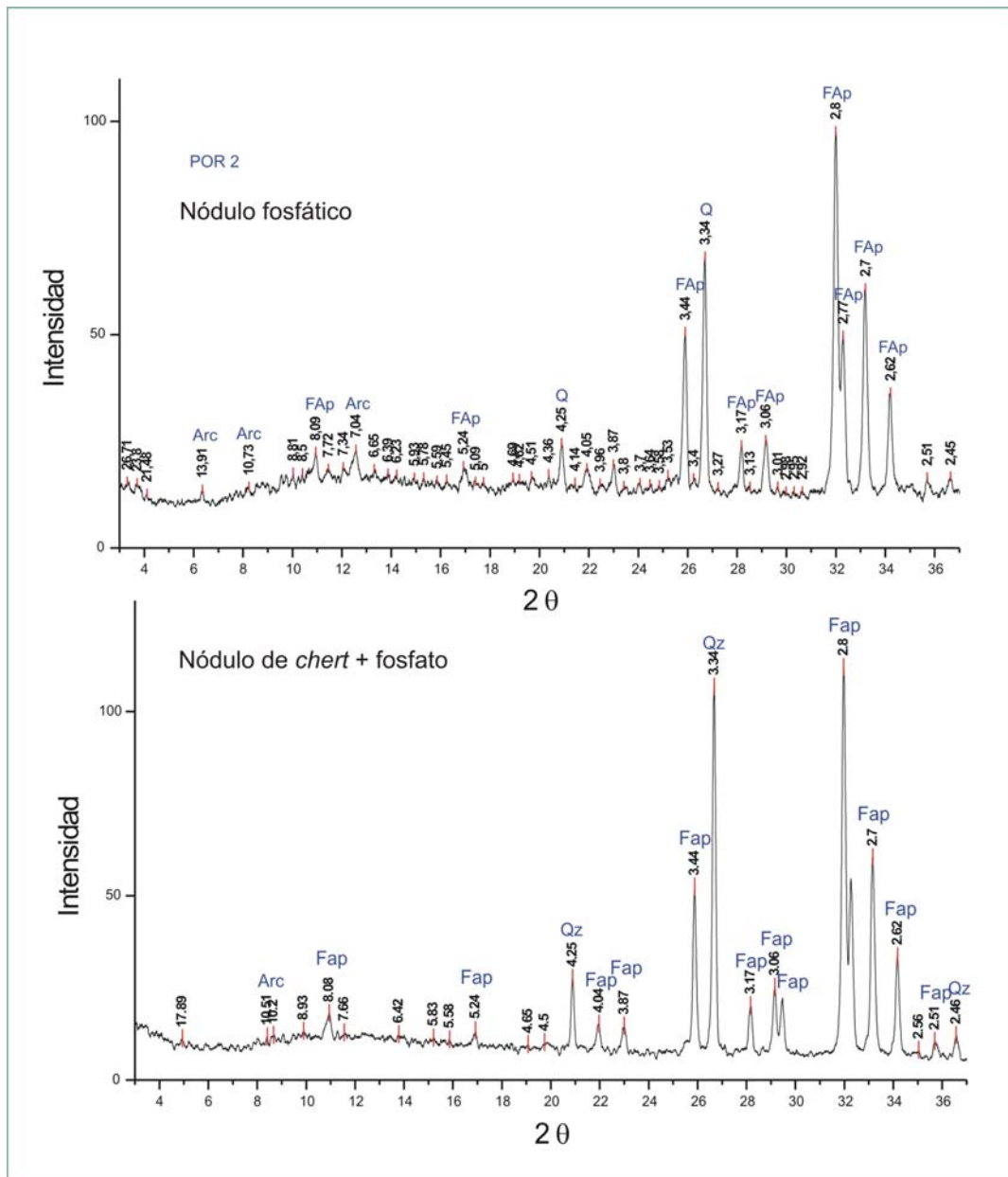


Figura 9.12. Difractogramas en Roca Total del nivel fosfático superior. Cantera Portcecal.

9.4 GEOQUIMICA

Los análisis químicos, sobre las muestras de los niveles fosfáticos, fueron realizados en el laboratorio canadiense ALS Cemex mediante técnicas con ICP-MS (espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción) ICP-AES (espectroscopia de emisión atómica con plasma acoplado por inducción).

Los resultados de los análisis químicos fueron volcados en la tabla 9.2. En ésta puede observarse que para ambos niveles en general los tenores de P_2O_5 encontrados varían entre 26 y 36%. Asimismo, se reconoce en algunas muestras elevados valores de Fe_2O_3 de 76% en una concreción de hierro, y de entre 10 y 20% en pelitas ricas en hierro.

Como se menciona antes, los niveles fosfáticos de la Fm. Villa Mónica y Fm. Cerro Negro se encuentran asociados a niveles muy ricos en hierro (tanto goethita como hematita) y a pelitas rojizas también ricas en Fe. En este sentido, algunos autores han establecido que en muchos casos existe una relación muy estrecha entre los minerales de hierro y los fosfatos sedimentarios (francolita), tanto en depósitos modernos como en antiguos (Glenn 1990; Glenn 1994).

Esta asociación de minerales de hierro y francolita, Fe-P, es reconocida en otras sedimentitas fosfáticas neoproterozoicas y ha permitido pensar en que existe una relación en el comportamiento de estos elementos durante la diagénesis.

Muestra	Nivel fosfático	Cantera	descripción	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	Cr ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	MnO %	P ₂ O ₅ %	SrO %	BaO %	LOI %	Total %
CO.1	inferior FVM	Piedra Amarilla	nivel nodular	8,13	3,13	0,91	47,8	0,12	0,05	0,88	<0.01	0,06	0,01	35,8	0,09	0,05	1,71	98,7
CO.2	inferior FVM	Piedra Amarilla	nódulo	19,05	8,64	1,15	37,7	0,33	0,08	2,62	<0.01	0,3	0,01	28	0,06	0,05	2,71	100,5
CO.3	inferior FVM	Piedra Amarilla	pelita fosfática	15,55	3,39	0,59	43,6	0,19	0,05	1,01	<0.01	0,06	0,01	33,5	0,06	0,04	1,91	100
CO.4	inferior FVM	Piedra Amarilla	lente fosfática	19,7	2,92	0,67	41,4	0,13	0,06	0,83	<0.01	0,06	0,01	30,9	0,06	0,13	1,79	98,7
CO.5	inferior FVM	Piedra Amarilla	nivel con Fe	12,2	5,11	76	1,12	0,69	0,11	1,34	<0.01	0,2	0,02	0,17	<0.01	0,04	2,85	99,9
CO.6	inferior FVM	Piedra Amarilla	Pelita rica en Fe	53,9	5,97	20,1	6,18	0,81	0,04	0,86	0,01	0,78	0,21	1,24	0,02	0,43	8,34	98,9
PR.1	superior FCN	Portcecal	lente fosfática	15,9	4,07	1,98	40,7	0,42	0,08	1,09	0,01	0,05	0,01	30,5	0,08	0,06	3,03	98
PR.2	superior FCN	Portcecal	nivel clástico	23,3	2,18	2,18	39,6	0,39	0,04	0,38	0,01	0,03	0,01	29,4	0,08	0,07	2,12	99,8
PR.3	superior FCN	Portcecal	nódulo	27,8	3,23	1,84	35,6	0,35	0,05	0,87	0,01	0,05	0,01	26,6	0,06	0,08	2,35	98,9
PR.4	superior FCN	Portcecal	nódulo	13,95	1,64	0,66	45,9	0,15	0,08	0,48	<0.01	0,02	0,02	32,3	0,09	0,05	4,25	99,6
PR.5	superior FCN	Portcecal	pelita rica en Fe	69	11,2	9,73	0,19	0,96	0,05	3,63	0,01	0,65	0,01	0,05	<0.01	0,08	3,53	99,1
BK 1	superior FCN	Barker	chert + clastos fosfáticos	14,1	2,92	1,4	44,1	0,31	0,05	0,79	<0.01	0,05	0,02	30,3	0,07	0,09	4,61	98,8

FVM: Formación Villa Mónica

FCN: Formación Cerro Negro

Tabla 9.2. Resultados de los análisis químicos de elementos mayoritarios y traza en los niveles fosfáticos de la formaciones Villa Mónica y Cerro Negro.

9.5 FOSFOGENESIS y PALEOAMBIENTE SEDIMENTARIO

La provisión de materia orgánica al sedimento por las corrientes de *upwelling* resulta en una fuente rica en fósforo que se incorpora en los fluidos porales, lo que resulta en la precipitación o reemplazo por fluorapatita carbonática ó francolita.

La *fosfogénesis* es la diagénesis temprana del precipitado francolita. La formación autigénica de la apatita se produce cuando un importante volumen de fósforo reactivo se encuentra disponible en el agua de mar (Ruttenberg y Berner, 1993; Schenau et al., 2000). En sedimentos ricos en materia orgánica, la precipitación de francolita se restringe a la parte más alta del sedimento, dado que el incremento de la alcalinidad carbonática con la profundidad inhibe completamente la formación diagenética de la apatita (Jahnke et al., 1983; Schenau et al., 2000). A su vez, la formación de francolita requiere de la difusión de flúor del agua suprayacente (Froelich et al., 1983). La fosfogénesis se ve favorecida en la etapa eogenética del ciclo del hierro bajo condiciones oxigenadas, por debajo del fondo marino. Adicionalmente, el ciclo del fosfato depende del estado redox generado por los microorganismos y las comunidades de matas microbianas que se encuentran en la interfase agua – sedimento, y que juegan un papel muy importante en la regulación de las concentraciones del fosfato intersticial, Schenau et al. (2000).

Por otro lado, para el caso particular del Neoproterozoico se sugirió una estratificación del océano asociada a una reducción en el suministro de oxígeno en la zona que se encuentra por debajo la línea conocida como “redoxclina” en la que el potencial redox es igual a cero (Fig. 9.13). Se origina un enriquecimiento de P en la materia orgánica previamente producida en la zona fótica que puede ser entrampada en importantes cantidades dentro de la zona anóxica más profunda (Mazumdar et al., 2000). Por otra parte, corrientes de *upwelling* provenientes de la zona anóxica profunda son las que llevan aguas enriquecidas en P a las zonas más someras. En ese mismo sentido, la presencia de piritas de diagénesis temprana en las calizas de la Formación Loma Negra sugiere que por lo menos previamente a la fosfatización se implantaron condiciones subóxicas durante la diagénesis (reducción de sulfatos y piritización).

A través de numerosos estudios se ha considerado a los fosfatos como indicadores de discordancias (c.f. Leanza y Hugo 1987) tanto relacionadas a transgresiones como a regresiones. Por otra parte, y dadas sus precisas condiciones de sedimentación, constituyen excelentes indicadores paleogeográficos, paleoclimáticos y paleoceanográficos. Por otra parte, la generación autigénica de fosfatos se asocia a condiciones de baja tasa de sedimentación, principalmente en ambientes de plataformas marinas (Olivero et al., 1998).

Leanza y Hugo (1987) han dilucidado que los niveles fosfatados más importantes son aquellos que aparecen generalmente después de un largo período de sedimentación química (como ocurre en el tope de la Fm. Loma Negra – base de la Fm. Cerro Negro), justamente al principio de una fase regresiva que marca localmente el fin de aquella, o bien justo antes de su comienzo. En tal caso, y siguiendo con la línea de interpretación de estos autores, se observa que el primer nivel (clastos fosfáticos de la Formación Villa Mónica) se encuentra asociado al inicio de un miembro sedimentario químico (plataforma carbonática más antigua o asociación de facies dolomítico pelíticas) el que coincide con el comienzo del descenso paulatino del nivel del mar siguiendo el esquema estratigráfico secuencial propuesto por Poiré (1993).

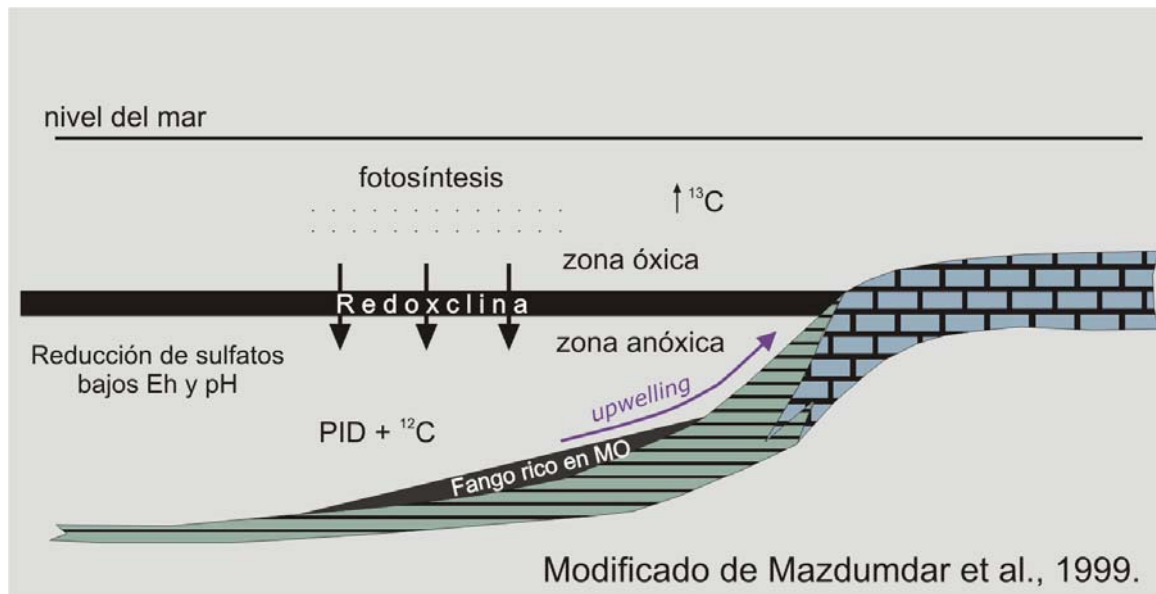


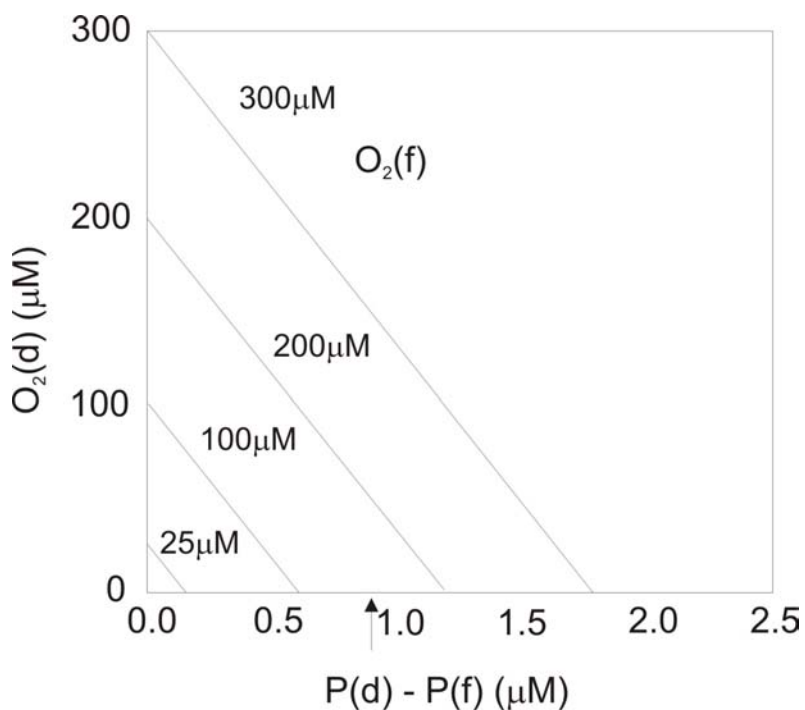
Figura 9.13. Modelo de un mar estratificado debido a las condiciones de efecto invernadero. La falta de circulación de aguas ricas en oxígeno genera una columna de agua con bajos Eh y pH debidos a la reducción de sulfatos. La redoxclina es la línea que separa las aguas oxigenadas de las anóxicas en la cuenca marina estratificada del Neoproterozoico.

PID: fósforo orgánico disuelto

Un factor de control fundamental para la fosfogénesis está dado por la relación de oxígeno disuelto en aguas marinas profundas, la que está estrechamente vinculada a la disponibilidad de nutrientes (Fig. 9.14).

