

**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 I

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 I

FEBRERO 2008

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

INDICE

página

RESUMEN	I
ABSTRACT	V
AGRADECIMIENTOS	IX
CAPITULO 1	1
1.A INTRODUCCIÓN	1
1A.1 Objetivos	2
1A.2 Diagénesis – Generalidades	5
1A.2.1 Fábrica diagenética	7
1B ANTECEDENTES	8
1B.1 Sistema de Tandilla	9
1B.1.1 Basamento	9
1B.1.2 Cubierta sedimentaria	10
1C. GEOLOGÍA DEL GRUPO SIERRAS BAYAS	14
1C.1 Introducción	14
1C.2 Grupo Sierras Bayas	16
1C.1.1 Edad del Grupo Sierras Bayas	19
CAPITULO 2	
2 METODOLOGÍA	24
2.1 Introducción	24
2.2. Revisión y análisis de la información existente	24
2.3. Tareas de campo	25
2.4 Tareas de laboratorio y gabinete	27
2.4.1 Tareas de laboratorio	27
2.4.2 Tareas de gabinete	30
2.5 Elaboración intelectual de la información obtenida	31

CAPITULO 3

3 SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA - SIERRAS BAYAS	33
3.1. Definiciones	33
3.1.1 Funciones	34
3.1.2 Dato geográfico	34
3.1.3 Atributos ó descriptores semánticos	35
3.2 Introducción	35
3.3 Objetivos	36
3.4 Área de estudio	37
3.5 Preprocesamiento	41
3.5.1 Toma de datos con GPS	41
3.6 Sistema de Información Geográfico – Sierras Bayas	44
3.6.1 Coberturas generadas por líneas	44
3.6.2 Coberturas generadas por polígonos	47
3.6.3 Coberturas generadas por puntos	47
3.7. Resultados obtenidos	53
3.7.1 Construcción de la topología	53
3.7.1.1 Ingreso de atributos en las tablas	53
3.8 Conclusiones	59
3.8.1 Ventajas de la utilización de los SIG en la minería	60

CAPITULO 4

4 ESTUDIO DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS	61
4.1 Introducción	61
4.1.1 Definiciones	62
4.1.1.1 Facies sedimentaria	62
4.2 Metodología	63
4.3 Asociaciones de facies del Grupo Sierras Bayas	63
4.4 Descripción de las facies del Grupo Sierras Bayas	66
4.4.1 Formación Villa Mónica	70
4.4.1.1 Asociación de facies cuarzo arcósicas (AFQA I)	70
Facies sedimentarias reconocidas previamente	70
Facies sedimentarias nuevas y/o redefinidas	71
4.4.1.2 Asociación de facies dolomítica y pelítica (AFDP II)	81
Facies sedimentarias reconocidas previamente	81

Facies sedimentarias nuevas y/o redefinidas	81
4.4.2 Formación Cerro Largo	91
4.4.2.1 Asociación de Facies psamíticas y pelíticas (AFPP III)	91
Facies sedimentarias reconocidas previamente	91
Facies sedimentarias nuevas y/o redefinidas	91
4.4.2.2 Asociación de Facies cuarcíticas (AFQ IV)	96
Facies sedimentarias reconocidas previamente	96
4.4.3 Formación Olavarría	102
4.4.3.1 Asociación de facies pelíticas (AFP V)	102
Facies sedimentarias reconocidas previamente	102
Facies sedimentarias nuevas y/o redefinidas	102
4.4.4 Formación Loma Negra	106
4.4.4.1 Asociación de facies de mudstones micríticos (AFMM VI)	106
Facies sedimentarias reconocidas previamente	106
4.4.5 Formación Cerro Negro	108
Facies sedimentarias reconocidas previamente	108
Facies sedimentarias nuevas y/o redefinidas	108
4.5 Conclusiones	110

CAPITULO 5

5 Petrología y Diagénesis de las facies carbonáticas	112
5A - Generalidades	112
5A.1 Introducción	112
5A.2 Diagénesis en rocas carbonáticas	114
5A.2.1 Soterramiento	114
5A.2.2 Diagénesis meteórica	114
5A.2.2 Procesos diagenéticos	115
5A.3 Petrología de rocas carbonáticas	119
5A.3.1 Componentes minerales de las rocas carbonáticas	119
5A.3.2 Microfacies	121
Tipos de Microfacies	121
5A.3.3 Microfábrica	121
5A.3.4 Tinción de secciones delgadas	122
5.B DOLOMIAS	123
5.B.1 Introducción	123

5B.2 Antecedentes	123
5B2.1 Asociación de facies dolomíticas y pelíticas	124
5B2.2 Ambientes sedimentarios	125
5B2.3 Modelos de dolomitización	125
5B.3 Petrografía	127
5B.3.1 Generalidades	127
5B.3.1.1 Preservación de la fábrica primaria	128
5B.3.1.2 Textura <i>zebroide</i>	130
5B.3.1.3 Zonación de los cristales	130
5B.3.1.4 Dolomita tipo <i>saddle</i>	131
5B.3.2 Dolomías de la Fm Villa Mónica	131
5B3.2.1 Tipos de dolomita	132
5B.3.2.2 Componentes terrígenos	150
5B.3.2.3 Cementación	150
5B.3.2.4 Evidencias de dolomitización por reemplazo	156
5B.3.2.5 Disolución y Dedolomitización	156
5B.3.2.6 Componentes de las facies reconocidas en este trabajo	157
5B.4 Resultados MEB-EDAX	165
5B.5 Diagénesis	169
5B.5.1 Diagénesis sindepositacional - Eodiagénesis	169
5B.5.2 Etapa de enterramiento - Mesodiagénesis	169
5B.5.2.1 Dolomitización de enterramiento somero	169
5B.5.2.2 Dolomitización de enterramiento intermedio a profundo	169
5B.5.2.3 Ingreso de fluidos hidrotermales durante el soterramiento	170
5B.5.4 Etapa de Telodiagénesis	171
5B.5.5 Secuencia paragenética	172
5B.6 Discusión	174
5B.7 Conclusiones	174
5.C CALIZAS	177
5.C.1 Introducción	177
5C.2 Antecedentes	177
5C.2.1 Asociación de facies de mudstones micríticos AFMM VI	177
5C.2.1.1 Facies y ambiente de depositación	177
5C.2.3 Plataformas y Rampas carbonáticas	178
5C.3 Metodología	179
5C.4 Petrografía	179
5C4.1 Generalidades	179
5C4.2 Calizas de la Formación Loma Negra	180

5C4.2.1 Base micrítica-microesparítica	182
5C4.2.2 Microfacies	183
5C4.2.3 Microfacies diagenéticas	183
5C4.2.4 Componentes terrígenos	183
5C4.2.5 Cementos y minerales autigénicos	186
5C.4.2.6 Material fino indiferenciado y opacos	189
5C.5 Diagénesis	194
5C5.1 Sindeposicional o Eodiagénesis	194
5C5.1.1 Diagénesis marina	194
5C.5.2 Soterramiento o Mesogénesis	195
5C5.2.1 Diagénesis por enterramiento somero – Mesogénesis temprana	195
5C.5.3 Telodiagénesis	198
5C5.3.1 Diagénesis meteórica	198
5C.6 Discusión y conclusiones	199
5C.6.1 Diagénesis temprana	199
5.D ESTILOLITAS	201
5D.1 Introducción	201
5D.2 Resultados obtenidos	204
5D.2.1 Asociación de facies dolomítico pelíticas (AFDP II)	204
5D.2.2 Asociación de facies de mudstones micríticos (AFMM VI)	207
5D.2.3 Formación Cerro Negro	210
5D.2.4 Rasgos de estilolitización y su implicancia en la diagénesis	210
5D.4 Discusión y conclusiones	212

CAPITULO 6

6 Petrología y diagénesis de las facies silicoclásticas	216
6.1 Generalidades	216
6.1.1 Diagénesis	217
6.1.1.1 Interacción fluido-roca en la eodiagénesis	219
6.1.1.2 Límites de la diagénesis	221
6.1.1.3 Regímenes diagenéticos	223
6.1.1.4 Facies diagenéticas	223
6.1.1.5 Compactación	224
6.1.1.6 Fábricas postdeposicionales o diagenéticas	225
6.1.1.7 Cementación	228
6.1.2 Microfacies en rocas clásticas	228

6.1.2.1 Definición	229
6.1.2.2 Consideraciones sobre la matriz	229
6.2 Introducción	231
6.3 Análisis petrográfico - microfacies silicoclásticas	231
6.3.1 Nivel de alteración del basamento o Gruss	231
Facies sedimentaria G	231
Microfacies G	232
6.3.1 Formación Villa Mónica	233
6.3.1.1 Microfacies de AFQA I identificadas en el afloramiento	236
6.3.1.2 Microfacies AFQA identificadas en el subsuelo (EP)	283
6.3.2 Formación Cerro Largo	283
6.3.2.1 Microfacies (16) AFPP en el afloramiento (MI)	290
6.3.2.2 Microfacies (18) AFQ en el afloramiento (ATL y MI)	300
6.3.3 Formación Olavarría	300
6.3.3.1 Microfacies de la Asociación de Facies Pelíticas (AFP)	300
6.4 Diagénesis	306
6.4.1 Formación Villa Mónica – Asociación de facies cuarzo arcósicas	306
6.4.1.1 Cementación	308
6.4.1.2 Compactación	309
6.4.1.3 Etapas de la diagénesis	309
Eodiagénesis	309
Mesodiagénesis tardía	310
Telodiagénesis	310
6.4.1.3 Facies diagenéticas	310
6.4.2 Formación Cerro Largo	311
6.4.2.1 Cementación	314
6.4.2.2 Compactación	314
6.4.2.3 Etapas de la diagénesis	315
Eodiagénesis	316
Mesodiagénesis temprana	316
Telodiagénesis	316
6.4.3 Fm Olavarría Asociación de Facies Pelíticas	319
6.4.3.1 Compactación	319
6.4.3.2 Etapas de la diagénesis	320
Eodiagénesis a mesodiagénesis inicial	320
Telodiagénesis	320
6.5 Discusiones	321
6.5.1 Formación Villa Mónica	321

6.5.2 Formación Cerro Largo	324
6.5.3 Formación Olavarría	326

RESUMEN

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. Por encima del Grupo Sierras Bayas y en contacto discordante, se reconoce a la Formación Cerro Negro.

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.

Durante una primera etapa se realizaron tareas de recopilación y lectura de la bibliografía existente referida a la cubierta sedimentaria precámbrico-paleozoica del Sistema de Tandilia. En forma paralela se realizó una selección 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 distinguir las localidades de interés para el relevamiento de perfiles sedimentológicos de detalle.

El tratamiento digital de imágenes satelitales mediante el uso de diferentes *softwares*, combinación de bandas y georreferenciación de las imágenes, cartas topográficas y mosaicos fotográficos, permitió la interpretación e integración de la información aportada por diferentes rasgos mediante la generación de un Sistema de Información Geográfico (SIG) del área de Sierras Bayas-Olavarría (SIG-SB).

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 (Grupo Sierras Bayas y base de la Formación Cerro Negro), reconociendo un total de veintisiete facies sedimentarias. Con la finalidad de simplificar las interpretaciones petrológicas se dividieron y agruparon las facies sedimentarias en dos grupos de las carbonáticas y las silicoclásticas respectivamente.

Además de la caracterización macroscópica de las facies silicoclásticas y carbonáticas, se llevó a cabo un minucioso estudio petrográfico de todas ellas.

La determinación de los tipos de dolomita o microfacies presentes en las dolomías de la Fm Villa Mónica, sumado al reconocimiento de las distintas etapas de cementación hicieron posible la interpretación de la historia diagenética de estas rocas, en este caso dada por una sucesión de procesos de dolomitización que comienzan con la dolomitización temprana de una caliza micrítica seguida de procesos de dolomitización por enterramiento tanto somero como profundo.

Asimismo, se han reconocido episodios de cementación post-dolomitización asociados al ingreso de fluidos hidrotermales, los que se inician con una disolución y generación de porosidad secundaria y posterior cementación.

Las evidencias de una intensa carstificación, generación de porosidad secundaria asociadas a procesos de dedolomitización se relacionan al levantamiento tectónico de la unidad seguido del ingreso de fluidos superficiales meteóricos.

La composición de la Formación Loma Negra, el análisis de los cementos, sumado a la interpretación de otros procesos diagenéticos reconocidos 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 tectónico que afecta mediante una telogénesis al contacto superior de la unidad asociada al ingreso de fluidos meteóricos.

Las estilolitas reconocidas en ambas sucesiones carbonáticas del Grupo Sierras Bayas son producto de la compactación debido a la presión litostática. En la asociación de facies dolomítico pelítica de la Formación Villa Mónica las superficies de disolución por presión están relacionadas a un régimen diagenético tardío o de soterramiento profundo. Mientras que en calizas micríticas de la Formación Loma Negra las estilolitas reflejan fenómenos de disolución por presión asociados a procesos diagenéticos desde eogenéticos hasta de soterramiento somero.

En las margas de la base de la Formación Cerro Negro se ha reconocido la presencia de pseudoestilolitas o superficies de disolución relacionadas a procesos eogenéticos.