La regeneración bentónica de P y pérdida consecuente de fosfato en la columna de agua parece ser más extensiva en condiciones de aguas empobrecidas en oxígeno, de manera tal que la fosfogénesis está frecuentemente asociada a condiciones de aguas superficiales óxicas a subóxicas (Schenau et al., 2000).

La cantidad de fósforo (P) transportada por el “*upwelling*” de aguas profundas utilizada durante la producción primaria puede resumirse a la siguiente ecuación $[P(d) - P(f)]$ Candfield (1998). Este autor propone que una caída en el $O_2(f)$ indica que el $[P(d) - P(f)]$ requerido para mantener las condiciones aeróbicas en el océano profundo será menor (Fig. 9.14).



Modificado de Candfield, 1998.

Figura 9.14. Representa la relación entre el oxígeno disuelto [$O_2(d)$ μM] en aguas marinas profundas y la disponibilidad de nutrientes representada por $[P(d) - P(f)]$.

μM : micromol

P = concentración de fósforo

$[P(d) - P(f)]$ = representa la cantidad de fósforo aportado por las corrientes de “*upwelling*” de aguas profundas que es utilizada durante la producción primaria.

El gráfico de arriba muestra la relación entre la concentración de oxígeno en el agua de mares profundos y el fósforo disponible en las mismas. En este puede observarse que por ejemplo con $300\mu\text{M}$ de $\text{O}_2(\text{f})$, la anoxia de las aguas profundas ocurre cuando la disponibilidad de fósforo supera los $\sim 1,6\mu\text{M}$, sin nutrientes en el océano, las aguas profundas mantienen la misma proporción de oxígeno que las superficiales. La disponibilidad de fósforo en la actualidad (señalada con la flecha) de $\sim 0,9\mu\text{M}$, requiere de valores de $\text{O}_2(\text{f})$ de más de $160\text{-}170\mu\text{M}$ para mantener la oxigenación en las aguas profundas. Este ha sido denominado como el modelo de las tres cajas o "*three box model*", el cual ha sido simplificado por Candfield, (1998), (Fig. 9.14).

Los resultados del análisis de isótopos estables permiten reconocer en el nivel inferior de la Fm. Villa Mónica (nivel con clastos fosfáticos de la asociación de facies dolomítico pelítica) un empobrecimiento tanto en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ ($\sim -1\text{‰}$) como en los de $\delta^{18}\text{O}$ (~ -5 a -6‰) (ver Fig. 8.1 del Cap. 8). Mientras que en el nivel fosfático superior de la Fm. Cerro Negro (nódulos fosfáticos asociados a niveles margosos) se observa un enriquecimiento en $\delta^{13}\text{C}$ ($\sim +3$ a $+4\text{‰}$) y un fuerte empobrecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ ($\sim -14\text{‰}$), (ver Fig.8.4 del Cap.8)

9.6 EDAD DE LOS NIVELES FOSFÁTICOS

9.6.1 Niveles con nódulos y clastos fosfáticos – Formación Villa Mónica

La importante asociación de estromatolitos presente en la asociación de facies dolomítico pelítica (AFDP) de la Formación Villa Mónica, permite asignarle a la misma una edad de $800\text{-}900$ Ma (Poiré, 1989, 1993), basada en bioestratigrafía de estromatolitos (e.g. Semikhatov, 1975, 1991). Asimismo un dato de edad Rb/Sr de 793 ± 32 Ma (Cingolani y Bonhomme 1988) obtenido de las intercalaciones pelíticas ubicadas entre los estromatolitos fue considerado por dichos autores como un evento diagenético y por lo tanto ambos datos son comparables. Sobre la base de estos datos y considerando la ubicación de este nivel con clastos fosfáticos (en la porción basal de la asociación de facies dolomítico pelíticas), y la del nivel con nódulos inferior del cual provendrían, su origen indefectiblemente debe ser atribuido a una edad similar o mayor que la del miembro dolomítico.

9.6.2 Nivel fosfático superior - Formación Cerro Negro

En el capítulo 8 se ha propuesto en forma tentativa una edad Vendiana para las calizas de la Formación Loma Negra sobre la base de las curvas de isótopos de C y Sr establecidas para el Neoproterozoico (Gómez Peral et al., 2007). Asimismo, Cingolani et al. (1991) describen una asociación de acritarcos de idéntica edad en las facies pelíticas de la Formación Cerro Negro.

Recientemente, Gaucher et al (2006), reconocen la presencia de *Cloudina* en las calizas de la Fm Loma Negra, la cual es considerada como un indicador de edad Ediacariana.

Se conoce que la presencia de fosfatos en el límite Precámbrico-Cámbrico constituye un fenómeno generalizado a nivel mundial (Cook, 1992) por lo cual, coherentemente con lo expuesto más arriba para las calizas infrayacentes a este nivel, podría encontrarse el mismo muy cerca del límite discordante entre las formaciones Loma Negra y Cerro Negro, tal como ya lo habrían sugerido Leanza y Hugo (1987).

9.7 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se han registrado tres niveles fosfáticos en las unidades sedimentarias del área de Sierras Bayas - Olavarría. Dos niveles más antiguos en la Fm. Villa Mónica, uno con nódulos fosfáticos en el tope de la asociación de facies cuarzo-arcósicas, y otro nivel suprayacente con clastos psefíticos provenientes del nivel fosfático inferior ubicado en la base de la asociación de facies dolomítico pelítica. Y un tercer nivel con nódulos fosfáticos asociado a la base de la Fm. Cerro Negro.

El nivel nodular-lenticular fosfáticos presente en el tope de la AFQA se habría originado *in situ*. En una primera etapa se propone la precipitación inicial de francolita por el aporte de nutrientes por corrientes de *upwelling* sobre las facies pelíticas encontradas en esta sección. Más tarde, los procesos de fosfogénesis (eodiagénesis de la francolita) habrían producido la recristalización de la francolita inicial dando origen a la fluorapatita durante el enterramiento de estas rocas.

Finalmente, a partir del retrabajo de los nódulos fosfáticos, como así también de los vaques y pelitas asociados a los mismos, se habría originado al nivel clástico en relación a las dolomías de la base de la AFDP.

Se interpreta que durante la formación de los niveles lenticulares y nodulares de la AFQA, estos nódulos englobaron clastos de cuarzo detríticos de los sedimentos que se encontraban *in situ*. Posteriormente la erosión y retrabajo de estas sedimentitas habría concentrado a los clastos de mayor tamaño y competencia mecánica (fosfáticos, cuarzosos, y en mucho menor medida pelíticos) en sectores de la plataforma sometidos a corrientes u oleaje. Esto se condice en parte con lo que expresan Olivero et al (1998) en cuanto al origen de depósitos fosfáticos descritos en Tierra del Fuego.

Con respecto al nivel fosfático superior de la Fm. Cerro Negro, ya conocido, se encuentra al mismo estratigráficamente por encima del Grupo Sierras Bayas en la base de dicha formación (Leanza y Hugo, 1987). Estos autores interpretaron que este se había originado como resultado de la colmatación de una paleosuperficie suavemente canalizada labrada en el techo de las calizas de la Formación Loma Negra debido a un descenso del nivel del mar. Este nivel se caracteriza por la presencia de nódulos fosfáticos asociados a la superficie cárstica descrita por Barrio *et al.* (1991).

Del análisis conjunto de los niveles de la Fm. Villa Mónica con el de la Fm. Cerro Negro surgen algunas características comparables. Tanto los nódulos y clastos fosfáticos de los niveles fosfáticos inferiores como los nódulos del nivel fosfático superior son de color negro a gris muy oscuro y se componen principalmente de fluorapatita y cuarzo, reconocidos por difracción de rayos X. Coincidentemente, en ambos casos los nódulos poseen formas aplanadas (según la estratificación) y son de tamaños similares. Mediante microscopía convencional y microscopía electrónica se ha reconocido la variedad criptocristalina de la apatita en los dos niveles. Este mineral se habría originado como producto de la fosfogénesis de sedimentos ricos en fósforo.

Los resultados de los análisis químicos revelan en todos los niveles estudiados que los tenores de P_2O_5 varían entre 26 y 36%, tanto en los nódulos, lentes con en los niveles clásticos. Por otra parte, se observa que una correlación

con elevados valores de Fe_2O_3 en minerales de hierro con los que se piensa que existe una relación en el comportamiento durante de la diagénesis.

Asimismo, se confirma que la presencia de fosfatos estaría en asociación con cambios del nivel del mar, como se menciona antes, se asocia a los niveles de la FVM al límite de una fase regresiva-transgresiva y al segundo al comienzo de una fase regresiva. En ambos casos, los perfiles analizados en el área recuerdan a un registro de sedimentación altamente influenciada por las variaciones cíclicas del nivel del mar.

En cuanto a la edad de los niveles con fosfatos se sugiere una semejante o mayor a la del miembro dolomítico para los de la Fm. Villa Mónica (800-900Ma) y una edad cercana al límite Precámbrico-Cámbrico para el nivel superior de la Fm. Cerro Negro.

CAPITULO 10

CONCLUSIONES

CAPITULO 10

CONCLUSIONES

10.1 INTRODUCCION

El área de estudio comprende los afloramientos del sector nor-occidental del Sistema de Tandilia, fundamentalmente los tres núcleos de las Sierras Bayas, en los alrededores de Olavarría.

En este sector de la cuenca neoproterozoica, las sucesiones del Grupo Sierras Bayas están compuestas por las formaciones Villa Mónica, Cerro Largo, Olavarría y Loma Negra. Estas unidades litoestratigráficas son también reconocidas como secuencias deposicionales que reciben los nombres, de base a techo, de Tofoletti (I), Malegni (II), Diamante (III) y Villa Fortabat (IV). Sobre la base de los perfiles relevados en este sector de las sierras, se ha podido determinar un espesor máximo de 185m para esta cubierta sedimentaria. Por encima del Grupo Sierras Bayas y en contacto discordante, se reconoce la Formación Cerro Negro ó Secuencia La Providencia.

Entre el basamento cristalino y la cobertura sedimentaria se observa la unidad de basamento alterado. La cual se presenta con un espesor muy irregular (de hasta 3m) compuesta por rocas saprolitizadas arcósicas y cuarzo-caoliníticas con evidencias de intensa meteorización. Las mismas fueron red denominadas en este trabajo como facies de gruss, y se caracterizan por presentar una pseudoestratificación paralela a la estratificación de las unidades suprayacentes.

Por encima de la facies de gruss se encuentra la cubierta sedimentaria del Grupo Sierras Bayas, la cual está conformada esencialmente por una amplia gama de sedimentitas silicoclásticas y carbonáticas (conglomerados, brechas, arenitas y vaques cuarzo feldespáticas y cuarzosas, areniscas glauconíticas, fangolitas, limolitas, arcilitas, lutitas, ferrilitas, *mudstones*, *boundstones* dolomíticos - estromatolíticos y ftanitas). Todas estas sedimentitas fueron asimismo agrupadas en asociaciones de facies en trabajos anteriores.

Una de las características más sobresalientes de toda esta sucesión sedimentaria está dada por la ausencia rasgos de metamorfismo y por encontrarse prácticamente sin signos de deformación. Por lo que constituye un conjunto de rocas de gran atractivo para este tipo de investigaciones con expectativas favorables acerca de los resultados de todo tipo de análisis.

En el Grupo Sierras Bayas se destaca asimismo la presencia de dos grandes discontinuidades, una en el contacto entre las formaciones Villa Mónica y Cerro Largo y la segunda en el techo de la Formación Loma Negra. En ambos casos estas superficies se asocian a la implantación de una superficie cárstica sobre rocas carbonáticas con desarrollo de grandes canales, los cuales son posteriormente rellenos con brechas intraformacionales con presencia de grandes bloques de diversas litologías. La segunda gran discordancia, ubicada entre el techo de la Formación Loma Negra y base de la Formación Cerro Negro, constituye asimismo el límite superior del Grupo Sierras Bayas.

Por otra parte, se observan en detalle los contactos entre las formaciones Cerro Largo y Olavarría, y entre las formaciones Olavarría y Loma Negra, lo que están caracterizados por pasajes de tipo transicionales en los que se reconocen cambios en las condiciones ambientales y del tipo litológico correspondiente.

La complejidad litológica y la gran multiplicidad de estructuras sedimentarias que presentan estas rocas, dan una idea primaria de la diversidad de procesos sedimentarios que tuvieron lugar durante su formación, como así también de la variedad de ambientes de depositación intervinientes, lo cual convierte a su estudio sedimentológico en un atractivo científico muy poderoso.

En cuanto a la edad del Grupo Sierras Bayas y Formación Cerro Negro, se ha visto que los datos geocronológicos que se conocían hasta principios de la década del 90 indicaban un rango de edades de entre 800 y 700Ma. En ese entonces, se sugirió una edad de entre 800 y 900 Ma para la asociación de estromatolitos de la Formación Villa Mónica sobre la base de bioestratigrafía de estromatolitos.

Más tarde, se realizaron comparaciones de la lito- bio- y quimioestratigrafía de sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico del Cratón del Río de la Plata, en Uruguay y Argentina. En tales estudios se comunicó el hallazgo de *Cloudina* cf. *C.*

riemkeae en calizas micríticas de la Formación Loma Negra, apoyando la correlación de esta unidad con la parte inferior de la Formación Polanco y la asignación de ambas unidades al Ediacariano superior. Esto junto a los datos isotópicos de C y O aportados en el presente trabajo permiten sugerir una edad cercana a los 580-590Ma para esta unidad carbonática.

10.2 METODOLOGIA

Con respecto a los materiales y métodos utilizados, durante una primera etapa se realizaron tareas de recopilación y lectura de la información bibliográfica existente referida a la cubierta sedimentaria precámbrico-paleozoica del Sistema de Tandilia. Asimismo se llevó a cabo un análisis exhaustivo de los antecedentes disponibles acerca de la caracterización sedimentológica, bioestratigráfica y estratigráfico secuencial del Grupo Sierras Bayas (constituido por las formaciones Villa Mónica, Cerro Largo, Olavarría y Cerro Negro). En forma paralela se realizó una recopilación cartográfica, satelital y de las secciones sedimentarias analizadas previamente, con la finalidad de elaborar un mapa geológico digitalizado y georreferenciado de la zona de estudio y seleccionar las localidades de interés para el relevamiento de perfiles sedimentológicos de detalle.

La labor desarrollada comprende un exhaustivo estudio petrológico de todas las características composicionales y texturales de las sedimentitas precámbricas (calizas, dolomías, psefitas, areniscas y pelitas), a partir del cual se han interpretado el conjunto de procesos diagenéticos (dolomitización, compactación, cementación, variaciones de porosidad – permeabilidad, etc.) que conllevaron a constituir estas rocas. De este modo se presenta un modelo evolutivo-diagenético de las sedimentitas que involucra a todos los procesos reconocidos desde el momento de su depositación, es decir de todos los procesos postdeposicionales acontecidos de los que se tenían escasos conocimientos.

10.3 SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA –SIERRAS BAYAS

La realización de un Sistema de Información Geográfica del área de Sierras Bayas-Olavarría es el resultado de la recopilación de información obtenida y elaborada a lo largo de varios años por un grupo de investigadores del Centro de Investigaciones Geológicas y de otras instituciones, y como parte de este plan de

tesis doctoral, proyecto que involucró diversas actividades tanto científicas como aplicadas. Entre las actividades realizadas con este propósito se destacan fundamentalmente dos, por un lado, la correspondiente a la construcción del sistema en sí mismo, es decir, a la generación de la información georreferenciada de la zona de las Sierras Bayas y Olavarría, mediante el levantamiento de puntos con el empleo del GPS y la utilización de cartas topográficas e imágenes satelitales *Landsat*; la segunda actividad consistió en diseñar, integrar, estructurar y programar, con la plataforma del SIG, las funciones, operaciones e interfaz gráfica.

De esta manera se generó un mapa geológico-estructural georreferenciado sobre la base de la observación de las distintas reflectancias en las imágenes satelitales, para lo que se tuvieron en cuenta tanto la combinación de bandas elegida como las "firmas espectrales" de los materiales a observar. Cabe destacar, sin embargo, la muy escasa exposición de afloramientos rocosos hace muy dificultosa la observación y distinción de las distintas litologías directamente de las imágenes, por lo que las mismas son realmente definidas mediante los datos recopilados en las tareas de campaña.