Para el caso particular de las facies silicoclásticas, el estudio petrográfico de las mismas permitió definir 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) a la Formación Olavarría.

Los procesos diagenéticos reconocidos en la asociación de facies cuarzo arcósicas de la Formación Villa Mónica involucran a transformaciones ocurridas durante etapas eogenética, mesogenética tanto somera como profunda y telogenética, esta última asociada a un levantamiento tectónico.

Cabe destacar que todas las evidencias conducen a considerar que esta formación habría sido sepultada a profundidades que superan los 3km.

A diferencia de lo observado para la Formación Villa Mónica, los procesos diagenéticos representados en la Formación Cerro Largo abarcan a transformaciones asociadas a eventos eogenéticos, mesogenéticos tempranos a intermedios y más tarde telogenéticos (postlevantamiento tectónico).

En este mismo sentido se ha podido inferir que la Formación Cerro Largo no comparte rasgos diagenéticos tan avanzados como los representados en la Formación Villa Mónica; por lo tanto esta unidad habría alcanzado profundidades de enterramiento más someras.

En la asociación de facies pelíticas de la Formación Olavarría, los procesos de diagénesis identificados se caracterizan por no llegar más allá de una mesogénesis temprana. De la misma manera, la mayoría de los rasgos observados indican que los procesos dominantes se encuentran dentro de la eogénesis. En forma secundaria otros de los procesos reconocidos fueron relacionados a una etapa telogenética asociada a procesos de meteorización.

Con respecto a los procesos telogenéticos reconocidos en toda la sucesión precámbrica-paleozoica, se ha advertido que los mismos se vinculan a fenómenos de meteorización intensa y que presentan asimismo claras diferencias locales. En los Núcleos Central y Austral tales procesos resultan mucho más intensos y están mejor representados con respecto a lo que ocurre en el Núcleo Septentrional. Se

podría pensar que este hecho se relaciona a un ascenso tectónico diferencial, acompañado del ingreso de fluidos meteóricos e hidrotermales, con variaciones de interacción en el tiempo según lo que se observa en los distintos núcleos de las sierras.

La incursión en el conocimiento de la geoquímica de sedimentitas carbonáticas y más específicamente del análisis de isótopos estables de C y O, permitió inferir edades y establecer las tendencias diagenéticas de las unidades carbonáticas en sentido vertical. Asimismo, a partir de tales datos se pudieron correlacionar en forma preliminar estas unidades con otras de características semejantes en otros sectores del margen sur-occidental del supercontinente de Gondwana, fundamentalmente en secuencias del Neoproterozoico de Uruguay y Brasil.

Se han registrado tres niveles fosfáticos en las unidades sedimentarias del área de Sierras Bayas - Olavarría. Dos niveles más antiguos hallados en la Formación Villa Mónica, y un tercer nivel 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 un nivel clástico, o conglomerado de canto, en la base de las dolomías de la Formación Villa Mónica.

Con respecto al nivel fosfático de la Formación Cerro Negro, ya conocido, se identificaron nódulos fosfáticos asociados a la superficie cárstica de la base de esta unidad la cual está también constituida por una brecha de ftanita y margas.

Finalmente, se confirma que la presencia de estos niveles con fosfatos estaría en asociación a cambios relativos del nivel del mar, como fuera reportado en otros ejemplos en el mundo.

ABSTRACT

The study area comprises the outcrops of the nor-western part of the Tandilia System, fundamentally the three hills near the Olavarría locality.

In this part of the basin, the Neorpoterozoic successions of the Sierras Bayas Group are composed by the Villa Mónica, Cerro Largo, Olavarría and Loma Negra formations. The Cerro Negro Formation is discordantly overlaying on top of the Sierras Bayas Group.

One of the most important characteristic is that the complete succession is unmetamorphosed and almost undeformed.

During the first stage a compilation and reading of the references about the Precambrian-Paleozoic sedimentary basin of the Tandilia System were performed. In the same way, cartography, satellite images, and previously generated sedimentary profiles were collected in order to compose a digitalized and georeferenciaded geological map from the study area indicating the best locations for fieldwork and sampling.

By means of the treatment of the satellite images and using different software, combination of bands, and also georeferenciaded the images, topographic maps and aerial photographs, it was possible to interpret the information integrated in a Geographic Information System from the Sierras Bayas-Olavarría area.

Taking into account the previous works and based on the sedimentological attributes recognized in the outcrops, the sedimentary facies from the complete lithological successions (Sierras Bayas Group and Cerro Negro Formation) were identified, defined and redefined establishing a total of twenty seven sedimentary facies for both carbonate and siliciclastics rocks.

Besides the macroscopic characterization, a detailed petrographic study of the carbonate and siliciclastic facies was carried out.

The recognizing of the different types of dolomite in the Villa Mónica Formation, and also the identification of different stages of cementation made it possible the interpretation of the diagenetic history of these rocks, here associated with dolomitization process that begun with an earlier dolomitization of a micritic mudstone followed by burial dolomitization during mesodiagenesis.

In addition, post-dolomitization stages of cementation were recognized and they were related to the incursion of hydrothermal fluids beginning with dissolution as well as generation of secondary porosity followed by later cementation.

The proofs related to the uplift in a telogenetic regime associated with the percolation of meteoric water include the development of the karstic surface and the generation of secondary porosity.

In the Loma Negra Formation, the composition of the micritic to microsparitic mosaic, the analysis of cements plus the interpretation of the other diagenetic process allowed to establish a diagenetic evolution model which begin with a marine diagenesis followed by early burial diagenesis and concludes with an uplift related to a telogenesis represented on top of this carbonate sequence.

Stylolites identified in both carbonate formations from the Sierras Bayas Group are referred to a lithostatic origin. In the dolostone and shale facies association of the Villa Mónica Formation the pressure dissolution are related to a deep mesogenetic regime. On the other hand, the stylolitic surfaces from the Loma Negra Formation were associated with eogenesis to early burial diagenesis.

In the Cerro Negro Formation the presence of dissolution seams correlated with an eogenetic regime were recognized.

Petrographic analysis of the siliciclastic facies permitted a detailed description of thirty microfacies with particular petrographic characteristics. From these microfacies, twenty three belong to quartz arkosic sandstones facies association of the Villa Mónica Formation, seven, are from Cerro Largo Formation and three, from Olavarría Formation.

The diagenetic processes recognized in the quartz arkosic sandstones facies association involve transformations occurred during eogenetic, mesogenetic (early and deep) and telogenetic regimes. The last stage is associated with an uplift of the succession.

It is important to show that all the proofs lead to consider that Villa Mónica Formation were at depths lower than 3km during the deep burial.

The diagenetic processes recognized in the Cerro Largo Formation are very different respect to those seen in the Villa Mónica Formation. In this case the transformations are related to eogenetic, early mesogenetic (with a lower depth of burial, around 2 or 3km) and later telogenetic regime.

In another words, it could suppose that the diagenetic changes identified in the Cerro Largo Formation were not as advanced as those observed in Villa Mónica Formation, for that reason it is possible to say that this unit was at lower depths during burial.

In the Olavarría Formation, the effects of diagenesis identified are in association with an early mesogenesis. In addition, most of the changes are related to eogenetic environment. Besides, other processes recognized were linked with meteoric diagenesis in a telogenetic event.

Respect to telogenetic processes identified in the complete Precambrian-Paleozoic succession, a relationship with an intense weathering has been seen and they are represented in a very different way regarding the area of analysis. Therefore, it was observed that in the Central and South hills telogenetic evidences were much more intense and better represented compared with the North hills. Consequently, this could be referred to different tectonics mechanisms of uplift related to each part of the Sierras Bayas hills, with a concomitant difference in temporal interaction with the meteoric fluids.

The incursion in the knowledge about geochemistry of carbonates and more specially the analysis of C and O isotopes allowed to infer ages and diagenetic trends in the carbonate successions. In the same way, from the analysis of these

data it was possible to correlate these units with other Neoproterozoic comparable successions of the southwest margin of Gondwana in Uruguay and Brazil.

Furthermore, the presence of three phosphatic levels in the Olavarría-Sierras Bayas area is reported. The two oldest levels were identified in the Villa Mónica Formation, and the third, previously reported, is in the base of the Cerro Negro Formation.

The first phosphatic level is located on the top of quartz arkosic sandstones facies association, it could have been generated *in situ* by direct precipitation of francolite related to the input of rich nutrient fluids brought by upwelling currents from the deep ocean. Later, the fosfogogenesis had been able to originate, by recrystalization of francolita, nodules and lenses of fluorapatite during burial diagenesis. Afterward, and by reworking of these phosphatic nodules and lenses as well as waxes and pelites associated, a clastic phosphatic level had been development in the base of dolostones of Villa Mónica Formation.

Respect to the Cerro Negro Formation level, phosphatic nodules related to the karstic surface were identified in association with a chert breccia and marls.

Finally, in this case of study, it was possible to confirm the association of this kind of phosphatic levels with sea level relative changes like in other examples reported in different parts of the world.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera hacer llegar mi más profundo agradecimiento a todas aquellas personas que me han brindado su colaboración y apoyo tanto en el marco profesional como en el personal y que de una manera u otra han participado de la realización de este trabajo de tesis. Del mismo modo, agradecer a quienes me dieron sostén afectivo, y que asistieron a mis solicitudes en el transcurso de estos años.

A pesar de su ausencia física deseo expresar mi agradecimiento al Dr. A. Mario Iñiguez Rodríguez a quien considero fue el ser más alentador a encaminar tanto la carrera de grado como la de postgrado y me siento en deuda por haber recibido tanto a través de sus enseñanzas tanto geológicas como así también personales y por considerarlo un ejemplo en lo profesional y en lo personal.

A mi familia, hoy constituida por Diego, mi compañero de todos los días y por mis dos hijos Ivan y Lisa que llegaron a este mundo durante el desarrollo de este trabajo de tesis doctoral. A ellos quiero expresarles un enorme agradecimiento por acompañarme y comprenderme en los eternos días y noches de mi ausencia por atender a este placentero trabajo. Asimismo, al resto de los integrantes de mi familia, especialmente a mi madre Liliana, de quien he recibido siempre su apoyo incondicional y atemporal a Hugo y a mi abuela Georgina, quienes se fueron de este mundo también en este mismo transcurso de tiempo, como así también agradezco la ayuda de mi padre Miguel Angel.

Me encuentro enormemente agradecida con el Dr. Daniel G. Poiré, mi director de tesis, por proponerme la idea de desarrollar este trabajo, por haber compartido momentos de aprendizaje en el campo y laboratorio, por depositar en mi toda su confianza desde un primer momento y muy especialmente por procurarme de total libertad para expresar todas y cada una de las líneas que conforman este estudio.

Agradezco a los directores del Centro de Investigaciones Geológicas, en la primera etapa el Dr. Luís Spalletti y actualmente el Dr. Carlos Rapela, por avalar mi permanencia en el instituto, y por su constante apoyo e incentivo durante el desarrollo de esta investigación.

Al Dr. Sergio Matheos, por su invaluable constancia, comprensión y apoyo.

Al Dr. Carlos A. Cingolani, por sus comentarios y sugerencias y por su aliento a la generación de este trabajo y calidad humana.

Al Dr. Juan Franzese, por su transmisión de buen humor y buena predisposición de cada día.

A los Dres. Gonzalo Veiga, Ernesto Schwarz y Guillermina Sagasti, quienes participaron de mi llegada al Centro de Investigaciones Geológicas y quienes fueron mis primeros guías y referentes más cercanos de los que recibí mucha colaboración y un gran aprendizaje.

Muy especialmente le agradezco a la Dra. M. Sol Raigemborn con quien compartimos una historia laboral similar, y quien demostró en el último período de desarrollo de esta investigación, su interés incondicional por colaborar en todo momento y por su gratificante comprensión en este lapso de elaboración y redacción.

Al Lic. Jorge Maggi, por guiarme y acompañarme en la realización de los análisis de rayos X y en la identificación de argilominerales como así también por su compañerismo y ayuda ofrecidos en numerosas oportunidades.

A la Lic. Graciela Casal por su asistencia permanente en la redacción de la lengua inglesa y fundamentalmente por la contención afectiva que me demostró en todo momento.

A la Lic. Claudia Cavarozzi por su gran predisposición en el trabajo de laboratorio y por enseñarme los procedimientos más adecuados dentro del mismo y conjuntamente al Sr. Jorge Wlasiuk, por la realización de los análisis químicos.

A los Sres. Daniel Mártire y Horacio Beneites por la elaboración de láminas delgadas de primera línea.

A Pablo García, quien incondicionalmente participó en numerosas

oportunidades con diversas tareas de laboratorio y quien me brindó su ayuda en la etapa de impresión.

A Patricia Sarmiento por el manejo y aporte de resultados con Microscopio electrónico de barrido (MEB) del Museo de nuestra casa de estudios.

Al personal del laboratorio de MEB y EDAX de la Facultad Nacional de Ciencias de Montevideo, Uruguay, en donde tuve oportunidad de trabajar y recopilar resultados. Especialmente, al Dr. Claudio Gaucher quien gestionó mi visita al mismo.

A la Dra. Silvana Bertolino por su colaboración en las interpretaciones del análisis de difracción de rayos X y aporte de conocimientos de las arcillas.

A cada uno de mis compañeros del Centro de Investigaciones Geológicas, con quienes comparto cada día situaciones diferentes, como la llegada de nuevos integrantes y despedida de otros, todos ellos quienes siempre se muestran participativos y colaboradores hacia mí.

A la Empresa Cementos Avellaneda por financiar parte del trabajo de tesis doctoral. Y especialmente al Lic. José M. Canalicchio, representante de dicho organismo privado, quien me brindó su incondicional ayuda desde el primer día de trabajo gestionando las campañas, acceso a las canteras, a muestras de testigos de perforaciones, especialmente por poner a mi disposición una grúa para la toma de muestras y quien de alguna manera apadrinó, con gran generosidad y cordialidad, todas mis visitas a Olavarría.

Al Lic. Néstor Canessa, Lic. Karina Pamoukaghlián y Lic. Diego Dachdje, por acompañarme y colaborar en mis viajes de campo y por su contención durante la realización de los mismos.

A los licenciados Paula Barros y Pablo Messineo de la Universidad Nacional del Centro de la provincia de Buenos Aires quienes participaron de los viajes de campaña y reconocimiento de campo.

A Mario Barkero, Hilda Bauer, Pablo Clark y Gabriela Canalicchio quienes

colaboraron con las campañas y los muestreos.

Al Dr. Udo Zimmermann, por motivar y hacer posible mi estadía en Johannesburgo y por realizar las determinaciones de análisis químicos por Fluorescencia de Rayos X en la *Rand African University* (RAU) de Johannesburgo (Sudáfrica), asimismo Udo demostró una muy buena predisposición a colaborar con este estudio y generó múltiples aportes para su desarrollo. A él también le tocó acompañarme y darme contención en uno de los momentos más difíciles de esta travesía.

Agradezco además al Dr. W. Oldewagge y L.L. Coetzeze por facilitarme el uso de equipamiento de SPECTRAU RAU University, y a todo el personal del Departamento de Geología y de los laboratorios de Microscopía electrónica, Difracción de Rayos X y Microsonda electrónica, que me dio apoyo durante mi estadía en ciudad de Johannesburgo.

Al Dr. Jens Gutzmer por su colaboración y enseñanza de manejo de equipo de microscopía por catodoluminiscencia en la RAU.

A la Dra. Anelda Van Staden por su compañía y ayuda permanente durante mi permanencia en Johannesburgo.

Al Dr. Harald Strauss, quien realizó los análisis de isótopos estables en la Universidad de Münster, Alemania y de quien recibí un valioso aprendizaje sobre la interpretación de los datos de isótopos estables.

A los Dres. Claudio Gaucher, Alsidis N. Sial y Hartwig Frimmel por el gran aporte de conocimientos proporcionados acerca de la geoquímica de isótopos estables generados a partir del arbitraje de la comunicación a la revista *Chemical Geology* en la cual se dieron a conocer resultados parciales de este trabajo. De la misma manera, quisiera incluir en este agradecimiento, muy especialmente al Dr. Alan J. Kaufman quien generó los últimos resultados de análisis de isótopos estables y de manera totalmente desinteresada aportó un apreciado trabajo de revisión y realce del manejo de la información.

A la Dra. Sandra Torrusio por enseñarme la utilidad de los Sistemas de Información Geográfica y por su incondicional apoyo. Y conjuntamente, al Dr. Jorge Gebhard y Lic. Daniel Muntz, con quienes compartimos la cátedra de Sensores Remotos en la FCNyM, por toda su cordialidad y comprensión.

Al CONICET-Cementos Avellaneda S.A. y a la UNLP, ya que la realización de este trabajo pudo ser posible gracias al apoyo económico brindado por dichos organismos a través de las Becas de de Postgrado con empresas y de Formación Superior, respectivamente.

A la Facultad de Ciencias Naturales y Museo, por el subsidio otorgado, el cual permitió financiar análisis geoquímicos. Y fundamentalmente por respaldar este trabajo de tesis de doctorado en Ciencias Naturales.

CAPITULO 1

GENERALIDADES

CAPITULO 1

GENERALIDADES

1.A INTRODUCCIÓN

La zona de tesis seleccionada constituye una región donde se han realizado numerosos trabajos de investigación e inclusive donde se han efectuado varias tesis doctorales; a pesar de ello ésta sigue guardando un sin fin de interrogantes por develar. Cuestionamientos que interesan inclusive a muchos investigadores de secuencias equivalentes en edad, en diversos puntos del planeta, por compartir características llamativamente comparables con dichas secuencias.

Desde el punto de vista litoestratigráfico las sucesiones precámbricas están integradas por el Grupo Sierras Bayas (Dalla Saldae Iñiguez, 1979; Poiré, 1993) con las formaciones Villa Mónica (dolomías, conglomerados, areniscas y pelitas; Poiré, 1993), Cerro Largo (brechas de ftanita, cuarcitas; Poiré, 1993), Formación Olavarría (pelitas; Andreis *et al.*, 1996) Loma Negra (calizas; Borrello, 1966). Por encima se dispone en contacto discordante la Formación Cerro Negro (margas, areniscas finas y pelitas; Iñiguez y Zalba, 1974).

Cabe señalar que hasta el inicio de este trabajo, la mayoría de las investigaciones (cf. Iñiguez et al. 1979; Poiré 1987, 1993), habían profundizado sobre las características sedimentológicas – paleoambientales, no existiendo estudios de detalle exhaustivos sobre los procesos post-depositacionales que acontecieron en estas unidades. Es de destacar asimismo que el avance del conocimiento de estos procesos ha permitido contar con mayor información en cuanto a la minería de la región de Olavarría.

Es ampliamente conocido, que las consideraciones sobre las rocas sedimentarias no culminan con las interpretaciones paleoambientales (muy bien definidas por Poiré 1987). Existe toda una historia para ser contada sobre los procesos ocurridos luego de su depositación los que tienen lugar durante la *diagénesis*. Es durante esta etapa que un sedimento es convertido en una roca consolidada y donde tienen lugar los procesos diagenéticos (compactación, recristalización, disolución, reemplazo, autigénesis y cementación). Los mismos

comienzan inmediatamente después de producida la depositación y continúan hasta llegar al campo del metamorfismo. Las reacciones ocurren a temperaturas no mayores a los 150-200°C y presiones equivalentes al gradiente geotérmico correspondiente. Se puede hacer una distinción entre eventos diagenéticos tempranos, que tienen lugar entre la sedimentación y el enterramiento somero, y los tardíos que ocurren durante el enterramiento más profundo y subsecuente levantamiento tectónico.

Para llevar a cabo esta tarea, y dada la heterogeneidad de las facies que caracterizan al grupo Sierras Bayas, se han llevado a cabo estudios de petrología de detalle y de tipo sistemáticos, generando una herramienta clave para establecer las diferencias entre las facies y su correspondiente estado evolutivo - diagenético. De esta manera, los estudios petrográficos han permitido determinar la presencia de determinados minerales, su abundancia y atributos propios de la roca (microestructuras sedimentarias, materia orgánica, fosfatos, pirita y/o glauconita, etc.), con los cuales se define un patrón de evolución de las microfacies.

Los estudios petrográficos han sido acompañados, en la mayoría de los casos, de análisis geoquímicos, de difracción de rayos X (Roca Total y Fracción fina) y determinación de la mineralogía de arcillas (DRX, SEM-EDAX, Microsonda electrónica), los que sin dudas han contribuido a la interpretación de áreas de procedencia, procesos deposicionales y fenómenos diagenéticos.

La gran importancia que tiene la realización de este estudio radica en la interpretación y conocimiento de la manera en la que han actuado los procesos diagenéticos sobre estas rocas en el transcurso de un rango de tiempo geológico muy amplio. Cabe remarcar que las mismas que constituyen el relleno de la cuenca sedimentaria más antigua del país y que conserva los primeros signos de actividad biológica en los mares precámbricos de la región.

1A.1. OBJETIVOS

Durante el desarrollo de esta investigación, el objetivo principal ha sido el de elaborar un completo modelo evolutivo-diagenético de las unidades sedimentarias clásticas y químicas del Precámbrico de Olavarría, provincia de Buenos Aires, mediante el desarrollo de estudios sedimentológicos, petrológicos y diagenéticos.

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.

Sobre la base de los trabajos realizados por Poiré (1987,1993), se ha ahondado en estudios estratigráficos generales, análisis de facies y asociaciones de facies sedimentarias de los paquetes silicoclásticos y carbonáticos, analizando los principales sistemas deposicionales y fundamentalmente, apuntando a la reelaboración del modelo de la estratigrafía secuencial. En adición a esto, los estudios composicionales y geoquímicos han permitido evidenciar la procedencia de los materiales originarios, y de esta manera completar los conocimientos sobre todos aquellos procesos ocurridos tanto de tipo pre-depositacionales como sin-depositacionales. Cabe destacar que tanto los estudios de la estratigrafía secuencial, así como los de procedencia constituyen temas que han sido poco investigados y que definitivamente han aportado conocimientos relevantes sobre el área de estudio.

Asimismo, la mayor contribución de esta investigación está dada por la posibilidad de confrontar la información obtenida sobre procesos pre y sindepositacionales con los postdepositacionales, obteniendo así una visión amplia e integrada de la formación y evolución geológica del sector nor-occidental del Sistema de Tandilia.

Durante el desarrollo del plan de estudio propuesto para esta tesis doctoral se han logrado significativos avances en cuanto al conocimiento de la petrología, diagénesis, geoquímica e isótopos estables de las sedimentitas carbonáticas; tales aportes se reflejan en las contribuciones generadas durante dicha etapa. En el mismo sentido, se ha avanzado notablemente en el estudio de detalle de los procesos post-depositacionales de las rocas silicoclásticas contribuyendo de esta manera, con nuevos datos de interés tanto científicos como aplicados.

Los resultados obtenidos contribuyen de manera importante al desarrollo de las ciencias geológicas como así también en el ámbito aplicado, ya que por un lado

se brindan nuevos datos e interpretaciones sobre todos los procesos postdeposicionales acontecidos y por otro se dan a conocer exhaustivamente las características litológicas de las distintas unidades de esta cubierta sedimentaria precámbrica. Ambos elementos constituirán un avance en el conocimiento de las propiedades físicas, mecánicas y químicas de las rocas, como así también serán una herramienta de consulta obligada a la hora de determinar planes de prospección y explotación de dichas unidades.

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 productores de cemento, cal, cerámicos, rocas de ornamentación, piedra partida como agregado de hormigón, etc.

Entre los objetivos tecnológicos inmediatos, cabe destacar por ejemplo, que en la actualidad se encuentra en desarrollo en la zona, como nueva línea de producción, la utilización de rocas carbonáticas (fundamentalmente dolomías) como material agregado, dado que sus propiedades mecánicas son equiparables a las de los agregados convencionales, como el granito. Sin embargo para dar factibilidad a este proyecto ha sido necesario resolver una serie de cuestiones de neto corte diagenético como el posible problema que representaba la presencia de sílice microcristalina en estas rocas. Es sabido que la distribución del material silíceo no es uniforme en toda la unidad, por lo que esta investigación ha desarrollado un plan de conocimiento de detalle de esa distribución para que las empresas orienten los niveles de explotación. De esta manera las mismas pueden verse ampliamente beneficiada tanto en el plano económico como en el tecnológico. A lo largo de este estudio se dan a conocer las características de las rocas en detalle, ayudando así a resolver este problema.

Otro aporte que se realiza mediante esta investigación, de índole esencialmente diagenético, se relaciona con la distribución y génesis de los argilominerales presentes en la matriz de las unidades calcáreas, como por ejemplo lo que ocurre en las unidades margosas superiores de las calizas, donde altos tenores de illita, además de clorita e interestratificados clorita-esmectita, han generado ocasionalmente, problemas técnicos en los hornos de clinker por el ingreso heterogéneo de contaminantes. Se han realizado numerosos análisis por

medio de los cuales se informa sobre estos inconvenientes dando el conocimiento necesario para desarrollar un método de detección y dosificación, que redunde en la optimización de la producción de cemento pórtland.

1A.2 DIAGÉNESIS

La temática referente a la diagénesis de sedimentos tanto carbonáticos como silicoclásticos han sido tratados por numerosos autores (Fairbridge, 1967; Choquette y Pray, 1970; Kendal y Tucker, 1973; Flügel, 1982; Garrison, 1981; Harris et al, 1985; Tucker y Bathurst, 1990; Kaufman, et al, 1990; Marfil, et al, 1998; Coniglio y Williams-Jones, 1992; Vollbrecht y Meischner, 1996; Scasso y Limarino, 1997; Morad, et al, 2000; Burley y Worden, 2003; Worden y Morad, 2003; Flügel, 2004; Salem, et al, 2005) es por esto que resulta importante definir ciertos aspectos antes de abordar a mayores interpretaciones.

Consecuentemente, si nos referimos a la terminología utilizada para determinar etapas, regímenes o campos dentro de la diagénesis debemos remitirnos en principio a la propuesta por Fairbridge (1967) y más tarde la generada por Choquette y Pray (1970). Sin embargo, con la finalidad de unificar criterios en este trabajo se propone optar por la segunda debido a que resulta ser mucho más utilizada en trabajos de reciente elaboración (Kaufman, et al, 1990; Scasso y Limarino, 1997; Morad, et al, 2000; Burley y Worden, 2003; Worden y Morad, 2003; Salem, et al, 2005; entre otros).