La construcción del SIG permitió asimismo la graficación de "*layouts*" o coberturas en las que se representa la información de la geología, hidrología, obras de explotación minera (canteras, laboreos), vías de acceso, etc., de manera independiente. Este tipo de coberturas permitieron distinguir en forma visual y rápida todos aquellos rasgos de interés, en este caso en particular aquellos de tipo geológico-estructurales y los relacionados a la actividad minera.

10.4 ESTUDIO DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS

De acuerdo a los antecedentes acerca del este tipo de estudios, el Grupo Sierras Bayas puede ser dividido en seis asociaciones de facies, las dos primeras pertenecientes a la Formación Villa Mónica, son las asociaciones de facies cuarzo arcósicas y dolomítico-pelítica; en la Formación Cerro Largo se reconocen otras dos denominadas asociación de facies psamítico-pelíticas y asociación de facies cuarcíticas respectivamente. En este trabajo se mantuvieron las denominaciones previamente propuestas, con la salvedad de la asociación de facies carbonática de la Formación Loma Negra la cual es red denominada como asociación de mudstones micríticos.

Debido a que las facies del Grupo Sierras Bayas habían sido caracterizadas en trabajos anteriores, la tarea principal consistió en el reconocimiento y redefinición de aquellas facies que presentaban alguna característica diferente a la expuesta anteriormente. Las descripciones se realizaron sobre la base de las características macroscópicas descritas en el campo (litología, estructuras sedimentarias y contenido fosilífero) y de los atributos microscópicos, a partir de un estudio petrográfico detallado de las sedimentitas del Grupo Sierras Bayas. Este estudio permitió ajustar en forma muy detallada la descripción de algunas facies y reconocer otras no mencionadas con anterioridad.

Tanto en afloramiento como en el subsuelo, se ha identificado la presencia de un *gruss* en los decímetros basales del Grupo Sierras Bayas, el cual es considerado en esta investigación como una facies sedimentaria donde por un lado se reconocieron estructuras sedimentarias y rasgos diagenéticos marcados (como pseudoestratificación, meteorización, cementación, etc.) aunque por otro no se observaron evidencias de transporte. Este habría sido previamente definido como un nivel de alteración del basamento cristalino.

Teniendo en cuenta los antecedentes y sobre la base de los atributos sedimentológicos definidos en afloramiento se identificaron, definieron y redefinieron las facies sedimentarias presentes en todo el conjunto litológico del Grupo Sierras Bayas y base de la Formación Cerro Negro, reconociendo un total de veintisiete facies sedimentarias en los paquetes silicoclásticos y carbonáticos. Con la finalidad de simplificar las interpretaciones petrológicas se dividieron y agruparon las facies sedimentarias en dos grupos de asociaciones de facies, las carbonáticas y las silicoclásticas respectivamente.

En este mismo sentido, la realización de perforaciones en la Cantera El Polvorín permitió por un lado el reconocimiento de la Formación Villa Mónica en su totalidad, desde el contacto basal con el basamento hasta su pasaje discordante con la Fm. Cerro Largo. Y por otro lado, la identificación nuevas facies sedimentarias y elementos composicionales.

Asimismo, en algunos casos se dividieron a las facies sedimentarias en subfacies con la finalidad de caracterizar a las mismas con mayor detalle.

10.5 PETROLOGIA Y DIAGENESIS DE LAS FACIES CARBONATICAS

10.5B DOLOMIAS DE LA FORMACIÓN VILLA MÓNICA

Los estudios petrológicos de detalle permitieron establecer que las dolomías de la Fm Villa Mónica se presentan un amplio rango de formas cristalinas y mosaicos discriminando seis tipos de dolomita o microfacies cuyas características petrográficas hicieron posible la interpretación de la historia diagenética de estas rocas, en este caso dada por una sucesión de procesos de dolomitización.

Existen claras evidencias de una dolomitización temprana por reemplazo de una caliza micrítica dadas por la preservación de microcristales de calcita relícticos. Por lo tanto, a las dolomías se les podría atribuir inicialmente, un origen marino o por diagénesis marina.

En cuanto a la historia de enterramiento, las variaciones texturales y químicas de los tipos de dolomita sugieren que los mismos representan diferentes episodios de dolomitización tanto por enterramiento somero como profundo.

Las características petrográficas de ciertos tipos de dolomita, el desarrollo de estilolitas, las silicificaciones y el relleno dolomítico esparítico en oquedades, conducen a pensar que existió una dolomitización masiva y generalizada en un estadio diagenético avanzado (mesodiagénesis profunda) seguida de un evento telogenético asociado a un levantamiento tectónico y/o descenso del nivel del mar.

Asimismo, se han reconocido episodios de cementación post-dolomitización asociada a fluidos hidrotermales, los cuales se inician con una disolución y generación de porosidad secundaria y posteriormente continúan con la precipitación de cementos de dolomita, megacuarzo, calcita, arcillas y baritina.

Existen evidencias de un levantamiento de la unidad seguido del ingreso de fluidos superficiales donde las rocas son afectadas por procesos meteóricos, carstificación y con una consecuente generación de porosidad secundaria.

Los procesos de dedolomitización afectan claramente a las rocas del techo del miembro dolomítico en diferentes formas. En respuesta a una intensa disolución

y posterior precipitación de cementos en este ambiente diagenético tan diferente al de soterramiento se reconocen cementos de calcita, hematita y *chert* que reemplazan a las dolomías ricas en hierro que en algunos casos llegan a borrar rastros de sus texturas originales atribuidos a una diagénesis meteórica, como así también cementos argilíticos como caolinita y/o illita de disposición azarosa.

La combinación de análisis obtenidos por Microscopio electrónico de barrido (MEB) y la determinación de composición con EDAX, permitió la identificación y caracterización geoquímica pseudocuantitativa de algunos de los cementos presentes en las cavidades originadas por disolución en las dolomías. Mediante estos análisis se ha determinado la presencia de dolomita romboidal zonada con alternancia de zonas de dolomita rica en calcio (HCD) y pobre en calcio (LCD). El origen de este tipo de zonación podría ser atribuido a cambios en el contenido de Ca en el fluido poral dados por variaciones en el influjo de aguas meteóricas o marinas.

10.5C CALIZAS FORMACION LOMA NEGRA

Por medio de los análisis petrográficos se pudo determinar que prácticamente la totalidad de las facies carbonáticas de la Formación Loma Negra están compuestas de calcita micrítica, microesparítica y hasta esparítica fina. La composición de la base micrítica-microesparítica, el análisis de los cementos, sumado a la interpretación de otros procesos diagenéticos permitieron establecer un modelo evolutivo que comienza con una diagénesis marina, continúa con diagénesis por enterramiento de somero a intermedio y concluye con un levantamiento (y/o descenso del nivel del mar) que afecta mediante una telogénesis al contacto superior de la unidad asociada al ingreso de fluidos meteóricos con la consecuente generación de una superficie cárstica. Sin embargo, no se reconocen procesos de deformación tectónica de gran escala, los que podrían haber alterado sus propiedades petrológicas y físicas.

Las evidencias de diagénesis temprana, representadas en esta asociación de facies, están dadas por un lado, por la preservación de parte de la base micrítica no luminiscente original la cual sólo ha sido transformada por un proceso generalizado de agradación de granos de tamaño micrita (posiblemente HMC) a otros de calcita

tamaño microesparita y esparita pobre en magnesio (LMC). Y por otro lado, se ha observado la preservación de la laminación algal original y de la materia orgánica.

10.5D ESTILOLITAS

Las estilolitas reconocidas en ambas formaciones carbonáticas del Grupo Sierras Bayas fueron referidas a un origen debido a la presión litostática.

A pesar de que en las dolomías de la Formación Villa Mónica se han reconocido un conjunto de factores que resultan desfavorables para los procesos de disolución por presión, se observa que esta asociación de facies presenta desarrollo de importantes superficies de este tipo representadas por estilolitas de gran amplitud que son atribuidas a un régimen diagenético tardío (mesodiagénesis profunda).

En otras palabras, los tipos, frecuencia y amplitud de las estilolitas descritas en asociación de facies dolomítico pelíticas, indican fenómenos de disolución por presión de grandes magnitudes que implicaron una considerable migración de fluidos durante la compactación con una importante reducción del espesor de la columna sedimentaria original.

Por el contrario, se ha observado la existencia de varios factores que promueven a la disolución por presión en las calizas micríticas de la Formación Loma Negra. Sin embargo, el estudio de las estilolitas presentes en esta unidad permitió vincularlas a procesos de diagénesis temprana (eogénesis a mesogénesis temprana).

En este caso, la amplitud y frecuencia de las estilolitas de las calizas micríticas reflejan una disolución pobre asociada a un grado de compactación bajo comparado con el de las dolomías, donde la migración de fluidos es en consecuencia muy escasa.

Resulta evidente que la compactación química que afectó a la Formación Villa Mónica ha sido muy importante y mucho mayor que la representada por la Formación Loma Negra. Por lo tanto, puede decirse que el análisis de las estilolitas constituye una herramienta más para aseverar que estas unidades carbonáticas

presentan historias diagenéticas muy diferentes con enterramientos diferenciales, tal cual también lo han evidenciado sus atributos petrográficos.

De la misma manera, han sido reconocidas con frecuencia, la presencia de pseudoestilolitas en las margas de la base de la Formación Cerro Negro. Las mismas se asocian a un origen por procesos de eogenéticos hasta soterramiento somero o mesogénesis temprana, en relación a la suma de factores favorables reconocidos en su desarrollo.

10.6 PETROGRAFIA Y DIAGENESIS DE LAS FACIES SILICOCLASTICAS

El estudio petrográfico de las facies silicoclásticas permitió reconocer un total de treinta (30) microfacies con características petrográficas particulares, de las cuales veintitrés (23) pertenecen a la asociación de facies cuarzo arcósicas de la formación Villa Mónica, siete (7) a la Formación Cerro Largo y tres (3) corresponden a la Formación Olavarría. Las mismas fueron definidas sobre la base de tres atributos fundamentales: composición, fase cementante dominante y microfábrica post-depositacional.

10.6.1. FORMACION VILLA MONICA - ASOCIACION DE FACIES CUARZO ARCÓNICAS I

En el afloramiento de la Cantera Villa Mónica, ubicado en el núcleo septentrional de las sierras, se identificaron dentro de la asociación de facies cuarzo arcósicas diez microfacies de las cuales cinco pertenecen a la facies sedimentaria 1, dos a la facies sedimentaria 2 y dos a la facies sedimentaria 3. Mientras que en el subsuelo se describieron quince microfacies más, cinco de las cuales son de la facies 1; dos de la facies B, cinco de la facies 2, una de la facies 3 y dos en la facies 4. Cabe destacar por un lado que la facies sedimentaria B de arenitas líticas y sublitoarenitas solo se ha reconocido por los estudios microscópicos realizados sobre muestras de testigos de perforación provenientes del núcleo central.

Los procesos diagenéticos reconocidos en esta asociación de facies sedimentarias involucran a transformaciones ocurridas durante etapas eogenética, mesogenética tanto somera como profunda y telogenética, esta última asociada a un levantamiento tectónico y o descenso del nivel del mar.

Durante la evolución de todos los procesos reconocidos se ha observado que existieron importantes fenómenos de disolución, cementación, compactación con desarrollo de microfábricas diagenéticas características.

Cabe destacar que todas las evidencias conducen a considerar que esta formación habría sido sepultada a profundidades que superan los 3km es decir que las mismas debieron haber estado expuestas a un régimen de mesogénesis profunda y a temperaturas por encima de los 150°C.

Sobre la base del análisis de las microfacies descritas se pudo hacer una comparación dentro de la facies (1) de arenitas y vaques arcósicos con conglomerado basal la cual se presenta con diferentes microfábricas postdepositacionales y distintos tipos de cementación de acuerdo al sector de las sierras analizado, por lo que pudo dividirse en dos facies diagenéticas 1A y 1B.

10.6.2 FORMACION CERRO LARGO

En los perfiles realizados, se describieron para la Formación Cerro Largo un total de siete microfacies de las cuales tres pertenecen a la Asociación de facies psámíticas y pelíticas (AFPP III) y las otras cuatro microfacies pertenecen a la asociación de facies cuarzosas (AFQ IV).

Los procesos diagenéticos reconocidos en esta formación fueron divididos en tres grupos principales: los que caracterizan a la Asociación de facies psámíticas y pelíticas (AFPP III), los reconocidos en la Asociación de facies cuarzosas (AFQ IV) y los que comparten ambas asociaciones de facies. Dichos procesos abarcan a transformaciones asociadas a eventos eogenéticos, mesogenéticos tempranos o someros y más tarde telogenéticos (postlevantamiento tectónico). Las evidencias de los mismos comprenden a la disolución, cementación, compactación con desarrollo de microfábricas diagenéticas características, entre otros.

Cabe destacar que a diferencia de lo observado para la Formación Villa Mónica, estas rocas solo habrían alcanzado a un régimen de soterramiento temprano (mesogénesis temprana) seguido de un ascenso tectónico.

10.6.3 FORMACIÓN OLAVARRÍA

Las características petrográficas de esta asociación de facies son presentadas en forma resumida dado que se trata predominantemente de facies finas (pelíticas), con excepción de un nivel de muy pobre exposición constituido por un conglomerado con intraclastos pelíticos. Dada la dificultad de la caracterización petrográfica de las facies finas en general, las mismas son descritas en detalle por medio análisis de difracción de rayos x.

Los procesos de diagénesis reconocidos en esta asociación de facies pelíticas se caracterizan por no llegar más allá de una mesogénesis temprana. Sin embargo, la mayoría de los rasgos observados indican que los procesos dominantes se encuentran dentro de la eogénesis, como por ejemplo son las evidencias de compactación mecánica con escasa deformación de la matriz. En forma sobreimpuesta se han identificado rasgos de tipo telogenéticos debidos a la exposición subaérea de esta sucesión.

10.7 ESTUDIO MINERALOGICO POR DRX

El estudio mineralógico de las sedimentitas marinas del Grupo Sierras Bayas se orienta, por un lado, a la caracterización general de las secciones en términos de sus componentes mineralógicos no argilíticos más abundantes; y por otro a la caracterización de las diferentes argilofacies y al análisis de su significado. Con respecto al primer tópico, se observa una gran variabilidad en la mineralogía de las muestras totales en todos los perfiles analizados, en donde los componentes más abundantes son el cuarzo, arcillas, cacita, dolomita, fosfatos y óxidos de hierro, entre otros; y los mismos muestran importantes variaciones de acuerdo a la facies sedimentaria analizada. La distribución de las proporciones relativas de estos minerales es en general muy variable en todas las secciones, y dependen fundamentalmente de la litología de cada formación.

Con respecto al índice de cristalinidad de la illita, en función de su distribución se definieron niveles con sericitas heredadas, otros con politipos de illita de origen hidrotermal, distinguibles de otros de corte diagenético. Por lo que se propuso un origen múltiple sedimentario + diagenético + hidrotermal.

Asimismo, se presenta una extensa discusión acerca del origen de los argilominerales predominantes en cada formación en comparación con resultados previos a este trabajo y se llegó a la conclusión de que la composición mineralógica de las argilofacies del Grupo Sierras Bayas estaría controlada por la suma de diversos factores dados por el aporte detrítico de illita, interestratificados illita/esmectita, esmectita, caolinita y eventualmente clorita; la neoformación de esmectita caolinita y pirofilita en ambientes de intensa meteorización y la transformación diagenética de las esmectita en interestratificados illita/esmectita e illita durante el sepultamiento de la sucesión. Otro de los procesos reconocidos involucra a la neoformación de cloritas, e illitas en ambientes diagenéticos a partir de esmectita y /o caolinita y el aporte de fluidos hidrotermales con la generación de mica 2M1 y pirofilita.

10.7.1 FORMACION VILLA MONICA

Asociación de Facies cuarzo arcósicas

El análisis mineralógico a partir de los resultados obtenidos de la difracción de rayos x permitió indicar en la asociación de facies cuarzo arcósicas un predominio de cuarzo y en menor medida se reconocieron feldespatos y arcillas. Asimismo, se han identificado con escasa frecuencia, y/o en forma muy localizada la presencia de carbonatos (calcita y dolomita), óxidos de hierro (hematita y goethita), y fosfatos (fluorapatita).