A pesar de que los términos eogénesis, mesogénesis y telogénesis se utilizan con frecuencia para referirse tanto a rocas carbonáticas como silicoclásticas, muchos autores para el caso de las rocas carbonáticas prefieren referirse a regímenes diagenéticos marino, meteórico, de zona de mezcla y de soterramiento (Harris, et al, 1985, Tucker y Bathurst, 1990; Kaufman, 1997; Steinhauff, et al, 1999).

En este sentido, la nomenclatura utilizada se presenta en el cuadro de abajo (Cuadro 1A.1).

trabajos	Fairbridge (1967)	Choquette y Pray (1970)	Procesos relacionados
Sedimentación			
Etapas de la diagénesis	Sindiagénesis	Eogénesis	Porosidad abierta. Circulación de fluidos. Reducción de porosidad
	Anadiagénesis	Mesogénesis	Expulsión de agua intersticial. Reducción de porosidad. Litificación. Deshidratación. Transición al metamorfismo.
	Epidiagénesis	Telogénesis	Emersión y reacción con aguas freáticas. Creación de porosidad.

Cuadro 1A.1. Etapas de la diagénesis y procesos relacionados según Fairbridge (1967) y Choquette y Pray (1970).

Por otra parte un esquema muy utilizado para representar las etapas antes mencionadas es que se presenta en la figura 1A.1.

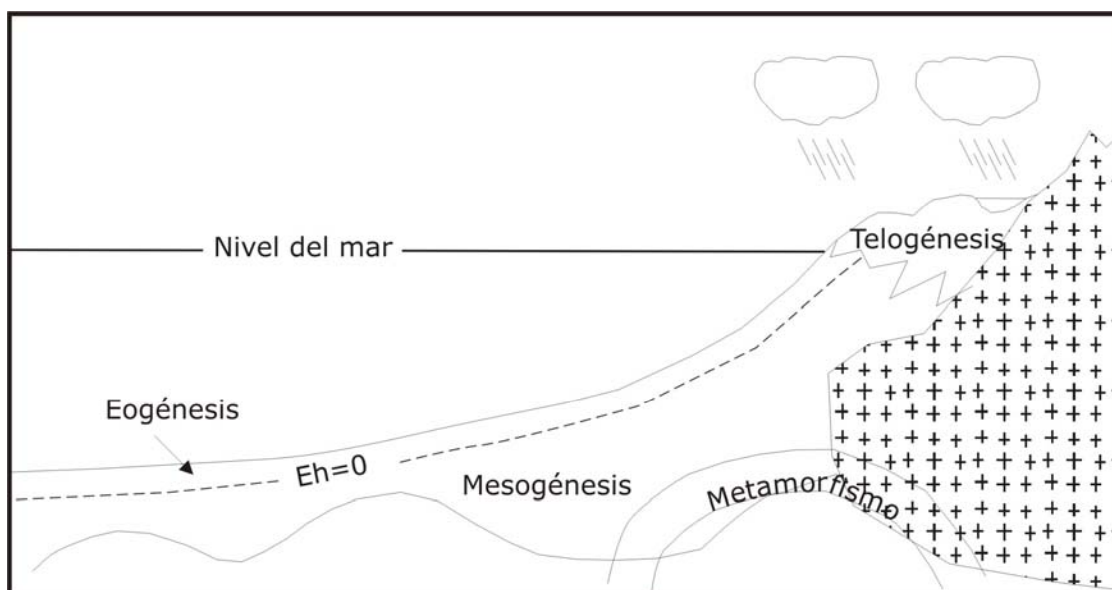


Figura 1A.1. Ambientes de la diagénesis. Modificado de Fairbridge 1964, más tarde Choquette y Pray (1970)

Tal como se expuso anteriormente, los regimenes diagenéticos son divididos en tres tipos principales y por lo que puede verse en la mayoría de los trabajos de índole diagenética los términos "eogenético", "mesogenético" y "telogenético" son comparables y equivalentes a los de diagénesis "subsuperficial", de "soterramiento" y "levantamiento tectónico" (o relacionado a una discontinuidad), (Tucker, 1988). El ambiente diagenético cercano a la superficie (eogenético) puede ser subdividido de acuerdo al tipo de fluido presente en los espacios porales, es así que se reconocen dos zonas: la **freática** donde los fluidos corresponden a los encontrados

por debajo del nivel freático y la **zona vadosa** cuyos fluidos son los que se encuentran por encima del mismo (Tucker, 1988). Asimismo, el origen de los fluidos presentes ya sea marinos, o meteóricos (agua dulce) también controlan de manera considerable las reacciones diagenéticas que tienen lugar en estas zonas (Ver. Cap. 5A).

1A.2.1 Fábrica diagenética

En rocas sedimentarias, tanto carbonáticas como silicoclásticas, se observa que las mismas exhiben un amplio rango de fábricas diagenéticas generadas a partir de la compactación, cementación, disolución y reemplazos. Tales fábricas diagenéticas suelen ser importantes indicadores tanto del ambiente depositacional como de la química y variedad de fluidos relacionados al sedimento durante el enterramiento. Asimismo, los cambios mineralógicos producidos pueden ser también utilizados como indicadores de temperaturas y profundidades de soterramiento (Tucker, 1988).

Las fábricas diagenéticas pueden ser subdivididas en dos tipos mayoritarios, uno relacionado a procesos compactacionales y el otro a alteraciones geoquímicas tales como cementación, disolución o reemplazo (Tucker, 1988), (Fig. 1A.2).

En el presente estudio, las fábricas diagenéticas han sido tratadas de manera independiente considerando por un lado las facies sedimentarias carbonáticas (Cap. 5 Sección D) y por otro a las silicoclásticas (Cap. 6).

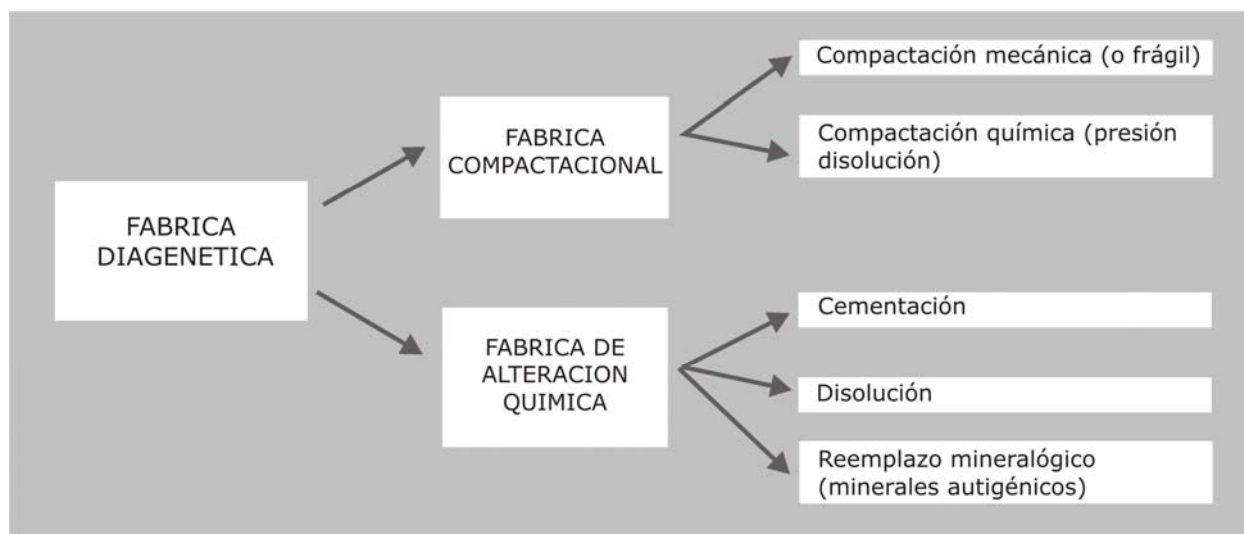


Figura 1A.2 Tipos principales de fábricas diagenéticas en las rocas sedimentarias, Modificado de Tucker, 1988.

1B ANTECEDENTES

Tal como lo señalara Mario Iñiguez en 1999, uno de los precursores de una nueva línea de investigación de la sedimentología de las unidades precámbricas del Sistema de Tandilia, los antecedentes históricos sobre esta región fueron iniciados ya en el siglo XIX con los trabajos de d'Orbigny (1842). Más tarde el reconocimiento como unidad estratigráfica compleja de esta cubierta sedimentaria, sería dilucidado por Nágera (1919).

Tandilia (Nágera, 1940), también denominada como Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires por Harrington (1956), se extiende por más de 300 Km, desde las lomadas de Quillalauquen hasta la localidad de Mar del Plata, con rumbo NO-SE.

La cubierta sedimentaria del Sistema de Tandilia ha sido motivo de múltiples estudios, algunos de los mismos referentes a la estratigrafía de la cuenca siguen siendo hoy en día generadores de discusiones y versiones encontradas (Amos *et al.*, 1972; Marchese y Di Paola, 1975a, 1975b; Dalla Salda e Iñiguez, 1979; Leveratto y Marchese, 1983; Iñiguez *et al.*, 1989; Poiré y Spalletti, 2005). Solo por citar algunos de los trabajos que asistieron en mayor o menor medida al desarrollo de esta tesis doctoral, se señalan algunos de tipo geológico general, como así también otros referentes a aspectos más específicos que fueron desarrollados durante un lapso de cerca de 170 años (cf. Hauthal, 1896; Nágera, 1919; Harrington, 1940; González Bonorino, 1954; Teruggi *et al.*, 1958, 1962; Borrello, 1962, 1966; Teruggi *et al.*, 1962; Iñiguez, 1965, 1970; Schauer y Venier, 1967; Antonioli, 1969; Amos, 1972; Di Paola y Marchese, 1974; Iñiguez y Zalba, 1974; Marchese y Di Paola, 1975a, 1975b; Zalba, 1978; 1990, 1991, 1988; Dalla Salda e Iñiguez, 1979; Bonhomme y Cingolani, 1980; Valencio *et al.*, 1980; Regalía y Herrera, 1981; Zalba *et al.*, 1982; Cingolani y Bonhomme, 1982; Leveratto y Marchese, 1983; Pothe de Baldis *et al.*, 1983; Poiré, *et al.*, 1984; Spalletti y del Valle, 1984, 1990; Poiré e Iñiguez, 1984; Andreis y Zalba, 1986, 1998; Manassero, 1986; del Valle, 1986, 1987a, 1987b, 1990; Regalía, 1987; Spalletti, 1987; Poiré, 1987a, 1987b, 1990, 1993, 1998; Leanza y Hugo, 1987; Bertolino, 1988; Iñiguez *et al.*, 1989; Iñiguez *et al.*, 1990; Cingolani *et al.*, 1991; Barrio *et al.*, 1991; Frisicale, 1991; Andreis *et al.*, 1992, 1996; Zalba *et al.*, 1993; Frisicale y Dristas, 1993, 2000; Dristas y Frisicale, 1996, 2003; Iñiguez *et al.*, 1996; Poiré y del Valle,

1996; Zalba y Andreis, 1998, 2001; Alló, 2001; Andreis, 2003; Poiré *et al.*, 2003, Poiré y Sapalietti, 2005, Rapela *et al.*, 2005).

En los últimos años el avance logrado en el conocimiento de la sedimentología del Grupo Sierras Bayas ha sido notable, más específicamente se ha profundizado en estudios geoquímicos, de arcillas, de isótopos estables y bioestratigráficos, que en gran parte contribuyen a la caracterización de la petrología y diagénesis de tales unidades precámbricas. Dicho avance se reconoce en trabajos de reciente elaboración (Andreis, 2003; Poiré *et al.*, 2003, Gómez Peral *et al.*, 2003, 2004 y en prensa; Gómez Peral y Poiré, 2003, Poiré y Sapalietti, 2005, Rapela *et al.*, 2005. Zimmermann *et al.*, 2005; Zimmermann y Spalletti, 2005; Gaucher *et al.*, 2006), los cuales han permitido resolver aspectos poco esclarecidos hasta el presente.

1B.1 SISTEMA DE TANDILIA

1B.1.1 Basamento

En el Sistema de Tandilia, el basamento cristalino Paleoproterozoico está constituido por un cinturón ígneo-metamórfico de orientación ONO-ESE conocido como Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola, 1975). Los estudios y análisis de antecedentes conocidos hasta fines de la década del '70 fueron abordados en profundidad por Teruggi y Kilmurray (1975; 1980). Este basamento está conformado por gneises graníticos a tonalíticos, migamitas y anfibolitas. En forma dispersa se ha identificado la presencia de esquistos, mármoles, metavulcanitas y algunos diques ácidos y otros básicos máficos (Cingolani *et al.*, 2002).

El evento metamórfico principal reconocido por Cingolani *et al.*, (2002) en el cinturón de Tandilia alcanza la facies de anfibolita y localmente llega hasta facies de granulita, aunque algunas rocas habrían sido parcialmente retrogradadas a facies de esquistos verdes. Las edades modelo Sm-Nd (TDM model ages), obtenidas por estos autores se encuentran entre 2440 y 2668 Ma las que se corresponden con edades de cristalización de una corteza arqueana (en concordancia al modelo propuesto por De Paolo, 1988).