En lo que refiere al análisis de los minerales de arcillas presentes en las facies silicoclásticas de la Formación Villa Mónica se han reconocido cuatro argilofacies de las cuales tres son illíticas (con más de 50% de illita) y una pirofilitica (con más de 50% de pirofilita). Se reconocieron asimismo, en proporciones escasas la presencia de interestratificados I/S y Cl/S, clorita, caolinita y esmectita.

Se sugiere que las arcillas presentes en la asociación de facies cuarzo arcósicas de la Formación Villa Mónica podrían haberse originado por la interacción de varios mecanismos sedimentarios diferentes, reconociéndose tanto componentes heredados como diagenéticos, y otros producidos por la intervención de fluidos hidrotermales.

Asimismo, se estima que las transformaciones estarían en relación a una mesogénesis por enterramiento profundo a temperaturas que superan los 150°C. Se ha observado el desarrollo de arcillas autigénicas como relleno de fracturas y venas.

Asociación de facies dolomítico pelíticas

En esta misma formación pero en la asociación de facies dolomítico pelíticas se reconoció un neto predominio del mineral dolomita acompañado de escasos tenores de cuarzo, arcillas y en forma más esporádica calcita, fosfatos y óxidos de hierro.

Los análisis de DRX por otra parte, permitieron analizar a las dolomías desde el punto de vista de su estequiometría y grado de ordenamiento estructural. De esta manera se reconocieron dolomías estequiométricas, dolomías no estequiométricas meteorizadas y dolomías no estequiométricas ferrosas (y/o ankerita).

Se determinaron valores de 50,00 a 51,00 mol % de CaCO₃ en las facies de dolomías grises y gris amarillentas (bayas) laminadas o con estromatolitos, y que permitieron considerarlas como estequiométricas o cercanas a la estequiometría.

En las dolomías rojizas ricas en Fe, los valores hallados de entre 51% y <54%, fueron atribuidos a su composición, dada por dolomita ferrosa y/o ankerita y que también incluyen a las facies margosas ricas en hierro del tope de la secuencia.

Finalmente, los valores < 50% corresponden a dolomías asociadas a niveles más calcíticos que pertenecen a muestras de dolomías grises, meteorizadas o alteradas por procesos de dedolomitización y meteorización posterior al enterramiento en una etapa telodiagenética.

Con respecto grado de ordenamiento estructural de la dolomita, se ha encontrado que el mismo supera el valor de 0,7 llegando a un máximo de 1,05. Estos resultados, fueron atribuidos a un ordenamiento estructural característico de un enterramiento profundo, el cual también ha sido evidenciado por sus características petrográficas.

En la asociación de facies dolomíticas y pelíticas se reconocieron argilominerales de origen diagenético, otros de origen mixto detrítico–diagenético a los que se le puede agregar una pequeña y/o corta participación de arcillas precipitadas por acción de fluidos meteóricos en el techo de la sucesión.

Finalmente, el patrón de distribución de la mineralogía de la Formación Villa Mónica ha sido interpretado en términos de un gradual decrecimiento en el aporte clástico hacia la cuenca, con el consecuente incremento en la productividad carbonática.

10.7.2 FORMACION CERRO LARGO

En la Formación Cerro Largo, la asociación de facies psamíticas y pelíticas se caracterizan por la abundancia de cuarzo y arcillas, acompañados en menor proporción por feldespatos, óxidos de hierro y carbonatos. Mientras que en la asociación de facies cuarcíticas se remarca un predominio neto del cuarzo, acompañado en forma escasa y aleatoria de arcillas y óxidos de hierro.

Sobre la base del análisis de los argilominerales de la Formación Cerro Largo, se reconocieron seis argilofacies en la asociación de facies psamíticas y pelíticas y tres argilofacies más en la asociación de facies cuarzosas. De estas nueve argilofacies cinco son illíticas, dos caoliníticas, una pirofilítica y una dominada por interestratificados I/S.

Con respecto a la génesis de los argilominerales presentes en la asociación de facies psamíticas y pelíticas se sugiere la interacción de varios mecanismos diferentes, por un lado los sedimentarios, reconociéndose tanto componentes heredados como diagenéticos, y otros generados en una etapa posterior a partir de fluidos hidrotermales y/o meteóricos. Dentro de los componentes diagenéticos se distinguen los originados en una etapa de eogénesis como la glauconita de otros asociados a una mesogénesis temprana a media con temperaturas de alrededor de los 100°C. En esta misma unidad, se han identificado asimismo, argilominerales producidos por una alteración argilítica avanzada en una etapa telogenética.

10.7.3 FORMACION OLAVARRIA

La Formación Olavarría se caracteriza por la presencia de cuarzo y arcillas acompañados en menor medida por feldspatos, carbonatos y óxidos de hierro. Los argilominerales presentes en la misma se distribuyen de manera homogénea y por lo tanto no ha sido necesaria la diferenciación de argilofacies. Dentro de estos se identificaron illita, interestratificados illita/esmectita (I/S) y clorita/esmectita (Cl/S), clorita, caolinita y eventualmente esmectita.

Dada la homogeneidad de la distribución de los argilominerales presentes la asociación de facies pelíticas de la Formación Olavarría, sólo se menciona la presencia de argilominerales relacionados a una mesogénesis temprana con temperaturas menores a los 100°C.

10.7.4 FORMACION LOMA NEGRA

Las facies de mudstones micríticos de la Formación Loma Negra se caracterizan por el predominio de calcita, aunque también se reconocen cuarzo y arcillas. Estas últimas son muy escasas y están constituidas por illita, I/S, clorita rica en hierro, C/S y esmectita.

En las arcillas presentes en la asociación de facies de mudstones micríticos de la Formación Loma Negra podrían haberse originado por la interacción de por lo menos dos mecanismos sedimentarios diferentes, encontrando componentes tanto heredados como diagenéticos, y otros telogenéticos en relación al ingreso de fluidos meteóricos. En esta unidad se menciona la presencia de clorita autigénica ferrosa (chamosita) la cual podría atribuirse a un origen por diagénesis temprana o somera.

10.7.5 FORMACION CERRO NEGRO

Las arcillas presentes en las facies basales de la Formación Cerro Negro podrían atribuirse a un origen combinado entre sedimentario (tanto componentes heredados como diagenéticos), y por la intervención de fluidos meteóricos. Dentro de los componentes diagenéticos se reconocen los de origen eogenético y otros dentro de la mesodiagénesis temprana.

10.8 GEOQUIMICA DE LAS UNIDADES CARBONATICAS

La incursión en el conocimiento de la geoquímica y más específicamente del análisis de isótopos estables de C y O permitió por un lado inferir edades y por el otro establecer tendencias diagenéticas en las unidades carbonáticas del grupo Sierras Bayas. Asimismo, a partir de tales datos se pudieron correlacionar en forma preliminar estas unidades con otras de características semejantes del Neoproterozoico en otros sectores del margen sur-occidental del supercontinente de Gondwana, fundamentalmente en secuencias del Uruguay y Brasil.

10.8.1 DOLOMIAS DE LA FORMACION VILLA MONICA

Los análisis geoquímicos de estos carbonatos, permitieron reconocer un fuerte enriquecimiento en Mn y Fe y un importante empobrecimiento en Sr, dados como consecuencia de un alto grado de alteración diagenética que afectó en forma considerable los valores de Sr originales, excluyendo a estas rocas de posibles interpretaciones quimioestratigráficas con respecto a este elemento.

Sin embargo, se observó que las dolomías presentan valores de $\delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ ($> -10\text{‰}$) que varían entre -6.7 y -2.1‰ , mientras que los de $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ se encuentran entre -0.7 y $+2.2\text{‰}$. Existe una notable correlación entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y las características intrínsecas de las facies sedimentarias. Mientras que las dolomías estromatolíticas presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ cercanos a 0, entre -0.7 y $+0.3\text{‰}$, los carbonatos intermareales arrojan resultados mas positivos entre $+0.2$ y $+2.2\text{‰}$.

De acuerdo al punto anterior, y considerando al isótopo de C como primario, dados los valores poco modificados del isótopo de O, la curva de $\delta^{13}\text{C}$ permitiría ubicar a las dolomías en tres posiciones correspondientes a tres edades posibles. De estas, la más factible es la que se encuentra alrededor de los 800Ma ya que es comparable a la edad propuesta para la asociación de estromatolitos representada en esta sucesión, como así también por los datos de Rb/Sr.

10.8.2 CALIZAS DE LA FORMACION LOMA NEGRA

Los valores de Mn/Sr < 1.5 , Fe/Sr < 50 , Ca/Sr < 1100 , Rb/Sr > 0.001 y $\delta^{18}\text{O} > -11 \text{‰}$ fueron considerados como indicadores de una baja a moderada alteración

diagenética de estas facies sedimentarias. La mayoría de las muestras cumplen con estas características geoquímicas, por lo que se considera a estos carbonatos cuasi-primarios desde el punto de vista de sus características isotópicas. Consecuentemente, esta unidad es factible de ser comparada con las curvas de C y Sr del Neoproterozoico.

En este mismo sentido, las facies de calizas micríticas no luminiscentes de la Formación Loma Negra poseen valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ entre +2.7 y +4.5‰ y relaciones isotópicas de Sr entre 0.7068 y 0.7075. Considerando la presencia de Cloudina, se propone para esta sucesión una edad Ediacariana. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las calizas micríticas negras fueron agrupados en dos intervalos (-8.1 a -7.1‰) y (-14 a -12‰). El segundo, con valores muy negativos, fue señalado como producto de la percolación de fluidos meteóricos empobrecidos en ^{18}O dentro del sector superior de esta formación durante la implantación de una superficie cárstica. Estos dos intervalos de valores permitieron definir dos facies diagenéticas dentro de esta secuencia.

Los datos de $\delta^{13}\text{C}$ e isótopos de Sr registrados en la Formación Loma Negra pudieron ser correlacionados con los reportados para la Formación Polanco (Uruguay) y Grupo Corumbá (Brasil). Dicha correlación implica una edad de ca. 580-590 Ma para la Formación Loma Negra.

10.9 NIVELES FOSFATICOS – FOSFOGENESIS

Se reconoce la presencia de tres niveles fosfáticos en las unidades sedimentarias del área de Sierras Bayas - Olavarría. Dos niveles más antiguos dentro de la Formación Villa Mónica, y un tercer nivel, ya conocido, asociado a la base de la Formación Cerro Negro.

El primer nivel fosfático se encuentra en el tope de la asociación de facies cuarzo arcósicas de la Formación Villa Mónica. El mismo se habría originado *in situ* por la precipitación directa de francolita a partir de fluidos relacionados al aporte de nutrientes por corrientes de *upwelling*. Más tarde, los procesos de fosfogénesis darían origen por recristalización durante el enterramiento, a nódulos y lentes de fluorapatita. Posteriormente, y a partir del retrabajo de los nódulos fosfáticos, como

así también de los vaques y pelitas asociados a los mismos, se habría formado el nivel clástico presente en la base de las dolomías de la Formación Villa Mónica.

Con respecto al nivel fosfático de la Formación Cerro Negro, ya conocido, se caracteriza por la presencia de nódulos fosfáticos asociados a la superficie cárstica que se encuentra en el contacto del techo del Grupo Sierras Bayas. Como se habría interpretado con anterioridad este nivel se había originado durante la colmatación de una paleosuperficie suavemente canalizada labrada en el techo de las calizas de la Formación Loma Negra debido a un descenso del nivel del mar.

Asimismo, se confirma que la presencia de estos niveles con fosfatos estaría relacionada con cambios del nivel del mar, como se explica en este estudio, se asocia a los niveles de la Formación Villa Mónica al límite de una fase regresiva-transgresiva y al de la Formación Cerro Negro al comienzo de una fase regresiva. En ambos casos, los perfiles analizados en el área recuerdan a un registro de sedimentación altamente influenciada por las variaciones cíclicas del nivel del mar.

Finalmente, es de destacar que este avance del conocimiento permitirá contar con mayor información en cuanto a la minería de la región de Olavarría, la cual constituye el distrito minero más importante del país, y en el que se distribuyen diferentes núcleos industriales.

REFERENCIAS

REFERENCIAS

- AALTO, K.R., 1972. Diagenesis of orthoquarcites near Bogota, Columbia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, 330-340.
- ABECROMBIE, H.J., HUTCHEON, I.E., BLOCH, J.D., DE CARITAT, P., 1994. Silica activity and the smectite illite reaction. *Geology*, 22, 539-542.
- ADAMS, CH., MILLER, H., TOSELLI, A.J. 1990. Nuevas edades de metamorfismo por el método K-Ar de la Formación Puncoviscana y equivalentes, NW de Argentina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.): *El ciclo Pampeano en el noroeste Argentino. Serie correlación Geológica* 4, 209-220.
- AHN, J.H., Y PEACOR, D.R., 1985. Transmission electron microscopic studies of diagenetic chlorite in Gula coast argillaceous sediments. *Clays and Clay Minerals*, 33, 228-236.
- AJA, S.U., 1995. Controls on illitization reactions: A thermodynamic approach. En: *Geology of Deltas* (Eds. Oti, M.N., y Postma, G.), 209-216.
- AL-HASHIMI, W. AND HEMINGWAY, J.E., 1974. Recent dolomitization and the origin of the rusty crusts of Northumberland: A reply. *J. Sedimentary Petrology* 44, 271-274.
- ALLAN, J.R. AND MATTHEWS, R. K., 1982. Reprinted from *Sedimentology* 1982 29: 797-817. *Carbonate Diagenesis*, Reprint Series Volume 1 of the International Association of Sedimentologists, Eds. Tucker, M. y Bathurst, R.; Blackwell Scientific Publications. 1990.
- ALLÓ, W., 2001. Los yacimientos de arcillas illíticas ferruginosas La Siempre Verde y La Placeres de Bárker. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Tesis Doctoral, 235 pp. Inédito.
- ALVARENGA, C.J.S.; SANTOS, R.V.; DARDENNE, M.A., DANTAS E.L., BROAD, E.R. & GIOIA S.M.C.L. 2003. C, O and Sr isotope evidence of Sturtian and Marinoan glaciations in Brazil Ext Abst.. III International Colloquium Vendian-Cambrian of W-Gondwana, Ed H.E. Frimmel.
- AMOS, A., QUARTINO, B. Y ZARDINI, R., 1972. El "Grupo La Tinta" (Provincia de Buenos Aires). Paleozoico y Precámbrico?. 25 Congreso Brasileiro de Geología, Actas: 211-221. Sao Paulo.
- ANADÓN, P., GHETTI, P., GLIOZZI, E., 2002. Sr/Ca, Mg/Ca ratios and Sr and stable isotopes of biogenic carbonates from the Late Miocene Velona Basin (central Apennines, Italy) provide evidence of unusual non-marine Messinian conditions. *Chemical Geology* 187, 213-230.
- ANDERSON, T.F., ARTHUR, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their applications to sedimentology and paleoenvironmental problems. *Society of Economic Palaeontologist and Mineralogist Short Course* 10, 151 pp.
- ANDREIS, R.R., 2001. The Tandilia System, Province of Buenos Aires, Argentina: its sedimentary successions. *A Clay Odyssey - Proceedings of the 12th International Clay Conference*, Bahía Blanca. Eds. Domínguez, E., Mas G., y Cravero, F.: 15-22.
- ANDREIS, R. R., 2003. The Tandilia System, Province of Buenos Aires, Argentina: its sedimentary successions. En E.A. Domínguez, G.R. Mas y F. Cravero (Eds.): *2001-A Clay Odyssey*, pp. 15-22, Elsevier.
- ANDREIS, R.R. Y ZALBA, P.E., 1986. La transgresión del Ordovícico inferior y la evolución paleogeográfica del basamento cristalino en el sector Barker-Chillar, provincia de

- Buenos Aires, Argentina. 1 Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes Expandidos : 189-192.
- ANDREIS, R.R. Y ZALBA, P.E., 1998. El basamento cristalino y eventos transgresivos y regresivos en las sucesiones silicoclásticas proterozoicas y eopaleozoicas aflorantes entre Chillar y San Manuel, Sierras Septentrionales, Buenos Aires, Argentina. 7 Reunión Argentina de Sedimentología, Actas de Resúmenes : 101-103.
- ANDREIS, R.R., ZALBA, P.E. Y IÑIGUEZ RODRIGUEZ, A.M., 1992. Paleosuperficies y sistemas depositacionales en el Proterozoico superior de Sierras Bayas, Sistema de Tandilia, Provincia de Buenos Aires, Argentina. 4 Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 283-290.
- ANDREIS, R.R., ZALBA, P.E., IÑIGUEZ RODRIGUEZ, A.M. Y MOROSI, M., 1996. Estratigrafía y evolución paleoambiental de la sucesión superior de la Formación Cerro Largo, Sierras Bayas (Buenos Aires, Argentina). 6º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas : 293-298.
- ANJOS, S.M.C, DE ROS, L.F., Y SILVA, C.M.A, 2003. Chlorite autigénesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brazil. En Worden, H. y Morad, S., Eds., Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 34, 291-316.
- ANTONIOLI, J.A., 1969. Formación La Tinta. Notas de la Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires, 6 (5): 1-32.
- BABINSKI, M., KAUFMAN, A.J., 2003. First direct dating of a Neoproterozoic Post-Glacial cap carbonate. Short Papers – IV South American Symposium on Isotope Geology. Salvador, Brazil, pp. 321-323.
- BACKNOFF POHLS, M.A. Y VELÁZQUEZ PAULINO, J.C., 2002. El sistema de información geoestadística para el transporte. Métodos, organización y descripción operativa. Publicación Técnica 207 (México, 2002).
- BARRIO, C.A.; POIRE, D.G. Y IÑIGUEZ RODRIGUEZ, A.M., 1991. El contacto entre la Formación Loma Negra (Grupo Sierras Bayas) y la Formación Cerro Negro: un ejemplo de Paleokarst, Olavarría, provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 46 (1-2): 69-76.
- BARTLEY, J.K., SEMIKHATOV, M.A., KAUFMAN, J.A., KNOLL, A.H., POPE, M.C., JACOBSEN, S.B., 2001. Global events across the Mesoproterozoic – Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia. Precambrian Research 111, 165 – 202.
- BATHURST, R.G.C., 1991. Cycles and Events in Stratigraphy. Cap. 3 Pressure-Dissolution and Limestones Bedding: the influence of Stratified Cementation, pp 450-463.
- BEATHCKE, C.M., Y ATANER, S.P., 1986. Layer-by-layer mechanism of smectite illitization and application to a new rate law. Clays and Clay Minerals, 34, 136-145.
- BEITLER, B., PARRY, W.T., Y CHAN, M.A., 2005. Fingerprints of fluid floor: chemical diagenetic history of the Jurassic Navajo Sandstone, Southern UTA, USA., Journal of Sedimentary Research, 75, 547-561.
- BENTAYEB, A.; AMOURIC, M., OLIVES, J., DEKAYIR, A., Y NADIRI, A., 2003. XRD and HRTEM characterization of pyrophyllite from Morocco and its possible applications. Applied Clay Science, 22 (211-221).
- BERNER, R., 1969. Goethite stability and the origin of red beds. Geochim. Cosmochim. Acta., 33, 267-273.

- BERTOLINO, S.R.A., 1988. Estratigrafía, mineralogía y geoquímica de la Formación Cerro Negro en la zona de Villa Cacique, partidos de Juárez y Necochea, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43, 3, 275-286.
- BERTRAND-SARFATI, J., MOUSSINE-POUCHIKINE, A., AMARD, B., AÏT KACI AHMED, A., 1995. First Ediacaran fauna found in western Africa and evidence for an Early Cambrian glaciation. *Geology* 23, 133-136.
- BOGGIANI, P.C., 1998. Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozoico) – Mato Grosso do Sul.- Unpublished Ph. D. Thesis, Universidades de Sao Paulo, Brazil, 181 pp.
- BOGGIANI, P.C., SIAL, A.N., BABINSKI, M., FERREIRA, V.P., 2003. New carbon isotopic data from the Corumbá Group as a contribution to a composite section for the Neoproterozoic III in South America. III International Colloquium Vendian-Cambrian of W-Gondwana, Ed H.E. Frimmel. Ext Abst. Cape Town, South Africa, pp. 13 –16.
- BOGGS, S. Jr., 1992. *Petrology of sedimentary rocks*. Maxwell Macmillan, 707 pp.
- BOLES, J.R. Y FRANK, S.G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox Sandstone of southwest Texas: Implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 55-70.
- BONHOMME, M.G. Y CINGOLANI, C.A., 1980. Mineralogía y geocronología Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la "Formación La Tinta", Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (4), 519-538.
- BONI, M., PARENTE, G., BECHSTÄDT, T., DE VIVI, B E IANNACE, A., 2000. Hidrotermal dolomites in SW Sardinia (Italy): evidence for a widespread late-Variscan fluid flow event. *Sed. Geol.*, 131, 181-200.
- BORRELLO, A.V., 1962. Formación Punta Mogotes (Eopaleozoico, Provincia de Buenos Aires). *Notas de la Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires*, 1(1).
- BORRELLO, A.V., 1966. Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. *Paleontografía Bonaerense*, Fasc. 5, Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires, La Plata.
- BRAND, U., VEIZER, J., 1981. Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system – 2: Stable isotopes. *Journal of Sedimentary Petrology* 51, 987-997.
- BRINDLEY, G.W., 1961. Quantitative analysis of clay mixtures: in G. Brown, ed., *The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals*: Mineralogical Society, London, 489-516.
- BRINDLEY G.W. Y BROWN G., 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification. Mineralogical Society. Eds.
- BROWN, G., Y BRINDLEY, G.W., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification: in Brindley, G.W., y Brown, G., Eds. *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*: Mineralogical Society, London, 305-359.
- BURLEY, S.D., Y WORDEN, R.H., 2003. Sandstones Diagenesis Recent and Ancient. Reprint series Vol. 4 International Association of Sedimentologists, Burley, S., y Worden R., Eds.
- BURROUGH, P.A., 1986. *Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment*. Oxford University Press. 194 pp. Apuntes del Módulo SIG de la materia Sensores Remotos. 2004.

- BUURMAN, P., MEYER, E.L, VAN WIJK, J.H., 1988. Weathering of chlorite and vermiculite in ultramafic rocks of Cabo Ortegal, northwest Spain. *Clays and Clay Minerals* 36, 263-269.
- CAILLERE, S., E IÑIGUEZ A.M., 1967. Etude Mineralogique de La Tinta formation argilleuse de la Province de Buenos Aires, Republique Argentine. *Bul. Soc. Fr. Min. Cristall.*, 90, 246-251.
- CANDFIELD, D.E., 1998. A New Model for Proterozoic ocean chemistry. *Nature*, 396, 450-453.
- CARITAT, P, HUTCHEON, I, AND WALSH, J.L., 1993. Chlorite Geothermometry: a Review. *Clays and Clay minerals*, 41, 2, 219-239.
- CARRETERO, M.I., RUIZ, F., RODRÍGUEZ RAMÍREZ, A., CÁSERES, L., RODRÍGUEZ VIDAL, J., GONZÁLEZ REGALADO, M.L., 2002. The use of clay minerals and microfossils in paleoenvironmental reconstructions: the Holocene littoral of Las Nuevas (Doñana National Park, SW Spain). *Clay Minerals* 37, 93-103.
- CHAMLEY, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer, Berlin.
- CHAMLEY, H., 1993. Le Sedimentation marine des mineraux argileux. In: Paquet, H., Clauer, N. Eds., *Sedimentologie et Geochimie de la Surface. Colloque a la memorie de George Millot Les Colloques de l'Academie des Sciences et du Cadas, institute de France*, 217-241.
- CHIVAS Y BIRD., 1995. Paleoclimatic from Gondwanaland caliz. In Churchman, G.J., Fitzpatrick, R.W., Eggleton, R.A. (Eds.), *Clays: Controlling the environment. Proceedings of the International Clay Conference, Adelaide, Australia, 1993*. CSIRO Publishing, Melbourne, pp 333-338.
- CHOQUETTE, P.W., y PRAY, L., 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, 207-250.
- CHOQUETTE, P.W., Y JAMES, N.P., 1987. Diagénesis in Limestones-3, the deep burial environment: *Geoscience, Canada*, 14, 3-35.
- CHUVIECO, E., 1996. *Fundamentos de Teledetección Espacial. 3ra Edición Revisada*. Ediciones RIALP, S.A. Madrid. 567 pp.
- CINGOLANI, C., BONHOMME, M.G., 1982. Geochronology of La Tinta Upper Proterozoic Sedimentary Rocks, Argentine. *Precambrian Research* 18, 119-132.
- CINGOLANI, C., BONHOMME, M.G., 1988. Resultados geocronológicos en niveles pelíticos intercalados en las dolomías de Sierras Bayas (Grupo La Tinta), provincia de Buenos Aires. *Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses*. Buenos Aires, Argentina, pp. 283-289.
- CINGOLANI, C., RAUSCHER, R., BONHOMME, M.G., 1991. Grupo La Tinta (Precámbrico y Paleozoico inferior), Provincia de Buenos Aires, República Argentina: Nuevos datos geocronológicos y micropaleontológicos en las sedimentitas de Villa Cacique, Partido de Juárez. *Revista Técnica de YPF*, 12 (2): 177-191.
- CINGOLANI, C.A., HARTMANN, L.A., SANTOS, J.O.S. Y MCNAUGHTON N.J., 2002. U-Pb SHIMP dating of zircons from the Buenos Aires Complex of the Tandilia Belt, Rio de La Plata Craton, Argentina. *Actas XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate*.

- CONIGLIO, M., Y WILLIAMS-JONES, A.E., 1992. Diagénesis of Ordovician carbonates from the north-east Michigan Basin, Manitoulin Island area, Ontario: evidence from petrography, stable isotopes and fluid inclusions. *Sedimentology*, 39, 8, 813-836.
- COOK, P., 1992. Phosphogenesis around the Proterozoic-Phanerozoic transition. *Journal of the Geological Society*. Vol 149 – 4 (615-620).
- d'ORBIGNY, 1842. Voyage dans l'Amérique Meridionale. Provinces de Santa Fe et Buenos Aires. III Geologie, 41-562. París.
- DALLA SALDA, L. E. IÑIGUEZ, A.M., 1979. La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. 7 Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 539-550.
- DE PAOLO, D.J., 1988. Neodymium isotope geochemistry: An introduction. Springer Verlag, 187p.
- DECASTELLI, O.O., E IÑIGUEZ RODRÍGUEZ, A.M., 1984. Argilominerales en sedimentitas del Ciclo Cuyano de la cuenca Neuquina. Su evolución diagenética. Actas IX Congreso Geológico Argentino, III, 300-316. Bariloche.
- DEL VALLE, A., 1986. Presencia de conglomerados mantiformes en el techo de secuencias psamíticas de la Formación Balcarce, Buenos Aires, Argentina. I Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes Expandidos : 193-196.
- DEL VALLE, A., 1987a. Sedimentología de la Formación Balcarce en el sector oriental de Tandilia. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral 491, 279 pp. (inédito).
- DEL VALLE, A., 1987b. Nuevas trazas fósiles en la Formación Balcarce, Paleozoico Inferior de las Sierras Septentrionales. Su significado cronológico y ambiental. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Sec. Paleont.*, 9: 19-41.
- DEL VALLE, A., 1990. Paleogeografía de la cuenca de depositación de la Formación Balcarce (Ordovícico inferior), Tandilia, Argentina. 3 Reunión Argentina de Sedimentología, Actas : 102-108.
- DERRY, L.A., KAUFMAN, A.J., JACOBSEN, S.B., 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 1317-1329.
- DEVORE, G.W., 1956. Surface chemistry as a chemical control on mineral association. *Journal of Geology*, 64, 31-35.
- DEWERS, T. Y HAJASH, A., 1995. Rate laws for water-assisted compaction and stress-induced water-rock interaction in sandstones. *Journal of Geophysical research* 100(B7), 13, 093, 13112.
- DI PAOLA, E., 1987. Argillic alteration at Balcarce District, Argentina. Acts of The Sixth Meeting of the European Clay Groups, Summaries-Proceedings, Sevilla.
- DI PAOLA, E. C. Y MARCHESE, H.G., 1974. Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta (provincia de Buenos Aires). *Asociación Argentina de Mineralogía Petrología Sedimentología Revista V (3-4)*, 45-58.
- DICKINSON, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology* 40: 695-707.

- DICKSON, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 36, 491-505.
- DINESH R. KATTI ; STEVEN R. SCHMIDT ; PIJUSH GHOSH ; KALPANA S. KATTI., 2005. Modeling the response of pyrophyllite interlayer to applied stress using steered molecular dynamics. *clays and clay minerals Volume*, 53 (2), 171 – 178.
- DO CAMPO, M., CAGNONI, M. 2001. The Rb/Sr isochron method applied to low-grade metamorphic rocks, the case of the Puncoviscana Formation, NW Argentina. III Simposio Sudamericano de Geología Isotópica. Pucón, pp 82-85.
- DO CAMPO, M., NIETO, F., OMARINI, R., OSTERA, H. 1999. Neoproterozoic K-Ar ages for the metamorphism of the Puncoviscana Formation, Northwestern Argentina. II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, p 123-128, Villa Carlos Paz.
- DRISTAS, J.A. Y FRISICALE, M.C., 1984. Estudio del yacimiento de arcillas del Cerro reconquista, San Manuel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. 9 Congreso Geológico Argentino, Actas, 5: 507-521.
- DRISTAS, J.A. Y FRISICALE, M.C., 1987. Rocas piroclásticas en el sector suroeste de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 18: 33-45.
- DRISTAS, J.A. Y FRISICALE, M.C., 1996. Geochemistry of an altered pyroclastic suite interbedded in the sedimentary cover of the Tandilia Area, Buenos Aires, Argentina. *Zentralblatt f. Geologie u. Paleontologie*, 1 (7-8), 659-675.
- DRISTAS, J.A. Y FRISICALE, M.C., 2001. Two types of hidrothermal clay deposits in the southeast area of Tandilia, Buenos Aires Province, Argentina. *A Clay Odyssey - Proceedings of the 12th International Clay Conference, Bahía Blanca*. Eds. Domínguez, E., Mas G., y Cravero, F., 85-92.
- DRISTAS, J.A. Y FRISICALE, M.C., 2003. Two types of hydrothermal clay deposit in the south-east area of Tandilia, Buenos Aires Province, Argentina. En E.A. Domínguez, G.R. Mas y F. Cravero (Eds.) : 2001-A Clay Odyssey, 85-92pp, Elsevier.
- DUDEK, T., Y SRODON, J., 2003. Thickness distribution of illite crystals in shales. II Origin of the distribution and the mechanism of smectite illitization in shales. *Clays and Clay Minerals* 46, 436-445.
- ESLINGER, E.V., SAVIN, S.M. Y YEH, H.W., 1979. Oxygen isotope geothermometry of diagenetically altered shales. En Scholle, P.A. y Schluger P.R., Eds. *Aspects of diagenesis*. SEPM Special Publication, 26, 113-124.
- ESQUEVIN, J., 1969. Influencié de la composition chimique des illites sur leur cristallinite. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* 3 (1), 147-153.
- EVANS, B.W. Y GUGENHEIM, S., 1991. Talc, pyrophyllite, and related minerals. En: S.W. Bailey (Ed.), *Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)*. Review in *Mineralogy* vol. 19. Mineral Society of America, Chelsea, EE.UU.: 225-294.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1967. Phases of diagenesis and authigenesis. En Lansen, G. y Chillingar, G.V., Eds. *Diagenesis Sediments. Developments in Sedimentology*, 8 Elsevier, 19-90.
- FAIRCHILD, I.J., SPIRO, B., 1987. Petrological and isotopic implications of some contrasting Late Precambrian carbonates, NE Spitsbergen. *Sedimentology* 34, 973-989.