Por su parte, Pankhurst et al., 2003 obtuvieron para el Complejo Buenos Aires, una edad promedio de las edades modelo Sm-Nd de 2620 ± 80 Ma. Este resultado es comparable con las edades obtenidas por los autores citados más arriba.

Otros de los resultados obtenidos por Cingolani et al. (2002) son los de SHRIMP U-Pb, los cuales indican edades en el rango de 2228-2051 Ma (Transamazónico). De acuerdo a lo expuesto por estos autores, la roca más antigua del cinturón de Tandilia es la que se conoce como Tonalita Tandil de 2228 ± 6 Ma, y la más joven, denominada Azul arroja una edad de 2051 ± 3 Ma.

Mediante el análisis de circones, estos mismos autores sugieren que esta región no habría sido afectada por algún otro evento orogénico como el correspondiente al Ciclo Brasileño, con la salvedad de que en los mismos registran una deformación de carácter menos intenso. Por otra parte, el estudio de Hartmann et al. (2002), mediante el método U-Pb en circones (SHRIMP II), proporciona resultados que indican una actividad tectónica relacionada al evento orogénico acresional denominado Orogenia Encantadas de 2250-2120 Ma, y también reconocen un evento sobreimpuesto, de mayor intensidad, correspondiente a la orogenia colisional Camboriú de 2100-2080 Ma. Los dos picos de edades para tales eventos orogénicos son ~ 2160 Ma y ~ 2080 Ma respectivamente.

La Formación Punta Mogotes (Borrello, 1962) fue estudiada por Marchese y Di Paola (1975), quienes la denominaron Metapelitas Punta Mogotes y la ubicaron dentro del Complejo Buenos Aires. Más tarde, Cingolani y Bonhome (1982) dataron el metamorfismo de esta unidad en $585-515 \pm 14$ Ma, lo que permite su correlación con cinturón brasileño del este uruguayo (Dalla Salda, 1999).

1B.1.2 Cubierta sedimentaria

La sucesión sedimentaria precámbrica de Tandilia se encuentra expuesta en afloramientos de las áreas de Olavarría y Barker-San Manuel (Figura 1.1) en los sectores noroccidental y central de este sistema de sierras. Tales sedimentitas se apoyan discordantemente sobre el basamento cristalino descrito previamente.

Muchos han sido los autores que contribuyeron al esclarecimiento de la estratigrafía de esta cuenca sedimentaria, a pesar de ello, el esquema estratigráfico más aceptado ha sido el propuesto por Dalla Salda e Iñiguez (1979), más tarde modificado por Poiré (1987, 1993).

El Grupo Sierras Bayas (Dalla Salda e Iñiguez, 1979; Poiré, 1993) se compone por las formaciones Villa Mónica (Poiré, 1987, 1993), Cerro Largo (Poiré, 1987, 1993), Las Águilas (Zalba, 1978; Zalba *et al.*, 1988), Olavarría (Andreis *et al.*, 1996) y Loma Negra (Borrello, 1966). En relación de discordancia, por encima de este Grupo, se reconoce a la Formación Cerro Negro (Iñiguez y Zalba, 1974), de probable edad ediacareana-cámbrica. La unidad que yace por encima, de edad netamente paleozoica, es la Formación Balcarce (Dalla Salda e Iñiguez, 1979). Otra unidad, que fue registrada únicamente en subsuelo en el área de Mar del Plata, es la Formación Punta Mogotes (Borrello, 1962).

En superficies de importante exposición a la acción de la meteorización se han reconocido en forma más o menos desarrollada paleosuelos ó superficies de tipo "gruss" de composición arcósica y/o cuarzo-caolinítica, los cuales se habrían originado previamente a la sedimentación marina de la cuenca (Zalba *et al.*, 1993).

Iñiguez *et al.* (1989) determinaron inicialmente la presencia de cinco secuencias deposicionales de la cuales tres serían de edad rifeana, una del Vendiano y otra ordovícica.

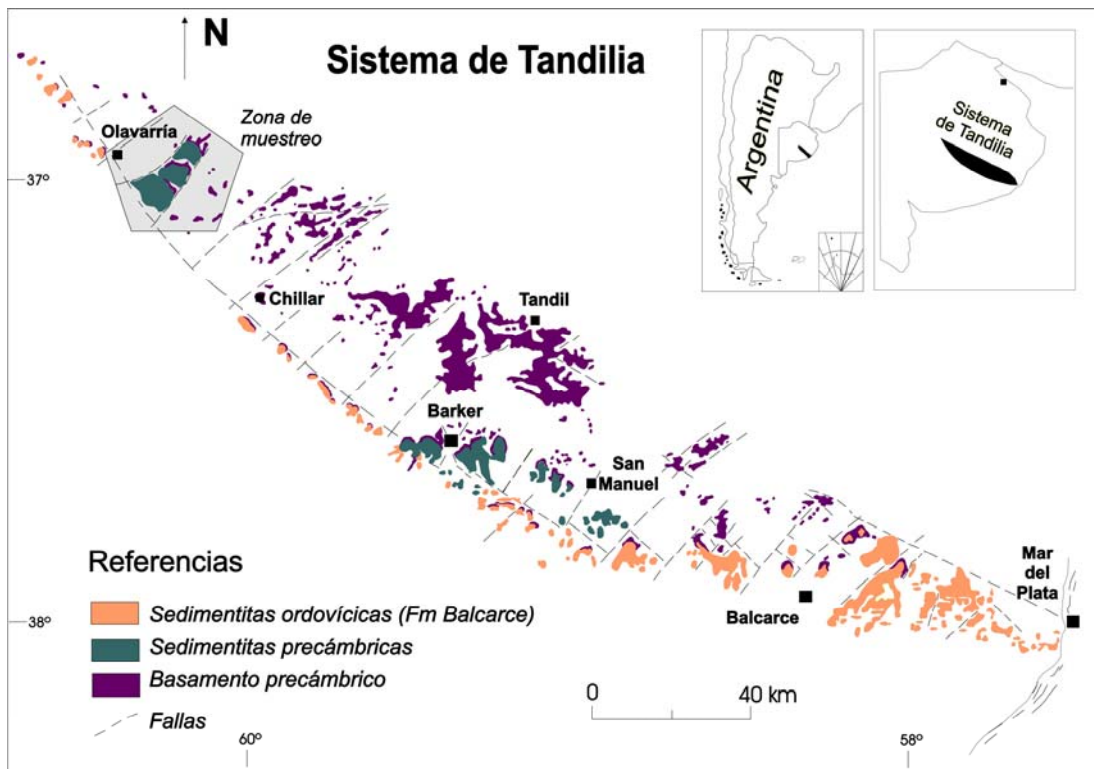


Figura 1.1 Mapa del basamento cristalino y cubierta sedimentaria precámbrica/paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. Modificado de Gómez Peral (2007).

Más tarde, Spalletti *et al.* (1996) le asignarían a las mismas la siguiente denominación (de base a techo): Secuencia Tofolletti, Secuencia Malegni, Secuencia Villa Fortabat, Secuencia La Providencia y Secuencia Batán.

En estudios recientes Poiré y Spalletti (2005) señalan la presencia de una nueva secuencia de depositación bajo la denominación de Secuencia Diamante, la cual se corresponde con las Formaciones Las Águilas y Olavarría, (Cuadro 1.B1).

Como puede observarse, Poiré y Spalletti (2005) proporcionan un nuevo ordenamiento estratigráfico mediante el que se confirma la ubicación estratigráfica de la Formación Las Águilas, por debajo de las calizas de la Formación Loma Negra, como así también la ausencia de la Formación Balcarce en la zona de Cuchilla de las Águilas (Cuadro 1.B.1). Con este importante aporte dichos autores, proveen por un lado de un mayor grado de comprensión de la estratigrafía y adicionalmente la simplificación del marco geológico de la cubierta sedimentaria del Sistema de Tandilla.

ERAS-PERIODOS	UNIDADES ESTRATIGRAFICAS			SECUENCIAS DEPOSITACIONALES	
	REGIÓN NO	REGIÓN CENTRAL	REGIÓN SE		
CAMBRO – ORDOVÍCICO	FM BALCARCE	FM BALCARCE	FM. BALCARCE	BATÁN	
? CAMBRICO	FM. CERRO NEGRO		DIAMIC. SRRAS. VOLCÁN	FM. PUNTA MOGOTES	
					LA PROVIDENCIA
	~580-590 Ma	FM. LOMA NEGRA		FM. LOMA NEGRA	VILLA FORTABAT
		FM. OLAVARRÍA		FM. LAS ÁGUILAS	DIAMANTE
	NEO-PROTE-ROZOICO	GRUPO SRRAS BAYAS	GRUPO SRRAS BAYAS	FM. CERRO LARGO	MALEJNI
~800-900 Ma	FM VILLA MÓNICA		FM VILLA MÓNICA	TOFOLETTI	
PALEOPROTE-ROZOICO ~2200-2000 Ma	COMPLEJO BUENOS AIRES				

Cuadro 1B.1 Cuadro estratigráfico y secuencial de la cubierta sedimentaria precámbrica/paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. Modificado de Poiré y Spalletti (2005).

1C. GEOLOGÍA DEL GRUPO SIERRAS BAYAS

1C.1 INTRODUCCIÓN

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.

La cubierta sedimentaria precámbrica del sector noroeste del Sistema de Tandilia, en la zona Olavarría (Fig. 1.1), está conformada por una serie de unidades litoestratigráficas compuestas esencialmente de una amplia gama de rocas sedimentarias silicoclásticas y carbonáticas: conglomerados, brechas, arenitas y vaques cuarzosas, areniscas glauconíticas, fangolitas, limolitas, arcilitas, lutitas, ferrilitas, *mudstones*, *grainstones*, *boundstones* dolomíticos - estromatolíticos y ftanitas.

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.

Estas unidades han recibido distintas denominaciones a lo largo de los años (véase Poiré, 1987b para mayores referencias). En los últimos tiempos, a través de estudios sedimentológicos y mineralógicos, del análisis de sus facies sedimentarias y la presencia de discordancias regionales (Zalba, 1978; Leveratto y Marchese, 1983; Poiré, 1987, 1993; Zalba, *et al.* 1978; Iñiguez *et. al.*, 1989; Poiré y Spalletti, 2005), se han podido definir secuencias de depositación, determinar las variaciones relativas del nivel del mar, y reconstruir los paleoambientes sedimentarios y la historia de su depositación. Asimismo, esto ha permitido sintetizar la estratigrafía, como se muestra en la figura 1.2, compuesta por un nivel de alteración del basamento y el Grupo Sierras Bayas.