- FEDO, C.M., NESBITT W.H., E YOUNG, G.M., 1995. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23 (10), 921-924.
- FLÜGEL, E., 1982. *Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application*, 2004. Ed. Flügel Ed. Springer Berlin Heidelberg NY.
- FLÜGEL, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer Berlin Heidelberg New York 976 pp.
- FOLK, R.L., 1959. Practical petrographic classification of limestones: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bulletin*, 43, 1-38.
- FOLK, R.L., 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. En Pray, L.C., y Murray, R.C., Eds. *Dolomitization and limestone diagenesis*. SEPM, Special Publication 13, 14-48.
- FOLK, R.L., Y PITTMAN, J., 1971. Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporates. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41, 1045-1058.
- FOLK, R.L., Y WEAVER, C., 1952. A study of the texture and composition of chert. *American Journal of Science*, 250, 498-510.
- FÖLLING, P.G., FRIMMEL, H.E., 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariep and Saldania Belts, Namibia and South Africa. *Basin Research* 13, 1-37.
- FOWDEN, L., BARRES, R.M. Y TINKER, P.B., EDS., 1984. *Clay Minerals: Their Behavior and Use*. Philosophical Transaction of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences, 311, 219-432.
- FRANCO, F.; POYATO, J.; PÉREZ-RODRÍGUEZ, J.L., 2004. Thermal transformations of sonicated pyrophyllite. *Applied Clay Science*, 24 (201-207).
- FRIEDMAN, G.M., 1964. Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34 (4), 777-813.
- FRIEDMAN, I., O'NEILL, J.R., 1977. *Data of Geochemistry: Compilation of Stable Isotope Fractionation Factors of Geochemical Interest*. United States, Geological Survey Professional Paper 440.
- FRISICALE, M.C., 1991. Estudio de algunos yacimientos de arcilla originados por actividad hidrotermal, en las Sierras Septentrionales de la Prov. De Buenos Aires. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Tesis Doctoral, 217 pp. Inédito.
- FRISICALE, M.C. Y DRISTAS, J.A., 1993. Alteración hidrotermal en el contacto entre el basamento y la secuencia sedimentaria en el Cerrito de la Cruz, Tandilia. 12 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 222-228.
- FRISICALE, M.C, Y DRISTAS, J.A., 2000. Génesis de los niveles arcillosos de sierra de La Tinta, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(1-2): 3-14.
- FROELICH, P.N., KIM, K.H., JAHNKE, R., BURNETT, W.C., SOUTAR, A., DEAKIN, M., 1983. Pore water fluoride in Peru continental margin sediments: uptake from seawater. *Geochemical and Cosmochimica Acta* 47, 1605-1612.
- GALÁN, E., 1982. Geology of clays. In: Van Olphen, H., Veniale, F. (Eds.), *International Clay Conference, 1981. Developments in Sedimentology* 35. Elsevier, Amsterdam, 273-277.

- GALÁN, E. 2006. Cap.14 Handbook of Clay Science, 2006. Eds. Bergaya, F., Theng B.K.G., Lagaly, G. Developments in Clay Science, Vol. 1. Elsevier.
- GARRISON, R.E., 1981. Diagénesis of oceanic carbonate sediments: a review of the DSDP perspective. SEPM Special Publication, 32, 181-207.
- GAUCHER, C., 2000. Sedimentology, paleontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria*, 26, 1-120.
- GAUCHER, C., POIRE, D.G., GÓMEZ PERAL L.E., CHIGLINO, L., 2006. Litoestratigrafía, bioestratigrafía y correlaciones de las sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico del Cratón del Río de La Plata (Uruguay y Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 12 (2), 145-160.
- GAUCHER, C., SIAL, A.N., BLANCO, G., SPRECHMANN, P., 2004. Chemostratigraphy of the lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and paleoclimatic implications. *Gondwana Res.* 7 (3): 715-730.
- GAUCHER, C., BOGGIANI, P.C., SPRECHMANN, P., SIAL, N.A., FAIRCHILD, T., 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research* 120, 241-278.
- GAUCHER, C., SIAL, A.N., FERREIRA, V.P., CHIGLINO, L., SPRECHMANN, P., 2003. The Precambrian - Cambrian boundary in Uruguay: Chemostratigraphy of The Cerro Victoria Formation, Upper Arroyo del Soldado Group. Short Papers. IV South American Symposium on Isotope Geology. Salvador, Brazil, pp. 349-352.
- GAUCHER, C., SIAL, A.N., FERREIRA, V.P., PIMENTEL, M.M., CHIGLINO, L., SPRECHMANN, P., 2004. Chemostratigraphy of the Cerro Victoria Formation (Lower Cambrian, Uruguay): evidence for progressive climate stabilization across the Precambrian-Cambrian boundary.
- GLENN, C.R., PREVOT-LUCAS, L., Y LUCAS, J., 2000. Marine Authigenesis. From Global to Microbial, SEPM, Special Publication 66, 4-11.
- GOLDSMIDT, J.R., Y GRAF, D.L., 1958. Relations between lattice constraints and composition of the Ca-Mg carbonates. *Am. Miner.* 43, 84-101.
- GOLDSMITH J.R., GRAF, D.L., AND HEARD, H.C., 1961. Lattice constraints of the calcium-magnesium carbonates. *Am. Miner.* 46, 453-457.
- GÓMEZ, J. C., 2005. Procesamiento Digital de Imágenes y Fotografías aéreas aplicado a los Recursos Naturales. Curso Teórico Práctico. Facultad de Ciencias naturales y Museo, UNLP.
- GÓMEZ PERAL L., Y POIRE, D.G., 2003. Petrographic and diagenetic features of the dolomitic facies of Villa Mónica Formation (Precambrian), Tandilia System, Argentina. Abstracts 3rd Latin American Congress of Sedimentology, 43-44.
- GÓMEZ PERAL, L.E., POIRE, D.G., CANALICCHIO, J.M., 2005. Clastos fosfáticos en la Formación Villa Mónica, Neoproterozoico inferior, Sistema de Tandilia, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas III, 125-132.
- GÓMEZ PERAL, L., POIRE, D.G., STRAUSS H. AND ZIMMERMANN, U., 2007. C-O Isotope data and diagenetic constraints of the Neoproterozoic Sierras Bayas Group, (SW Gondwana), Argentina. *Chemical Geology* 237, 127-146.

- GÓMEZ PERAL, L., POIRE, D.G., ZIMMERMANN U., STRAUSS H. AND CANALLICCHIO, J.M., 2004. Petrología, geoquímica y diagénesis de las unidades carbonáticas neoproterozoicas del Grupo Sierras Bayas. Olavarría. Provincia de Buenos Aires, Argentina. Actas X Reunión Argentina de Sedimentología, 74-75.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1954. Geología de las Sierras Bayas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. LEMIT, Provincia de Buenos Aires, Serie II (55): 5-37.
- GRATHOFF, G.H., Y MOORE, D.M., 1996. Illite polytype quantification using WILDFIRE® Calculated X-Ray Diffraction patterns. Clays and Clay Minerals, 44, 835-842.
- GREESLY, A., 1838. Observations géologiques sur le Jura Solenois. Neu Denkschr. Allg. Schweiz. Ges. Nature, 2, 1-112.
- GREGG, J.M., y SHELTON, K.L., 1990. Dolomitization and dolomite neomorphism in the back ref. facies of the Bonneterre and Davies formations (Cambrian), south-eastern Missouri. Journal of Sedimentary Petrology, 60, 549-562.
- GREGG, J.M, y SIBLEY, D.F., 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite textural. Journal of Sedimentary Petrology, 57, 166-183.
- HALVERSON, G.P., MALOOF, A.C., HOFFMAN, P.F., 2004. The Marinoan glaciation (Neoproterozoic) in northeast Svalbard. Basin Research, doi: 10.1111/j. 1365-2117.2004.00234.x.
- HARRINGTON, H., 1940. La edad de la dolomita de Olavaria y la estructura de corrimiento de las Sierras Bayas. Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie 1, Geología, 6: 233-258.
- HARRIS, P.M., KENDAL, C.G.ST.C. Y LERCHE, I., 1985. Carbonate cementation a brief review. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 79-95.
- HARTMANN, L.A., SANTOS, J.O.S, CINGOLANI, C.A. Y MCNAUGHTON N.J., 2002. Two Paleoproterozoic Orogenies in the Evolution of the Tandilia Belt, Buenos Aires, as Evidenced by Zircon U-Pb SHRIMP Geochronology. International Geology Review, 44, 528-543.
- HATTORI, I., UMEDA, M., NAKAGAWA, T., Y YAMAMOTO, H., 1996. From chalcedonic chert to quartz chert: diagenesis of chert hosted in Miocene volcanic-sedimentary succession, central Japan. Journal of Sedimentary Research, 66, 163-174.
- HAUTHAL, R., 1896. Contribución al estudio de la geología de la provincia de Buenos Aires, I. Las Sierras entre Cabo Corrientes e Hinojo. Revista del Museo de La Plata, 7, 477-489.
- HAYES, J.M., STRAUSS, H., KAUFMAN A.J., 1999. The abundance of ¹³C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. Chemical Geology 161, 103-125.
- HENLEY, R.W., 1985. The geothermal framework for epithermal systems. In: Berger, B.R., Bethle, P.M. (Eds.), Reviews on Economic Geology, vol. 2. Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Society of Economic Geologists, Chelsea, MI, pp. 1-24.
- HESSE, R., 1990. Early diagenetic pore water/sediment interaction: Modern offshore basins. En McIlreath, I.A. y Morrow, D.V. (eds). Diagenesis Geosciences Canada Reprint Series 4, 277-316.

- HIGASHI, S., 2000. Ammonium-bearing mica and mica/smectite of several pottery stone and pyrophyllite deposits in Japan: their mineralogical properties and utilization. *Applied Clay Science*, 16 (171-184).
- HILL, A.C., WALTER, M.R., 2000. Mid-Neoproterozoic (~830-750 Ma) isotope stratigraphy of Australia and global correlation. *Precambrian Research* 100, 181-211.
- HOEFS, J. 1997. *Stable Isotope Geochemistry*. 4th, Completely Revised, updated, and Enlarged Edition. Springer – Verlag Berlin Heidelberg New York.
- HOWER, J., 1961. Some factors concerning the nature and origin of glauconite. *Am. Miner.* 46, 313-334.
- IÑIGUEZ, A.M., 1970. Composición mineralógica de las arcillas de la Serie La Tinta, provincia de Buenos Aires. *Anales del LEMIT, Serie 2*, 56: 75-83.
- IÑIGUEZ, A.M., 1970. Mineralogía de algunos yacimientos de arcillas de la provincia de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral, 89 pp. Inédito.
- IÑIGUEZ RODRIGUEZ, A. M., 1999. La Cobertura Sedimentaria de Tandilia. In: Caminos R. (Ed), *Geología Argentina. SEGEMAR, Anales 29*, Buenos Aires, 101-106.
- IÑIGUEZ RODRIGUEZ, A.M. Y ZALBA, P.E., 1974A. Nuevo nivel de arcillitas en la zona de Cerro Negro, Partido de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. *Anales del LEMIT, Serie 2*, 264, 95-100.
- IÑIGUEZ RODRIGUEZ, A.M. Y ZALBA, P.E., 1974B. Geología de las arcillas refractarias de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29, 304-310.
- IÑIGUEZ RODRIGUEZ, A.M.; ZALBA, P.E & ANDREIS, R.R., 1990. Mineralogy and Chemistry of Cambrian (?) paleosoils, Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina. 9 International Clay Conference, Proceedings 9, *Science Géologie Mémoire*, 85, 175-184.
- IÑIGUEZ, A.M., DEL VALLE, A., POIRE, D.G., SPALLETTI, L.A., ZALBA, P.E., 1989. Cuenca Precámbrica / Paleozoica inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. En: G. Chebli, L.A. Spalletti (eds.). *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 245-263.
- IÑIGUEZ RODRIGUEZ, A.M., MANASSERO, M.J., POIRE, D.G. Y MAGGI, J.H., 1996. Génesis y procedencia de sedimentitas cuarzosas del área de Olavarría, provincia de Buenos Aires, Argentina. 6 Reunión Argentina de Sedimentología, *Actas*: 61-66.
- IÑIGUEZ RODRIGUEZ, A.M., DEL VALLE, A., POIRE, D.G., SPALLETTI, L.A. Y ZALBA, P.E., 1989. Cuenca precámbrica-paleozoica inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G. & Spalletti, L.A. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, pp. 245-263, Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 6.
- IYER, S.S., BABINSKI, M., KROUSE, H.R., CHEMALE, F.JR., 1995. Highly ¹³C-enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of Bambuí Group, Brazil. *Precambrian Research* 73, 271-282.
- JACOBSEN, S.B., KAUFMAN, A.J., 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology* 161, 37-57.
- JAGER E. AND HUNZIKER J.C. 1979. *Lectures in Isotope Geology*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. New York.

- JAHNKE, R.A., EMERSON, S.R., ROE, K.V., BURNETT, W.C., 1983. The present day formation of apatite in Mexican continental margin sediments. *Geochim. Cosmochim. Actas* 57, 303-316.
- JIANG, W-T, PEACOR, D.R., Y BUSECK, P.R., 1994. Chlorite Geothermometry?-Contamination and Apparent octahedral vacancies. *Clays and Clay Minerals*, 42, 5, 593-605.
- JONES, B., 2004. Petrography of Zoned Dolomite Cements from the Cayman Formation (Miocene) of Cayman Brac, British West Indies. *Jour. Of Sed. Res.*, 74, 95-109.
- JONES, B., AND LUTH, R.W., 2002. Dolostones from Grand Cayman, British West Indies. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 560-570.
- KARTZ, A., 1971. Zoned Dolomite crystals: *Journal of Geology*, 37, 255-265.
- KAUFMAN, B., 1997. Diagénesis of Middle Devonian Carbonate Couds of the Mader Basin (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *Journal of Sedimentary Research*, 67, 5, 945-956.
- KAUFMAN A.J., KNOLL A.H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research* 73, 27-49.
- KAUFMAN, A.J., JACOBSEN, S.B., KNOLL, A.H., 1993. The Vendian record of Sr- and C-isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120, 409-430.
- KAUFMAN, J., MEYERS, W.J. Y HANSON, G.N., 1990. Burial Cementation in Swan Hills Formation (Devonian), Rosevear Field, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 6, 918-139.
- KAUFMAN, A.J., VARNI, M.A., HEBERT, C.L., WING, B., MISI, A., BABINSKI, M., KAUFMAN, A.J., HAYES, J.M., KNOLL, A.H., GERMS, G.J.B., 1991. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from Upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variations and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research* 49, 301-327.
- HALVERSON, G.P., CORSETTI, F.A., 2003. Carbon isotopic evidence for Neoproterozoic glacial cycles driven by Iron- and Phosphorous – Stimulated Productivity. IV South American Symposium on Isotope Geology. Salvador, Brazil, pp. 359-360.
- KAWASHITA, K., GAUCHER, C., SPRECHMAN, P., TEIXEIRA, W., VICTÓRIA, R., 1999B. Preliminary chemostratigraphic insights on carbonate rocks from Nico Pérez Terrane (Uruguay). II South American Symposium on Isotope Geology. Brazil, pp 399-402.
- KAWASHITA, K., VARELA, R., CINGOLANI, C., SOLIANI, JR. E., LINARES, E., VALENCIO, S.A., RAMOS, A.V., DO CAMPO, M., 1999a. Geochronology and Chemostratigraphy of "La Tinta" Neoproterozoic Sedimentary rocks, Buenos Aires Province, Argentina. II South American Symposium on isotope Geology. Brazil, pp 403-407.
- KENDAL, A.C., Y TUCKER, M.E., 1973. Radial fibrous calcite: a replacement alter acicular carbonate. *Sedimentology*, 20, 365-389. Reprinted in Tucker y Bathurst, 1991, Eds.
- KELLER, W.D., 1970. Environmental aspects of clay minerals. *Journal of Sedimentary Petrology* 40, 798-813.
- KETZER, J.M., HOLTZ, M., MORAD, S. Y AL-AASM, I.S., 2003. Sequence stratigraphic distribution of diagenetic alteration in coal-bearing, parali sandstones: evidence from Rio Bonito Formation (early Permian), southern Brazil. *Sedimentology*, 50, 855-877.

- KNOLL, A.H., KAUFMAN A.J., SEMIKHATOV M.A., 1995. The carbon - isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean successions from Northwestern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift). *American Journal of Science* 295, 823-850.
- KNOLL, A.H. HAYES, J.M., KAUFMAN, A.J., SWETT, K., LAMBERT, I.B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature* 321, 832-838.
- KREBS, W. Y MACQUEEN, R., 1984. Sequence of diagenetic and mineralization events, Pine Point lead-zinc property, Northwest Territories, Canada. *Bull. Can. Petrol. geol.*, 32, 434-464.
- KUBLER, B., 1967. La cristallinité de Illité et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. En: *Etages Tectoniques-Colloque de Neuchatel*, 18-21 1966, 105-122 (Suiza).
- LAND, L.S., 1985. The origin of massive dolomite. *Journal of Geol..Educ.*, 33, 112-125.
- LANSON, B., BEAUFORT, D., BERGER, G., BARADAT, J., Y LACHARPAGNE, J.C., 1996. Illitization of diagenetic kaolinite to dickite conversion series: Late-stage diagenesis of the Lower Permian Rotliengend sandstone reservoir, offshore of the Netherlands. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 510-518.
- LEANZA, C.A. Y HUGO, C.A., 1987. Descubrimiento de fosforitas sedimentarias en el Proterozoico Superior de Tandilia, Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (3-4): 417-428.
- LEVERATTO, M.A. Y MARCHESE, H.G., 1983. Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogas) en el área clave de Sierra de La Tinta - Barker - Villa Cacique - Arroyo Calaveras, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (2): 235-247.
- LIMARINO, C.O., Y CASELLI, A., 1995. Cherts (ftanitas) y niveles de silicificación en la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico), noroeste argentino. *Asociación Argentina de Sedimentología Revista*, 2, 37-56.
- LIMARINO, C.O., MORELLI, J.R., Y ALONSO, M.S., 1987. El color rojo de la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico) su origen y probable significado. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 18, 1-10.
- LING WANG, MING ZHANG, SIMON A. T. REDFERN, ZHENYU ZHANG, 2002. Dehydroxylation and Transformations of the 2:1 Phyllosilicate Pyrophyllite at Elevated Temperatures: An Infrared Spectroscopic Study. *clays and clay minerals Volume: 50 Number: 2 Page: 272 - 283.*
- LOGAN, B.W., SEMENIUK, V., 1976. Dynamic metamorphism; processes and products in Devonian carbonate rocks. Canning Basin, Western Australia. *Geol. Soc. Australia Spec. Publ.* 6, 138p.
- LLUCH J. J. & L. A. SPALLETTI, 1976. Minerales de las arcillas en los sedimentos actuales de la región del Cerro San Lorenzo, provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina Revista XXXI (1): 23-32.*
- LONGMAN, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64, 461-487.
- LUMSDEN, D.N., 1979. Discrepancy between thin sections and X-Ray estimates of dolomite in limestones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 429-436.

- LUMSDEN D.N., Y CHIMAHUSKY, J.S., 1980. Relationships between dolomite non stoichiometry and carbonates facies parameters. En Zenger, D.H., Dunham, J.B., y Ethington, R.L., eds., *Concept and Models of Dolomitization*. Soc. Econ. Paleont. Minber., Spec. Publ., 28, 123-137.
- MANASSERO, M.J., 1986. Estratigrafía y estructura en el sector oriental de la localidad de Barker, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (3-4): 375-384.
- MARCHESE, H.G. Y DI PAOLA, E.C., 1975a. Reinterpretación estratigráfica de la Perforación Punta Mogotes N° 1, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (1): 17-44.
- MARCHESSE, H.G. Y DI PAOLA, E., 1975B., Miogeosinclinal Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (2): 161-179.
- MARCO, A., MORAES, S. Y DE ROS, L.F., 1992. Depositional, infiltrated and authigenic cáliz in fluvial sandstones of the Jurassic Sergi Formation, Reconcavo Basin, Northeastern Brazil. *Origin, Diagenesis and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*, SEPM Special Publication, 47, 198-208.
- MARFIL, R., HALL, A., GARCÍA-GIL, S. Y STAMATAKIS, M.G, 1998. Petrology and Geochemistry of diagenetically altered tuffaceous rocks from the Middle Triassic of Central Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 3, 391-403.
- MARSHALL, D.J., 1988. *Cathodoluminescence of Geological Materials*. Unwin Hyman, London. 146 pp.
- MARTIN-MARTIN, J.D., GOMEZ-GRAS, D., SANFELIU, T., PERMAYER, A., NUÑEZ, J.A., y PARCERISA, D., 2006. Conditions of kaolin illitization in the Permo-Triassic Sandstones from the SE Iberian Ranges, Spain. *Journal of Geochemical Exploration* 89, 263-266.
- MATTES, B.W., Y MONTJOY E.W., 1980. Burial dolomitization of the upper Devonian Miente buildup, Jasper National Park, Alberta. En Zenger, D.H., Dunham, J.B., y Ethington, R.L., eds., *Concept and Models of Dolomitization*. Soc. Econ. Paleont. Minber., Spec. Publ., 28, 259-297.
- MAZUMDAR, A., BANERJEE, D.M., SCHIDLOWSKI, M., Y BALARAM, V., 1999. Rare-earth elements and Stable Isotope Geochemistry of early Cambrian chert-phosphorite assemblages from the Lower Tal Formation of the Krol Belt (lesser Himalaya, India). *Chemical geology* 156, 275-279.
- MC BRIDE, E., 1979. Silica in sediments: nodular and bedded chert. SEPM Reprint Series 8.
- MELEZHNIK, V.A.; GOROKHOV, I.M.; KUZNETSOV, A.B., FALLICK, A.E., 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for "blind dating". *Terra Nova* 13, 1-11.
- MERRIMAN, R.J., 2002. Contrasting clay mineral assemblages in British Coger Paleozoic site belts: the influence of geotectonic setting. *Clay Minerals* 37, 207-219.
- MILLOT, G., 1964. *Geologie des Argiles*. Masson et cie, Paris.
- MISI, A., Y KYLE, J.R., 1994. Upper Proterozoic Carbonate Stratigraphy, Diagenensis, and Stromatolitic Phosphorite Formation, Irece Basin, Bahia, Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 64, 2, 299-310.
- MISI, A.; TEIXEIRA, J.B.G; GAUCHER, C.; REMUS, M.V.D.; BOGGIANI, P.C AND IYER, S.S.S. 2003. Chemostratigraphic Correlation of the Neoproterozoic Sequences from South

- America. *IV South American Symposium on Isotope Geology*. 368-371.
- MISI, A., VEIZER, J., KAWASHITA, K., DARDENNE, M.A., 1997. The age of the Neoproterozoic carbonate platform sedimentation based on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinations, Bambuí and Uma groups, Brazil. *II South-American Symposium on isotope Geology*. Brazil, pp. 199-200.
- MOORE, D.M., REYNOLDS, JR.R.C., 1989. *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, 329 pp.
- MORAD, S., BHATTACHARYYA, A., AL-AASM, I.S. Y RAMSEYER, K., 1991. Diagenesis of quartz in the Upper Proterozoic Kaimur Sandstones, Son valley, Central India. *Sedimentary Geology*, 73, 209-225.
- MORAD, S., KETZER, J.M., Y DE ROS, F.L., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins. *Sedimentology* 47, 95-120.
- MORROW, D.W., 1982. Diagénesis II. Dolomite-part II dolomitization models ancient dolomites. *Geosci. Can.*, 9. 95-107.
- MOUNTJOY, E.W., Y AMTHOR, J.E., 1994. Has burial dolomitization come of age? Some answers from the Western Canada Sedimentary Basin. *Spec. Pubis Int. Ass. Sediment.* 21, 203-229.
- MOZLEY, P.S., Y DAVIS, J.M., 1996. Relationship between oriented calcite concretions and permeability correlation structure in an alluvial aquifer, Sierra Ladrones Formation, New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 11-16.
- NÁGERA, J.J. 1919. La Sierra Baya (Prov. de Buenos Aires). Estudio geológico y económico. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 14 (1): 1-66.
- NÁGERA, J.J., 1940. Tandilia. Biblioteca Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP, XXIV, 1-272.
- NARBONNE, G.M., KAUFMAN, A.J., KNOLL, A.H., 1994. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, 1281-1292.
- NESBIT, H.W., Y YOUNG G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 229 (715-717).
- NESBIT, H.W., E YOUNG, G.M, 1989. Formation and diagénesis of weathering profiles. *Journal of Geology*, 97, 129-147.
- NIELSEN, H. 1979. Cap. Sulfur Isotopes. *Lectures in Isotope Geology*, Ed by E. Jager and J.C. Hunziker. Springer - Verlag. Berlin Heidelberg. NY.
- NIELSEN, P., SWENNEN, R., MUCHEZ, P.H. Y KEPPENS, E., 1998. Origin of Dinantian zebra dolomites south of the Brabant-Wales Massif, Belgium. *Sedimentology*, 45, 727-743.
- NIETO, F., ORTEGA-HUERTAS, PEACOR, D.R., Y AROSTEGUI, J., 1996. Evolution of Illite/Smectite from early Diagénesis Thourgh incipient Metamorphism in Sediments of the Basque-Cantabrian Basin. *Clays and Clay Minerals*, 44, 3, 304-323.
- O'NEIL, J.R. 1979. Cap. Stable Isotope Geochemistry of Rocks and Minerals. *Lectures in Isotope Geology*, Ed by E. Jager and J.C. Hunziker. Springer - Verlag. Berlin

- Heidelberg. NY.
- ODIN, G.S. 1988. Green Marine Cáliz. (ODIN, G.S., ED) Elsevier, Amsterdam.
- OLIVERO, E.B., CASTRO, L.N., SCASSO, R.A., FAZIO, A.M. Y MIRETZKY, P., 1998. Fosfatos marinos del Paleogeno de la Isla Grande de Tierra del Fuego. R.A.G.A., 53 (2), 239-246.
- ORTEGA-HUERTAS, M., PALOMO, I., MORESI, M., ODDONE, M., 1991. A mineralogical and geochemical approach to establish a sedimentary model in a passive continental margin (Subbetic Zone, Betic Cordilleras, SE Spain). Clay Minerals 26, 389-407.
- PALACIOS, A.H., 1946. Contribución al conocimiento geológico de la parte oriental del partido de Olavaria, provincia de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral 94, 179 pp. Inédito.
- PANKHURST, R.J., RAMOS, A., LINARES, E. 2003. Antiquity of the Río de la Plata craton in Tandilia, southern Buenos Aires province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 16: 5-13.
- PETTIJOHN, F.J., (1957): Sedimentary rocks. Harper & Row, New York, 718p.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., Y SIEVER, R., 1987. Sand and sandstones. Segunda edición. Springer Verlag, New York, 553pp.
- PIERCE J. W. y SIEGEL, F. R., 1969. Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 187-193.
- POIRE, D.G., 1987A. Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el Núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral 494, 271 pp. Inédito.
- POIRE, D.G., 1987B. Dolomitización estromatolítica / enterramiento tardío en el Precámbrico de Olavarría, provincia de Buenos Aires, Argentina. X Congreso Geológico Argentino Actas II: 25-28. S. M. de Tucumán.
- POIRE D.G., 1989. Stromatolites of the Sierras Bayas Group, Upper Proterozoic of Olavarría, Sierras Septentrionales, Argentina. Stromatolite Newsletter XI, 58-61.
- POIRE, D.G., 1990. Ciclos estromatolíticos y cuerpos monoestromatolíticos de la Formación Villa Mónica, Precámbrico de Olavarría: su significado sedimentológico. 3 Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 223-228.
- POIRE, D.G., 1993. Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina. 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 1-11.
- POIRE, D.G., 1998. Estructuras sedimentarias orgánicas en sedimentitas gruesas del Paleozoico de Chillar, Tandilia, Argentina. 5 Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas 1: 9-18.
- POIRE, D.G., 2002. The Precambrian/Lower Paleozoic sedimentary cover of Tandilia System, Argentina. En C. Gaucher y D.G. Poiré (Eds.): Field trip Guide of II International Colloquium Vendian-Cambrian of W-Gondwana pp 55-66, UNESCO.
- POIRE, D.G., 2004. Sedimentary history of the Neoproterozoic of Olavarría, Tandilia System, Argentina: new evidence from their sedimentary sequences and

- unconformities - A "snowball Earth" or a "phantom" glacial? 1 Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana, Extended Abstracts 46-48.
- POIRE, D.G. Y DEL VALLE, A., 1996. Trazas fósiles en barras submareales de la Formación Balcarce (Ordovícico), Cabo Corrientes, Mar del Plata, Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial, 4, 89-102.
- POIRE, D.G. Y IÑIGUEZ RODRIGUEZ, A.M., 1984. Miembro Psamopelitas de la Formación Sierras Bayas, partido de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (3-4): 276-283.
- POIRE, D.G., y SPALLETTI, L.A., 2005 La cubierta sedimentaria precámbrica/paleozoica inferior del Sistema de Tandilia,. In: R.E. De Barrio, R.O. Etcheverry, M.F. Caballé and E.J. Llambías (Editors), Geología y Recursos Minerales de la provincial de Buenos Aires. Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino :51-68, La Plata.
- POIRE, D.G., DEL VALLE, A., REGALIA, G.M. 1984. Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras Bayas y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Argentina, pp 249-266.
- POIRE D.G., GAUCHER, C., Y GERMS, G., 2007. La superficie "Barker" y su importancia regional, Neoproterozoico del Cratón del Río de La Plata, Actas Sextas Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, 36.
- POIRE, D.G., SPALLETTI, L.A. Y DEL VALLE, A, 2003. The Cambrian-Ordovician siliciclastic platform of the Balcarce Formation (Tandilia System, Argentina): facies, trace fossils, palaeoenvironments and sequence stratigraphy. *Geologica Acta* 38 (1): 41-60.
- POLLASTRO, R.M., 1993. considerations and applications of the Illete/Smectite Geothermometer in hydrocarbon-bearing rocks of Miocene to Mississippian age. *Clays and Clay Minerals*, 41, 119-133.
- PÖTHE DE BALDIS, D., CUOMO, J., 1983. Los fósiles precámbricos de la Formación Sierras Bayas (Olavarría) y su importancia intercontinental. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38, 1, 73-83.
- PROUST, D., 1982. Supergene alteration of metamorphic chlorite in an amphibolite from Massif Central, France. *Clay Minerals* 17, 159-173.
- PURSER, B., TUCKER, M., Y ZENGUER, D., 1994. Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization. In *Dolomite, A volume in honor of Dolomieu*, Ed. Zenguer, D., IAS Special Publication 21.
- RAPELA, C.W., DALLA SALDA, L. Y CINGOLANI, C.A., 1974. Un intrusivo básico ordovícico en la Formación La Tinta (Sierra de los Barrientos, Provincia de Buenos Aires). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29 (3): 319-331.
- RAPELA, C.W., FANNING. C.M. Y PANKHURST, R.J., 2005. The Rio de la Plata Craton: the search for its full extent. *Actas Gondwana* 12, 308. Mendoza, Argentina.
- REGALÍA, G.M., 1987. Caracteres geológicos de área de San Manuel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (1-2): 143-152.
- REGALÍA, G.M. Y HERRERA, H.M., 1981. *Phycoides aff pedum* (traza fósil) en estratos cuarcíticos de San Manuel, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36 (3): 257-261.

- REYNOLDS, JR. R.C., 1980. Interstratified clay minerals: in *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification*, G.W. Brindley y G. Brown, eds., Mineralogical Society, London, 249-303.
- REYNOLDS JR. R.C., Y HOWER J., 1970. The nature of interlayering in mixed layer illite/montmorillonite: *Clays and Clay Minerals*, 18, 25-36.
- RICIPIUTI, L.R., MACHEL, H.G, Y COLE, D.R., 1994. An ion microprobe study of diagenetic carbonates in the Devonian Nisku Formation of Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 64, 1, 115-127.
- RICKEN, W., 1987. The carbonate compaction law; a new tool. *Sedimentology*, 34, 571-584.
- ROTHMAN. D.H.. 2002. Atmospheric carbon dioxide levels for the last 500 million years. *PNAS* 99, 7, 4167-1171.
- RUTTENBERG, K.C., Y BERNER, R.A., 1993. Authigenic apatite formation and burial in sediments from non-upwelling, continental margin environments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 991-1007.
- SALEM, A.M., KETZER, J.M., MORAD, S., RISK, RR, AL-AASM, I.S., 2005. Diagenesis and reservoir-quality evolution of incised-Valley Sandstones: evidence from the Abu Madi Gas Reservoirs (Upper Miocene), The Nile Delta Basin, Egypt. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 572-584.
- SANTOS R. V., ALVARENGA C. J. S., DARDENNE M. A., SIAL A. N., FERREIRA V. P. 1997. A carbon isotope stratigraphic marker in the Bambuí Group. *Actas South-American Symposium on isotope Geology*. 283-285.
- SANTOS, R.V., ALVARENGA, C.J.S., DARDENNE, M.A., SIAL, A.N., FERREIRA, V.P., 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil: Bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Research* 104, 107-122.
- SCASSO R.A., Y BAUSCH, W.M., 1995. Geoquímica y transformaciones mineralógicas en concreciones carbonáticas durante la diagénesis. El caso de la Formación Ameghino en la Península Antártica. *Asociación Argentina de Sedimentología revista*, 2, 1-18.
- SCASSO, R.A., Y LIMARINO, C.O., 1997. *Petrología y Diagénesis de Rocas Clásticas*. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación especial, 260pp.
- SCHAUER, C. Y VENIER, J., 1967. Observaciones geológicas en la zona de Barker, Sierra de la Tinta, Provincia de Buenos Aires. *Notas de la Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires*, 5 (6): 1-18.
- SCHENAU, S.J, SLOMP, C.P., Y DE LANGE, G.J., 2000. Phosphogenesis and active phosphorite formation in sediments from the Arabian Se oxygen minimum zone. *Marine Geology*, 169, 1-20.
- SCHMALZ, R.F., 1959. A note on the system Fe₂O₃-H₂O. *Journal of Geophysical Research*, 64, 575-579.
- SELLEY, R., 1970. Studies of sequence in sediments using a simple mathematical devise. *Quart. Jour. Soc. London*, 125, 557-581.
- SEMIKHATOV, M.A., 1975. Experiences in stromatolite studies in the USSR. In M.R. Walter (Ed.), *Stromatolites*. Amsterdam, Elsevier, pp 337-357.