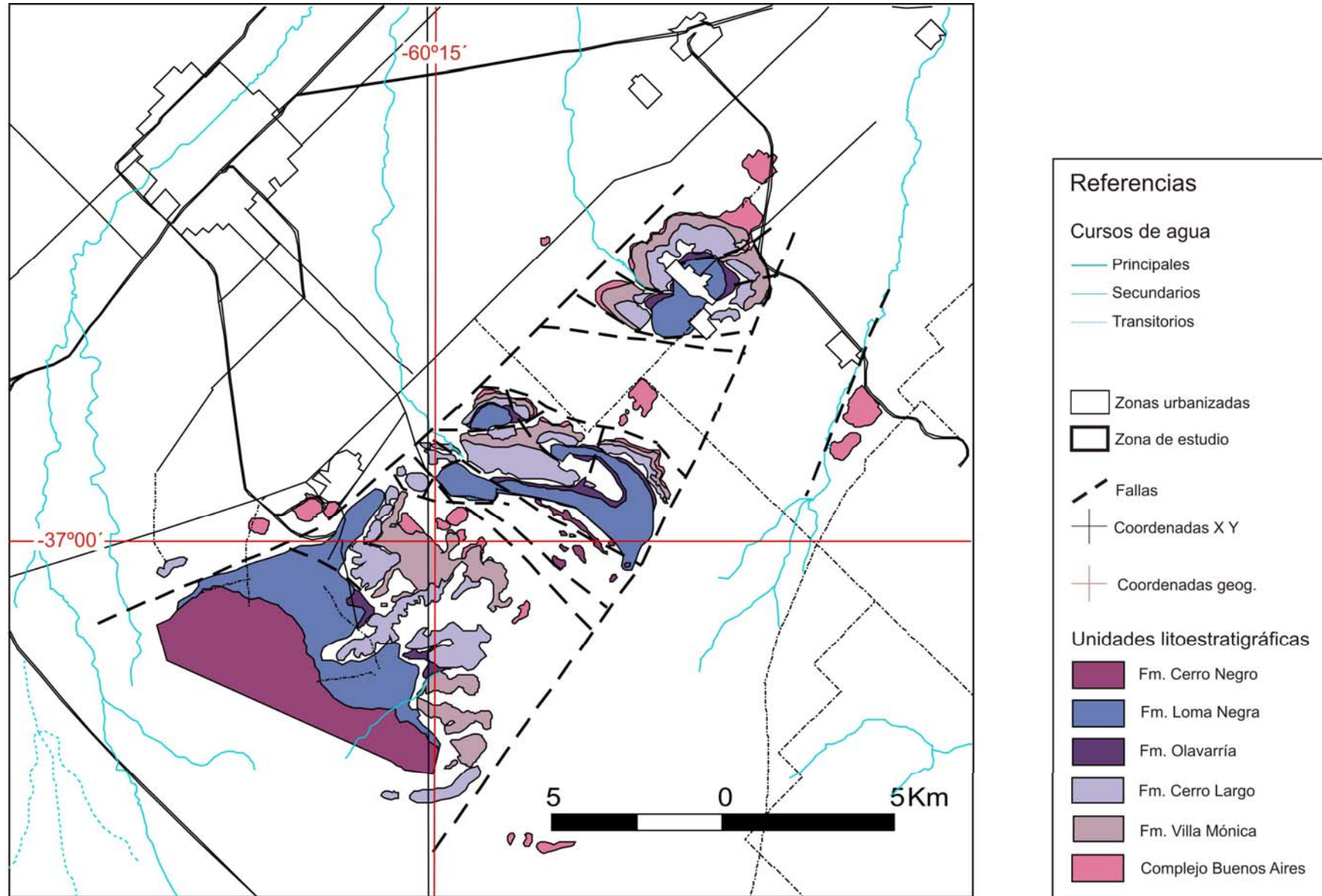


Figura 1.2 Mapa de la región de Sierras Bayas – Olavarría

1C.2 GRUPO SIERRAS BAYAS

En el área de Olavarría (Fig. 1.2), las sucesiones neoproterozoicas del Grupo Sierras Bayas están compuestas por las formaciones Villa Mónica, Cerro Largo, Olavarría y Loma Negra, con un espesor de ~185m (Poiré, 1993, Poiré y Spalletti, 2005), y por encima de este Grupo se encuentra la Formación Cerro Negro (Figs. 1.2, 1.3, 1.4). Entre el basamento cristalino y la cobertura sedimentaria neoproterozoica/paleozoica inferior se reconocen rocas saprolitizadas arcósicas y cuarzo-caoliníticas que marcan superficies de intensa meteorización (Poiré, 1987a; Zalba et al., 1992). Las unidades litoestratigráficas que integran el Grupo Sierras Bayas fueron agrupadas por Poiré y Spalletti (2005) en cuatro secuencias deposicionales (Cuadro 1B.1) quienes las denominaron como: Tofolletti (I), Malegni (II), Diamante (III) y Villa Fortabat (IV) (Cuadro 1B.1). En forma discordante se dispone por encima del Grupo Sierras Bayas, la Formación Cerro Negro o Secuencia La Providencia.

Toda la sucesión sedimentaria estudiada se caracteriza por no haber sido afectada por metamorfismo y encontrarse prácticamente sin signos de deformación.

La secuencia deposicional más antigua del Grupo Sierras Bayas es la denominada secuencia Tofolletti, de 52 a 70 m de espesor; Fig. 1.3), ésta es equivalente a la Formación Villa Mónica la cual presenta dos asociaciones de facies sedimentarias: a) una basal compuesta de arenitas cuarzo-arcósicas y b) otra superior dolomítico-pelítica que incluye dolomías estromatolíticas y lutitas y margas en el techo. Con la asociación de facies cuarzo-arcósicas definida por Poiré (1987), se inicia una trasgresión del mar sobre la zona de alteración del basamento. Según este autor la depositación comenzó en algunos sectores con un ortoconglomerado basal, cuarzo-arcósico, de grano fino, y en otros directamente con psamitas. Por encima se encuentran vaques arcósicas, arenitas subarcósicas y finalmente arenitas cuarzosas, lo cual refleja un progresivo aumento en la selección del agente y evolución hacia condiciones litorales más estables. Este paquete silococlástico culmina con facies lutíticas con intercalaciones de niveles delgados de areniscas.

En este trabajo, esta unidad (a) pudo medirse y estudiarse enteramente a través de perforaciones con testigo que atravesaron la unidad desde el sector inferior de la Fm. Cerro Largo hasta el basamento, donde se registraron espesores de 6,5m;

14 m y 20,6m según la perforación. En estas se encontraron areniscas, vaques y pelitas con sábulos muy dispersos, niveles conglomerádicos de escasos centímetros, y pelitas verdes con delgadas intercalaciones arenosas en el tope. Solamente en una de éstas se encontró un nivel de chert en el techo de la asociación de facies cuarzo arcósica. Asimismo el *gruss* o nivel de alteración del basamento en algunos de los pozos no aparece y en otro alcanza hasta 5m de potencia.

La asociación de facies dolomíticas y pelíticas tiene un espesor de 36 a 52 m y está compuesta por dolomías estromatolíticas, laminadas, pelitas verdes interbiostromales y lutitas, Poiré (1987, 1993). Justo por debajo del paquete dolomítico se destaca la presencia de lentes fosfáticos en pelitas asociados a niveles ricos en chert y goethita. En el techo de esta unidad se han reconocido niveles margosos violáceos supradolomíticos con concreciones carbonáticas y venas de calcita paralelas a la estratificación con estructura interna tipo diente de perro relacionadas a la acción de diagénesis meteórica tardía.

Por encima de la Formación Villa Mónica se reconoce a la Formación Cerro Largo la cual es el equivalente a la Secuencia Malegni y tiene unos 40 m de espesor. La misma está delimitada en su base por una importante discordancia, mientras que en su techo presenta un pasaje transicional identificado en el área de Sierras Bayas (Poiré, 1987; Poiré y Spalletti, 2005). En el sector basal esta unidad está constituida por una diamictita asociada a una brecha de chert, y lutitas y areniscas finas glauconíticas finamente laminadas. En el sector superior de esta secuencia se reconocen arenitas cuarzosas que culminan en el tope con intercalaciones heterolíticas de areniscas gris blanquecinas y pelitas amarillentas. Estas fueron asignadas por Poiré (1987, 1993) a dos asociaciones de facies: pelítica y heterolítica (inferior) y una psamítica cuarcítica (superior).

La diamictita de la parte basal está representada por fangolitas amarillentas, rojizas, violáceas y blanquecinas, con lentes de brechas de ftanita y brechas diamictíticas, grandes bloques cuarcíticos, en litosomas interdigitados y deformados. Resulta evidente la influencia de agentes poco selectivos en el origen de esta facies. Sin embargo dada la escasez de afloramientos no se puede afirmar si se asocian a procesos de *slumps*, o si pudieran tener un origen glacial o por la acción de flujos subácueos (Poiré, 2004), ya que podrían ser relacionados a las glaciaciones del Sturniano (720-740 Ma).

La Secuencia Diamante (Formación Olavarría), ha sido recientemente definida por Poiré y Spalletti (2005). Esta unidad presenta un contacto basal de tipo transicional con respecto a la unidad cuarcítica subyacente dado por la intercalación de pelitas y areniscas. Cabe destacar que la Formación Olavarría fue definida previamente por Andreis et al. (1996), para la cual habrían inferido una discordancia en el contacto inferior.

La misma tiene unos 35 m de espesor y está conformada por una asociación de facies pelíticas y heterolíticas. En el sector inferior-medio está constituida por arcilitas y limolitas amarillentas de 27 m de espesor con estratificación mixta, que va de ondulosa a lentiforme hacia el tope. Se intercalan en estas pelitas, capas delgadas (8- 20 cm) paralelas a la estratificación, concrecionales, con tenores de óxidos de hierro de hasta 70%. En el sector superior se observa la facies de arcilitas rojizas (de 8 m de espesor), que poseen concreciones carbonáticas aplanadas de color gris claro.

La Secuencia Villa Fortabat, es la más joven dentro del Grupo Sierras Bayas (Fig. 2 y 3), la misma tiene una potencia de 40 m y está compuesta casi exclusivamente de calizas micríticas (rojizas en la parte basal y negras en la parte media y superior) las cuales se habrían originado en ambientes de rampa y plataforma restringida o albufera respectivamente. Esta secuencia es el equivalente a la Formación Loma Negra (Poiré, 1993). Las trazas fósiles de *Helminthopsis isp.*, y posibles marcas de medusas fueron identificadas por Poiré et al, (2003). La presencia de *Cloudina* cf. *C. riemkeae* en estas facies carbonáticas, fue reportada por primera vez por Gaucher et al, (2006).

Por encima del Grupo Sierras Bayas se apoya discordantemente la Formación Cerro Negro (Iñiguez y Zalba, 1974). La superficie de discordancia erosional ha sido atribuida a cambios eustáticos del nivel del mar (Barrio et al., 1991). El resultado de la disolución meteórica de los sedimentos carbonáticos fue interpretado como una superficie cárstica en la cual se concentraron arcillas residuales y una brecha de chert. Asimismo, se reconocen fases fosfáticas, tales como apatita recristalizada por reemplazo de fosfatos amorfos en condiciones oxidantes (Leanza y Hugo, 1987).

Con respecto a la mencionada discontinuidad estratigráfica se le ha dado a la misma una connotación regional, a partir de su correlación con superficies similares en perfiles de otras localidades neoproterozoicas del SW de Gondwana tales como las

representadas en Uruguay, Brasil, Sudáfrica y Namibia, y ha sido denominada como superficie "Barker" (Poiré et al, 2007). Estos autores atribuyen su origen a un período importante de glaciación (c. 580 Ma) vinculado a un importante descenso del nivel del mar.

La Formación Cerro Negro (ó Secuencia La Providencia; Figs. 1.2 y Cuadro 1B.1) tiene más de 150 m de potencia, está integrada por margas y mudstones carbonáticos en la parte basal, seguido por sucesiones arcilíticas y heterolíticas, estas últimas dadas por intercalaciones de areniscas finas y arcilitas principalmente formadas en planicies de marea alta a baja.

Sobre la base de los perfiles relevados en los alrededores de Olavarría, se han podido determinar para la cubierta sedimentaria de Sierras Bayas, un espesor máximo para esta unidad de 185 m, conformada por una sucesión en la cual se han identificado cuatro secuencias depositacionales. (Fig. 1.3).

Dentro del Grupo Sierras Bayas se reconocen 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. Esta última constituye asimismo, el tope del Grupo Sierras Bayas. Los contactos entre las formaciones Cerro Largo y Olavarría, y Olavarría y Loma Negra están caracterizados por pasajes de tipo transicional en los que se reconoce cambios en las condiciones ambientales y del tipo litológico correspondiente.

1C.1.1 Edad del Grupo Sierras Bayas

Los datos geocronológicos que se conocían hasta principios de la década del 90 del Grupo Sierras Bayas y Formación Cerro Negro ubicaban a estas unidades en un rango comprendido entre los 800 y 700Ma. En este sentido, Poiré (1989, 1993) 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 (e.g. Semikhatov, 1975, 1991). Una edad Rb/Sr de 793 ± 32 Ma fue obtenida por Cingolani y Bonhomme (1988) de las pelitas verdes interbioestromales, interestratificadas en la Formación Villa Mónica, la misma fue interpretada como una edad de diagénesis y resulta correlacionable con los datos bioestratigráficos.

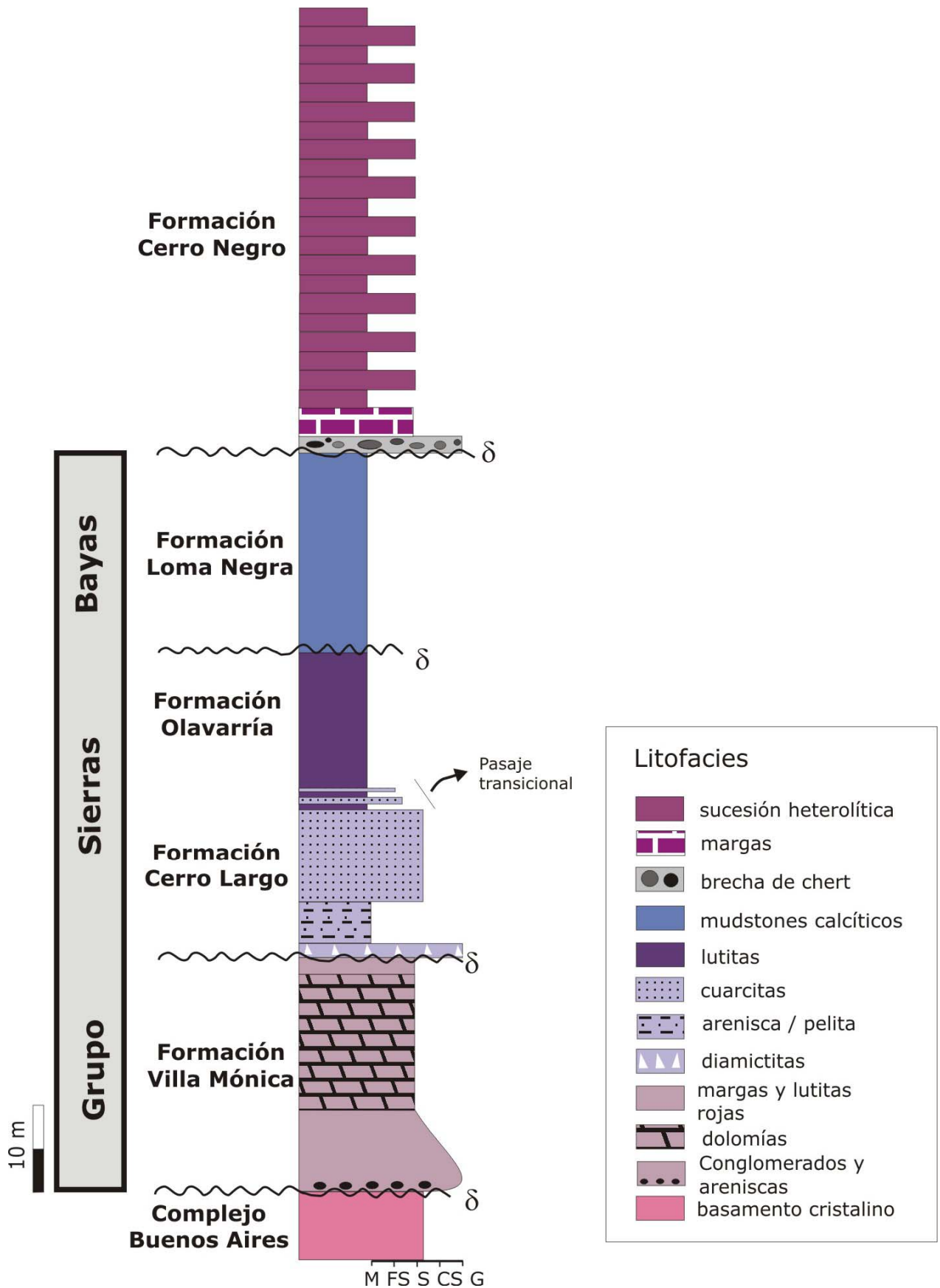


Figura 1.3. Perfil esquemático del Grupo Sierras Bayas y Formación Cerro Negro.