- SEMIKHATOV, M.A., 1991. General problems of Proterozoic stratigraphy in the URSS. Soviet Scientific Reviews, Geology Section, 1, 1-192.
- SHMIDTH V., Y MCDONALD, D.A., 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. En Scholle, P.A., y Schluger, P.R., Eds. Aspects of diagenesis. SEPM. Special Publication, 26, 175-207.
- SIBLEY, D.F., 1980. Climatic control of dolomitization, Seroe Domi Formation (Pliocene), Donaire, N.A., in Zenger, D.H, Dunham, J.B., y Ethington, R.L, Eds., Concepts and Models of Dolomitization: SEPM, Special Publication, 28, 247-258.
- SIBLEY, D.F., 1990. Unstable to stable transformations during dolomitization. J. Geol., 98, 739-748.
- SIBLEY, D.F., Y BLATT, H., 1976. Intergranular pressure solution and cementation of the Tuscarora orthoquartzite. Journal of Sedimentary Petrology, 46, 881-896.
- SIBLEY, D.F., Y GREGG, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. Journal of Sedimentary Petrology, 57, 967-975.
- SINGER, A., 1984. The Paleoclimatic Interpretation of Clay Minerals in Sediments – a Review. Earth Science Reviews, 21, 251-293.
- SLANSKY, M., 1986. Geology of sedimentary phosphates, Elsevier, 210pp.
- SMITH, J.V., Y PODER, H.S., 1956. Experimental and theoretical studies of mica polymorphs. Mineralogy. Mag. 31, 209-235.
- SPALLETTI, L. A., 1980. Paleoambientes Sedimentarios en Secuencias Silicoclásticas. Asociación Geológica Argentina. Serie "B", Didáctica y Complementaria. Número 8, 175 pp.
- SPALLETTI, L.A 1987. Características y significado sedimentológico de las formas, cuerpos y estructuras originadas por agentes fluidos en sustratos incoherentes. Revista del Museo de La Plata, Nueva Serie, Geología 10: 16-69.
- SPALLETTI, L.A. Y DEL VALLE, A., 1984. Las diamictitas del sector oriental de Tandilia: caracteres sedimentológicos y origen. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39 (3-4): 188-206.
- SPALLETTI, L.A., Y DEL VALLE, A., 1990. Plataformas silicoclásticas. En: G. Bossi (Ed.): Ambientes y modelos sedimentarios. Boletín Sedimentológico, 4: 161-187.
- SPALLETTI, L.A. Y POIRE, D.G., 2000. Secuencias silicoclásticas y carbonáticas del Precámbrico y Paleozoico inferior del Sistema de Tandilia, Argentina. 2 Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8 Reunión Argentina de Sedimentología, Guía de Campo, 39 pp., Mar del Plata.
- SPALLETTI, L.A., POIRE, D.G., ISLA, F., Y ZÁRATE, M., 1996. Litoral atlántico bonaerense y Sistema de Tandilia. 6 Reunión Argentina de Sedimentología, Guía de Excursión Geológica, 15 pp., Bahía Blanca.
- SPÖTL, C., HOUSEKNECHT, D.W, Y LONGSTAFFE, F.J., 1994. Authigenic Chlorites in sandstones as indicators of high-temperature diagenesis, Arkoma Foreland Basin, USA. Journal of Sedimentary Research, 64, 3, 553-566.
- SRINIVASAN, K., WALTER, K.R., GOLDBERG, S.A., 1994. Determining fluid source and possible pathways during burial dolomitization of Marville Limestone (Cambrian), Southern Appalachians, USA. Sedimentology, 41, 293-308.

- STAHL, W.J. 1979. Cap. Carbon in Petroleum Geochemistry. Lectures in Isotope Geology, Ed by E. Jager and J.C. Hunziker. Springer – Verlag. Berlin Heidelberg. NY.
- STEINHAUFF, D.M., 2000. Modeling carbonate microfacies in the context of high-frequency dynamic relative sea-level and environmental changes-discussion. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 6, 1333-1334.
- STEINHAUFF, D.M., WALTER, K.R. Y GOLDBERG, S.A., 1999. Diagénesis by burial fluids, Middle Ordovician Platform to Platform margin Limestones, East Tennessee: Relationship to Mississippi Valley-Type Deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 5, 1107-1122.
- STRAUSS, H., DESMARAIS, D.J., HAYES, J.M., LAMBERT, I.B., SUMMONS, R.E., 1992. Procedures for whole rock and kerogen analysis. In: Schopf, J.W., Klein, C. Eds., *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, Cambridge, pp., 669-707.
- SUMMERFIELD, M., 1983. Silcrete as a paleoclimatic indicator: evidence from southern Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 41, 65-80.
- SURDAM, R.C., CROSSEY, L.J, HAGEN, E.,S, Y HEASLER, H.P., 1989. Organic-inorganic interactions and sandstone diagénesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, 1-23.
- SURDAN, R.C., BOESE, S.W., Y CROSSEY, L.J., 1989. The chemistry of secondary porosity. En McDonald, D.A., Y Surdan, R.C., Eds. *Clastic diagenesis*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 37, 127-151.
- TAYLOR, J. R., 1950. Pore space reduction in sandstones. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 34, 710-716.
- TERUGGI, M.E., 1964. Paleocorrientes y paleogeografía de las ortocuarcitas de la Serie de La Tinta (provincia de Buenos Aires). *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires*, 5: 1-27.
- TERUGGI, M.E. Y KILMURRAY, J.O., 1975. Tandilia. 6º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 57-77.
- TERUGGI, M.E., KILMURRAY, J.O., 1980. Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. En: J. Turner (Ed.): *Geología Regional Argentina*, 2, pp 919-965, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- TERUGGI, M.E., MAURIÑO Y V., LIMOUSIN, T., 1962. Geología de la porción oriental de las sierras de Tandil. 1 Jornadas Geológicas Argentinas, *Anales* 2: 359-372.
- TERUGGI, M.E., MAURIÑO, V., LIMOUSIN, T. Y SCHAUER, O., 1958. Geología de las sierras de Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 13 (3): 185-204.
- TEWARI, V.C. AND SIAL, A.N. 2003. Neoproterozoic-early Cambrian variation and Chemostratigraphy of the Lesser Himalaya, India in Eastern Gondwana. *IV South American Symposium on Isotope Geology*. 406-408.
- TORRUSIO, S., 2004. *Sistemas de Información Geográfica*. Curso cuatrimestral Teórico Práctico. Facultad de Ciencias naturales y Museo, UNLP.
- TUCKER, M. E., 1982. *Sedimentary Petrology, An introduction*. M.E. Tucker Ed., 252pp.
- TUCKER, M., 1988. *Techniques in Sedimentology*. M. Tucker Ed., Blackwell Scientific Publications, 394pp.

- TUCKER, M.E., Y BATHURST, R.G.C., 1990. Carbonate Diagenesis. Reprint Series Vol. 1. International Association of Sedimentologists. Tucker, M.E. y Bathurst, R.G.C. Eds. 312pp.
- TUCKER, M.E., Y WRIGHT, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482pp.
- VALENCIO S., LINARES, E., PANARELLO, H.O., 1985. Composición isotópica del carbono y oxígeno de rocas carbonáticas de las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. Evidencias de cambios post-deposicionales. (Tandil). Comisión de Investigaciones Científicas, Actas I Jornadas Geológicas Bonaerenses I, 51-67.
- VALENCIA, D.A., VILAS, J.F. Y SINITO, A.M., 1980. Paleomagnetismo y edades radimétricas de algunas formaciones neoprecámbricas y eopaleozoicas de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (3): 421-433.
- VALLINI, D.A., RASMUSSEN, B., KRAPEZ, B., FLETCHER, I.R. Y MCNAUGHTON N.J., 2005. Microtextures, geochemistry and geochronology of autigenic xenotime: constraining the cementation history of a Palaeoproterozoic metasedimentary sequence. *Sedimentology*, 52, 101-122.
- VANDEGINSTE, V., SWENNEN, R., GLEESON, S.A, ELLAM, R.M., OSADETZ, K., Y ROURE, F., 2005. Zebra dolomitization as a result of focused fluid flow in Rocky Mountains Fold and Thrust Belt, Canada. *Sedimentology*, 52, 1067-1095.
- VEIZER, J. 1983. Chemical Diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique. In M.A. Arthur, T.F. Anderson, I.R. Kaplan, J. Veizer and L.S. Land Editors, *Stable isotopes in Sedimentary Geology*. S.E.P.M. Short Course, 10, pp. (3-1), 3-100.
- VELDE, B. 1985. Clay minerals. A physico-chemical explanation of their occurrence. *Development in Sedimentology*, 40. Elsevier. 427p.
- VOLLBRECHT, R. Y MEISCHNER, D., 1996. Diagénesis in coastal carbonates related to Pleistocene Sea Level Bermuda Platform. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 1, 243-258.
- WACHTER, E.A., HAYES, J.M., 1985. Exchange of oxygen isotopes in carbon dioxide-phosphoric acid systems. *Chemical Geology* 52, 365-374.
- WALKER, T.R., 1979. Red color in dune sand. En Mc Kee. E., Ed. *A study of global sand seas*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1052, 61-82.
- WALTER, J.R., 1993. Chlorite polytype geothermometry: *Clay and Clay Minerals*, 41, 260-267.
- WALTER, M.R., VEEVERS, J.J., CALVER, C.R., GORJAN, P., HILL, A.C., 2000. Dating the 840-544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models. *Precambrian Research* 100, 371-433.
- WANLESS, H.R., 1979. Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. *J. Sed. Pet.*, 49-2, 437-462.
- WEAVER, C. E. 1989. Clays, muds, and shales. *Development in sedimentology* 44. Elsevier. 819p.
- WILLIAMS, G.E., 1979. Sedimentology, stable isotope geochemistry and paleoenvironment of dolostone capping Late Precambrian glacial sequence in Australia. *Geological Society of Australia Journal* 26, 377-386.

- WILSON, M.J., 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay Minerals* 34, 7-25.
- WILSON, M.D., Y PITTMAN, E.D., 1977. Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, 1, 3-31.
- WORDEN, R.H. Y MORAD, S., 2000. Quartz cementation in sandstones. Special Publication Number 29 of the International Association of Sedimentologists.
- WORDEN, H., Y MORAD, S., 2003. Clay Minerals Cements in Sandstones. Special Publication, 34. International Association of Sedimentologists, en Worden, H. y Morad, S., Eds.
- WRIGHT, D.T., 1997. An organogenic origin for widespread dolomite in the Cambrian Eilean Dubh Formation, Northwestern Scotland. *Journal of Sedimentary Research*, 67, 54-64.
- ZALBA, P.E., 1978. Estudio geológico-mineralógico de los yacimientos de arcillas de la zona de Barker, partido de Juárez, provincia de Buenos Aires y su importancia económica. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral 362, 75 pp. Inédito.
- ZALBA, P.E., 1979. Clay deposits of Las Aguilas Formation, Barker, Buenos Aires province, Argentina. *Clays and Clay Minerals*, 27 (6): 433-439.
- ZALBA, P.E., 1981. Nuevo nivel de arcillitas sobre la caliza en la Cantera Loma Negra, Barker. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (1): 99-102.
- ZALBA, P.E., 1988. Clasificación de arcillas de las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. CETMIC, Publicación Especial 1, 62 pp., Buenos Aires.
- ZALBA, P.E. Y ANDREIS, R.R., 1998. Basamento saprolitizado y secuencia sedimentaria suprayacente en San Manuel, Sierras Septentrionales de Buenos Aires, Argentina. 7 Reunión Argentina de Sedimentología, Actas : 143-153.
- ZALBA, P.E. Y ANDREIS, R.R., 2001. Stratigraphy, Sedimentology and Mineralogy of Neoproterozoic clay deposits, Sierras de Tandilia, Province of Buenos Aires, Argentina. Economical Importance. 12 International Clay Conference (AIPEA), Pre-Symposium Field Trip, 79 pp., Bahía Blanca.
- ZALBA, P., IÑIGUEZ RODRÍGUEZ, M., 1974. Nuevo Nivel de arcillas en la zona de Cerro Negro, partido de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. *Lemit.*, Serie II (264), 93-100.
- ZALBA, P.E., ANDREIS, R.R. Y IÑIGUEZ RODRIGUEZ, A.M., 1988. Formación Las Aguilas, Barker, Sierras Septentrionales de la Prov de Buenos Aires, nueva propuesta estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2): 198-209.
- ZALBA, P.E., ANDREIS, R.R. Y LORENZO, F., 1982. Consideraciones estratigráficas y paleoambientales de la secuencia basal eopaleozoica en Cuchilla de las Aguilas, Barker, Argentina. 5 Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 389-409.
- ZALBA, P.E., POIRE, D.G., ANDREIS, R. AND IÑIGUEZ, A.M., 1992. Precambrian paleoweathering records and paleosurfaces of Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina. In Schmit, J and Gall, Q. (Eds.) *Mineralogical and Geochemical Records of Paleoweathering*. ENSMP Memories des Sciences de la Terre 18, 153-161.
- ZALBA, P.E., VOLZONE, C., GARRIDO, L.B., MOROSI, M. Y PEREIRA, E., 1994. Mineralogical composition and diagenetic processes in the two depositional systems of the Cerro

- Negro Formation, Buenos Aires, Argentina: industrial application. *Revista Geológica de Chile*, 21 (2): 303-311.
- ZALBA, P.E., MANASSERO, M., LAVERRET, E., BEAUFORT, D., MEUNIER, A., MOROSI, M., & SEGOVIA, L. 2007. Middle Permian Telodiagenetic processes in neoproterozoic Sequences, Tandilia System, Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 77, 525-538.
- ZELAZNY, L.W. Y G.N. WHITE, 1989. The pyrophyllite-talc group. En: J.B. Dixon y S. B. Weed (Eds.). *Minerals in soil environments*. Soil Science Society of America Book Series, Madison, EE.UU.: 527-550.
- ZIMMERMANN, U. 1999. Sedimentpetrographische, geochemische und isotopen-geochemische Methoden zur Bestimmung der Beziehung von Provenienz und Ablagerungsraum an aktiven Kontinentalrändern. Das ordovizische Back-Arc-Becken in der Süd-Puna, Hochland im Nordwesten Argentinens. Unpublished PhD thesis *Naturwissenschaftliche und mathematische Fakultät, Universität Heidelberg, Alemania*, 281 pp.
- ZIMMERMANN, U. Y SPALLETTI, L., 2005. The provenance of the Lower Paleozoic Balcarse Formation (Tandilia System, Buenos Aires Province, Argentina). 16º Congreso Geológico Argentino, Actas CD.
- ZIMMERMANN, U., POIRE, D.G. Y GÓMEZ PERAL, L., 2008. Provenance studies on Neoproterozoic successions of the Tandilia System (Buenos Aires province, Argentina): preliminary data. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas cd.
- ZIMMERMANN, U. FRIMMEL, H., GAUCHER, C., GERMS, G., POIRE, D.G., BLANCO, G., GÓMEZ PERAL, L. Y VAN STADEN, A., 2003. IGCP 478: Provenance in Neoproterozoic to early Paleozoic Successions of SW Gondwana: the status quo at the beginning of a new initiative. 10 Congreso Geológico Chileno., Actas CD.