Para la Formación Cerro Largo se reportaron edades por isocrona Rb/Sr en roca total de lutitas de 725 ± 36 Ma (Kawashita et al., 1999a). Anteriormente, Bonhomme y Cingolani (1980) habían dado a conocer una edad Rb/Sr de 769 ± 12 Ma para la misma unidad.

Por otro lado, Cingolani y Bonhomme (1982) obtuvieron una edad Rb/Sr de 723 ± 21 Ma en fracciones finas de la Formación Cerro Negro, mientras que un análisis de K/Ar en roca total obtenido apuntaba a una edad depositacional mínima de 680 Ma (Cingolani et al., 1991). Mas tarde se dieron a conocer otros resultados de edades Rb/Sr en roca total de 734 ± 48 Ma, que fueron interpretados como edad de la diagénesis de la Formación Cerro Negro (Kawashita et al., 1999a). Sin embargo, se recomienda tener cautela ante las interpretaciones de edades en pelitas y roca total Rb/Sr y K/Ar, teniendo en cuenta los resultados obtenidos por Gaucher et al. (2006) y Gómez Peral et al. (2007).

En el estudio de las edades en circones detríticos realizado por Rapela et al (2005) y más tarde por Gaucher et al (2006) se dan a conocer los resultados de edades U-Pb en muestras de areniscas Neoproterozoicas depositadas por encima del Cratón del Río de la Plata en Uruguay y Argentina. Según los mismos las muestras analizadas para el Grupo Sierras Bayas muestran varios espectros de edades diferentes. Las areniscas de la Formación Villa Mónica presenta una población de circones de distribución de edades unimodal con pico en el Transamazónico (2.14 Ga). Por su parte, las areniscas de la Formación Cerro Largo se caracterizan por una población dominante de circones transamazónicos (2.15, 2.0 y 1.79), pero también presenta arqueanos, del Paleoproterozoico inferior (3.33, 2.99, 2.7, 2.47 Ga) como así también del Mesoproterozoico (1.56, 1.24 y 1.07).

1C.1.1.1 Bioestratigrafía – antecedentes

El estudio de la bioestratigrafía de la cubierta sedimentaria del Sistema de Tandilia ha permitido el reconocimiento de numerosas evidencias de la biocenosis como son la presencia de estromatolitos, biopelículas, trazas fósiles (Poiré, 1993), y acritarcas (Cingolani et al, 1991).

Más tarde, Gaucher et al, (2006), realizaron una comparación de la lito- bio- y quimioestratigrafía de sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico del Cratón del Río de la Plata, en las que incluyen al Grupo Arroyo del Soldado (Uruguay) y

Grupo Sierras Bayas – Formación Cerro Negro del Sistema de Tandilia (Argentina). Ambas sucesiones se caracterizan por la intercalación de unidades carbonáticas y siliciclásticas, así como por un ambiente geotectónico correspondiente a un margen continental pasivo. 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. Una microflora de acritarcas de baja diversidad ocurre en el Grupo Arroyo del Soldado y en el Grupo Sierras Bayas- Fm. Cerro Negro. En este último, la asociación de microfósiles está dominada por esferomorfos, principalmente *Leiosphaeridia*, siendo comparable a la asociación de *Leiosphaeridia-Lophosphaeridium* del Grupo Arroyo del Soldado. Se reportaron por primera vez para la Formación Villa Mónica las siguientes especies de acritarcas: *Leiosphaeridia minutissima*, *Leiosphaeridia tenuissima* y *Synsphaeridium* sp. Tratándose de los fósiles más antiguos que se conocen en territorio de Argentina. En la Formación Cerro Largo superior aparece *Leiosphaeridia tenuissima* como elemento dominante y una sola vesícula de *Leiosphaeridia minutissima*, sumándose a previas descripciones de acritarcas de esta unidad. En la Formación Cerro Negro pudieron aislarse acritarcas asignables a *Leiosphaeridia tenuísima* Gaucher et al. (2006).

Asimismo, en cuanto al contenido fósil de la Formación Cerro Negro, se ha reconocido en la parte basal margas y mudstones con *Skolithos* (Poiré et al., 2003). La presencia de acritarcas ya había sido reportada por Cingolani et al. (1991), los cuales se describen como formas simples de *Synsphaeridium* sp., *Trachysphaeridium* sp. y *Leiosphaeridia* sp. Estos autores sugirieron que esa asociación de microfósiles podría ser asignada tentativamente a una edad Vendiana.

Los avances más recientes de los trabajos de Gaucher et al. (2005) permitieron dar a conocer la presencia de valvas primitivas de *Cloudina*, en la Formación Loma Negra, la cual es ampliamente considerada como un fósil guía del Ediacariano tardío. Esto junto a los datos isotópicos de C y O aportados por Gómez Peral et al. (2007), permitieron ajustar aún más la edad de la unidad en alrededor de los 580-590Ma.

Por otro lado, los estudios micropaleontológicos de la Formación Cerro Negro indicaron que la asociación de acritarcas allí presentes podrían ser referidos dos al límite Vendiano-Cámbrico inf. (Gaucher com pers). En el mismo sentido puede también asociarse al evento fosfogénico ocurrido en ese mismo momento y que

dejó impresa su insignia en la base de la Fm Cerro Negro (Leanza y Hugo, 1982 y Gómez Peral et al, 2005).

CAPITULO 2

METODOLOGÍA

CAPÍTULO 2

METODOLOGÍA

2.1 INTRODUCCIÓN

La metodología utilizada es la que se aplica dentro de los mecanismos contemplados por el método científico en investigaciones básicas, la cual se basa en la descripción, diagnosis, determinación, comparación, análisis y clasificación de los elementos disponibles en exposiciones geológicas (canteras, secuencias sedimentarias, estructuras); sumada a las obtenidas en el laboratorio y gabinete.

Sobre la base de lo expuesto, el plan de trabajo ha apuntado principalmente a producir información sobre la petrología, diagénesis, geoquímica y mineralogía, que se integrará con la información precedente acerca de la sucesión sedimentaria del Grupo Sierras Bayas, a los efectos de establecer un modelo petrológico-diagenético integral de las unidades en estudio.

2.2 REVISIÓN Y ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN EXISTENTE

Durante la 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 este mismo sentido, si bien la bibliografía disponible resultó ser muy abundante, la mayor parte de los trabajos existentes, tanto de carácter regional como de detalle, hacen referencia principalmente a las características sedimentológicas y paleoambientales. Sólo en unas pocas contribuciones se exponen escasamente algunas de las características petrológicas de estas unidades, no existiendo estudios de detalle exhaustivos sobre los procesos post-depositacionales que acontecieron en la zona de trabajo.

Por otra parte, se intensificó la lectura bibliográfica de trabajos sedimentológicos específicos, como por ejemplo los referidos al estudio de la petrología, diagénesis, geoquímica, tanto de las facies carbonáticas como silicoclásticas, arcillas, geoquímica de fosfatos, etc. También se analizaron numerosas contribuciones acerca del estudio de isótopos estables del Neoproterozoico.

Mediante esta tarea se pudo establecer fehacientemente el estado actual del conocimiento sobre el Grupo Sierras Bayas y la Formación Cerro Negro, y se adquirieron herramientas teóricas fundamentales para el estudio específico de las unidades que comprenden al mencionado grupo.

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.

2.3 TAREAS DE CAMPO

Relevamiento de perfiles (1:100) en canteras o afloramientos: esta tarea se realizó capa por capa. Durante el mismo se reconocieron los diferentes tipos litológicos, se identificaron y describieron las estructuras sedimentarias primarias, se caracterizaron las discontinuidades que limitan los cuerpos de roca, y de las discontinuidades internas, se reconocieron y describieron los contactos de las formaciones con las unidades infra y suprayacentes.

De los perfiles relevados en el campo se presenta un esquema resumido de las facies y asociaciones de facies sedimentarias reconocidas en cada uno (Fig. 2.1).

Muestreo, esquematización y fotografiado de las sedimentitas, estructuras, etc. Las tareas de muestreo se llevaron a cabo en la mayoría de los casos con un espaciado entre muestra de 0,5 a 1m, ya que este fue un requisito fundamental para efectuar algunos análisis.

En una primera etapa (2002-2004) se levantaron seis perfiles de detalle (escala 1:100; Fig. 2.1) en cuatro viajes de campo, en los que se recolectaron un total de 335 muestras, para ser analizadas en detalle mediante trabajo de laboratorio. Las localidades estudiadas (fundamentalmente, canteras originadas a partir de las explotaciones mineras en la región), fueron: Cantera Tres Antenas (en el área de Sierras Bayas o Núcleo Septentrional), Canteras Volcamaq, El Polvorín y Cementos Avellaneda S.A., Afloramientos en el Cerro Tres Lomas, Cantera Cerro Negro (en el Núcleo Central), dónde se encuentran aflorando las sedimentitas de las formaciones Villa Mónica, Cerro Largo, Olavarría, Loma Negra y Cerro Negro; y dos pequeños laboreos ubicados en las cercanías de la nueva planta de la empresa Loma Negra: "La Pampita", al borde de un camino no pavimentado (en el Núcleo Austral), en dónde aflora la asociación de facies psamíticas y pelíticas de la base de la Fm. Cerro Largo. En algunas de estas secciones se aprecian claramente las relaciones verticales con las unidades adyacentes y debido a las numerosas labores mineras de la región los afloramientos son de muy buena calidad. Asimismo se destaca la baja complejidad estructural.

En una segunda etapa (2004-2006), se relevaron cinco (5) perfiles de detalle (escala 1:100) en afloramientos y canteras, y seis (6) perfiles de perforaciones (en otros cuatro viajes de campaña cortos) (Fig. 2.1), en los que se recolectaron un total de 183 muestras de mano y 251 muestras de testigos de perforación, para ser analizados en detalle. Las localidades estudiadas (fundamentalmente canteras), incluyeron a: Cantera Malegni I, Cantera Malegni III, Cantera Piedra Amarilla, Cantera Portcecal (en el área de Sierras Bayas o Núcleo Septentrional), Cantera El Polvorín, (en el Núcleo Central). Otras de las tareas de campo incluyeron al análisis, en el afloramiento, de aquellos niveles que por sus atributos microfaciales, químicos y mineralógicos son de importancia en la evolución del Grupo Sierras Bayas (particularmente en relación con superficies o zonas de baja tasa de sedimentación, cambios bruscos en las condiciones ambientales, etc.). Esto ha permitido la identificación de superficies de erosión, truncamientos deposicionales, superficies de máxima inundación, paisajes cársticos, etcétera. Se procedió al reconocimiento de la geometría de los distintos cuerpos a mesoescala y gran escala. Y se efectuaron muestreos, esquematización y fotografiado de las sedimentitas, estructuras, etc.

Asimismo, se han obtenido datos de estación con GPS para el ajuste de las coordenadas geográficas y desarrollo del sistema de información geográfica (SIG).

2.4 TAREAS DE LABORATORIO Y GABINETE

Las tareas de laboratorio y gabinete fueron realizadas fundamentalmente en el Centro de Investigaciones Geológicas (C.I.G.), por contar este con instrumentos específicos para la obtención de datos, mientras que otras de estas tareas de laboratorio se llevaron a cabo en la *Rand African University* de Johannesburgo, Sudáfrica, dado algunas de las técnicas de estudio aplicadas como de Microsonda electrónica, Fluorescencia de rayos X y microscopio electrónico de barrido (SEM-BSE-EDX), no se practican en nuestros laboratorios del C.I.G el cual posee otros tipos de equipamientos.

Por otra parte se realizaron análisis de microscopía electrónica en el Laboratorio de SEM del Museo de la UNLP y laboratorio de SEM-BSE-EDX de la facultad de Ciencias de Montevideo, Uruguay.

En adición a esto se obtuvieron resultados de análisis de isótopos estables de C y O en rocas carbonáticas dada la colaboración del Dr. H. Strauss quien realizó los análisis en el laboratorio de la Universidad de Münster, Alemania.

2.4.1 Tareas de laboratorio

1) Difractometría de Rayos X (DRX): Procesamiento de muestras en polvo y orientadas, para estudios composicionales.

- Obtención de muestras glicoladas (usando etilenglicol) durante 24 horas.
- Obtención de muestras calcinadas por calentamiento a 550°C durante dos horas.

Por otra parte se implementó la técnica de análisis de DRX de los residuos silicoclásticos obtenidos en el laboratorio de geoquímica a partir de la disolución de los minerales carbonáticos (Residuo ácido insoluble RAI).

2) Confección de cortes delgados:

- Cortes convencionales de 30µm de espesor para el análisis texturo-composicionales mediante petrografía estándar.

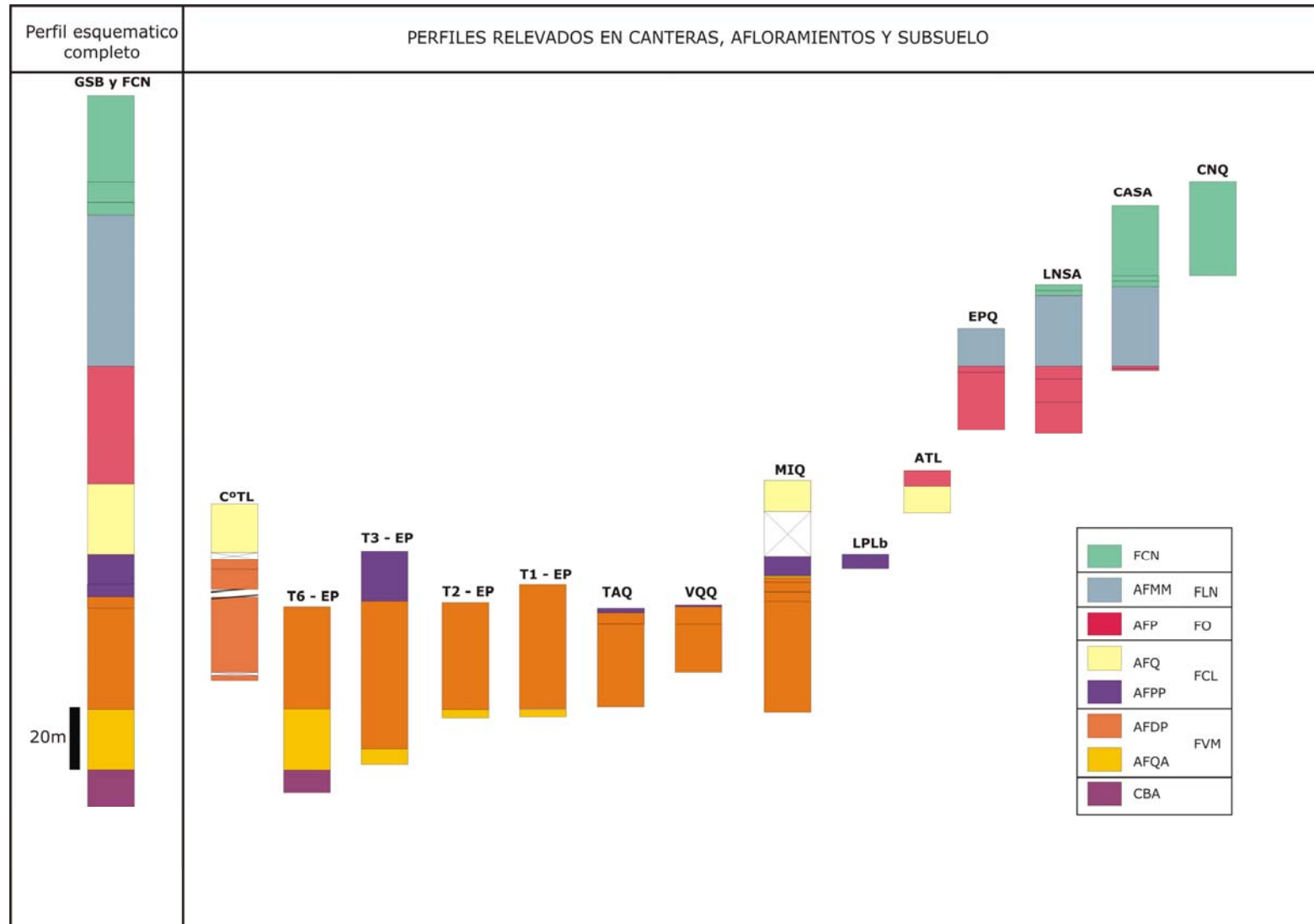


Fig. 2.1. Representación esquemática de los perfiles relevados en el campo del Grupo Sierras Bayas y sus contactos inferior y superior.
Referencias: CBA: Complejo Buenos Aires (Basamento); FVM: Fm. Villa Mónica; AFQA: asociación de facies cuarzo arcósicas; AFDP: asociación de facies dolomítico pelíticas; FCL: Fm. Cerro Largo; AFPP: asociación de facies psamíticas y pelíticas; AFQ: asociación de facies cuarzosas; FO: Fm. Olavarría; AFP: asociación de facies pelíticas; FCN: Fm. Cerro Negro.

- Confección de láminas finamente pulidas (10µc) para estudios mineralógicos y geoquímicos con MEB-EDAX-BSC, Microsonda electrónica y catodoluminiscencia.

3) Tinción de cortes delgados en carbonatos. La adición de alizarina roja S en HCl ha sido utilizada en las facies carbonáticas con la finalidad de distinguir en principio a la calcita de la dolomita. Asimismo, esta tarea permitió reconocer las variantes composicionales dentro de los mosaicos de calcita y cementos calcíticos ya sea por sus contenidos de Fe y Mg.

4) Catodoluminiscencia.

5) Carbonización y/o metalización de cortes delgados y muestras de segmentos pequeños con una capa de grafito u oro, dependiendo de los materiales a analizar y del laboratorio. Esta técnica permite recubrir las láminas pulidas de 10µc de espesor y así obtener las superficies para su posterior análisis con MEB y Microsonda electrónica.

6) Microscopía electrónica de barrido. MEB-EDAX-BSC.

7) Análisis mineralógicos con Microsonda electrónica

8) Análisis químicos:

- Fluorescencia de Rayos X (FRX). Elementos mayoritarios, minoritarios, trazas y tierras raras.

- Residuo Acido Insoluble mediante disolución de carbonatos con HCl.

- Análisis químicos 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).

- Análisis de isótopos estables, las mediciones se llevaron a cabo en un Espectrómetro de masa *Termo-Finnigan Delta plus* en el laboratorio *Geologisch-Paläontologisches Institut, Westfälische Wilhelms-Universität Münster*, Universidad de Münster, Alemania.

2.4.2 Tareas de gabinete

La información obtenida en el campo fue procesada y analizada en gabinete. Las tareas desarrolladas en el mismo son las que se enumeran a continuación:

1) Se dibujaron las columnas sedimentarias, tanto a mano como digitalmente (en este último caso utilizando el programa *Corel Draw*). Esta tarea permitió volcar en forma sinóptica toda la información recolectada en el campo. Asimismo, se generó una columna estratigráfica completa del Grupo Sierras Bayas que involucra a todas las facies y elementos estratigráficos presentes en el mismo.

2) Definición de facies: dado 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 descriptas 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.

3) Descripción detallada y sistemática, bajo petrografía convencional, de las secciones delgadas - Definición de microfacies. Se describieron un total de doscientas diecinueve (219) láminas delgadas, algunas de estas fueron analizadas mediante técnicas no convencionales como: catodoluminiscencia, petrografía calcográfica, microsonda electrónica y microscopía electrónica mediante la combinación de SEM-BSE-EDX.

4) Lectura e interpretación de difractogramas de rayos X. En una primera instancia se analizaron un total de 149 muestras. Las determinaciones mineralógicas se hicieron implementando el programa *Origin 5 y 6*®.

Mediante esta técnica se analizaron, en esta segunda etapa, un total de 86 muestras. Sobre el análisis de los resultados en Roca Total se distinguieron litologías de mudstones micríticos, dolomías, pelitas silicoclásticas, margas, areniscas cuarzosas, areniscas glauconíticas, lutitas, conglomerados, brechas, niveles de chert, niveles de fosfatos, gruss y granitoides del basamento. Luego se hicieron análisis mediante la técnica de Arcillas encontrando tanto componentes

relacionados a procesos predeposicionales como postdeposicionales. Por otra parte, dada la identificación de clorita de origen autigénico en las calizas, se realizaron análisis por microsonda electrónica mediante los cuales se determinó su composición exacta.

5) Elaboración de modelos en base al conocimiento de la estratigrafía de isótopos estables teniendo en cuenta las microfacies definidas y los atributos geoquímicos y mineralógicos de las sucesiones carbonáticas. Comparación de estas con otras unidades de características similares.

6) Elaboración de un SIG: EL tratamiento digital de imágenes satelitales mediante el uso de diferentes *softwares*, combinación de bandas, georreferenciación de las imágenes, cartas topográficas, mosaicos fotográficos permitió la interpretación e integración de la información aportada por diferentes rasgos mediante la generación de Sistema de Información Geográfico (SIG) del área de Sierras Bayas-Olavarría (ver capítulo 3).

7) Interpretación de los datos de isótopos estables de C y O, los que permitieron establecer una correlación preliminar con unidades semejantes del Neoproterozoico en otros sectores del margen sud-occidental del continente de Gondwana. Asimismo a partir de tales datos se pudieron inferir edades en base al isótopo de ^{13}C y también las tendencias diagenéticas de las unidades carbonáticas en sentido vertical.

2.5 ELABORACIÓN INTELECTUAL DE LA INFORMACIÓN OBTENIDA

Con el cúmulo los resultados obtenidos a partir de las tareas antes descritas se realizaron interpretaciones de los procesos geológicos, especialmente los petrológicos y diagenéticos que dieron lugar a la formación de las sedimentitas estudiadas y la definición del marco paleogeográfico en que tuvo lugar su depositación. Asimismo, se ha elaborado un modelo evolutivo diagenético de detalle.

El avance en el conocimiento de isótopos estables de C y O que permitió inferir edades y establecer las tendencias diagenéticas de las unidades carbonáticas en

sentido vertical. Asimismo, a partir de tales datos se pudieron correlacionar en forma preliminar estas unidades con otras de característica semejantes del Neoproterozoico en otros sectores del margen sud-occidental del supercontinente de Gondwana, fundamentalmente en secuencias de Uruguay y Brasil.

CAPITULO 3

SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICO

CAPÍTULO 3

SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA - SIERRAS BAYAS

3.1. DEFINICIONES

Un sistema de información geográfica o SIG (más conocido como GIS por su sigla en inglés) es un dispositivo informático con gran capacidad para analizar datos espaciales y a su vez permite la combinación de distintas funciones operativas definidas sobre este tipo de información:

- incorporación y almacenamiento de datos
- creación de una base de datos coherente y económica que conserve sus características
- gestión y manipulación para interrogar a la base de datos
- análisis y generación de nueva información
- representación de los datos

En otras palabras un SIG es un sistema capaz de almacenar, desplegar y analizar información georreferenciada. El software (utilizado) ARCVIEW reúne tales condiciones ya que constituye un programa informático diseñado para determinadas funciones y una base de datos especializada (Torrusio, 2004).

Las definiciones tradicionales describen a los SIG como un conjunto de *hardware*, *software*, datos, personas y procedimientos; organizados para capturar, almacenar, actualizar, manejar, analizar y desplegar eficientemente rasgos de información referenciados geográficamente. Una definición más actual, y puntual es: la de un sistema que por medio de computadoras y datos geográficos ayuda a un mejor entendimiento del mundo y permite resolver problemas frecuentes.

A través de un SIG los mapas pueden ser integrados y correlacionados fácilmente con múltiples datos. De hecho, mediante un campo común de referencia, cualquier información en una tabla puede visualizarse en un mapa instantáneamente, y cualquier problema representado en un mapa puede analizarse varias veces. Al contrario de lo que sucede con mapas tradicionales, los

mapas en un SIG cambian dinámicamente en la medida que los datos alfanuméricos son actualizados. En la práctica, un SIG permite mapear cualquier información que esté almacenada en bases de datos o tablas que tengan un componente geográfico, lo cual posibilita visualizar patrones, relaciones y tendencias. Con el SIG se tiene una perspectiva nueva y dinámica en el manejo de la información, con el fin de ayudar a tomar mejores decisiones (Backnoff y Velásquez, 2002).

3.1.1 Funciones

En el lenguaje utilizado por los sistemas de información geográficos se denominan funciones a las siguientes etapas de elaboración del mismo:

Preprocesamiento: esta etapa está constituida por la incorporación y almacenamiento de datos (digitalización, edición, topología, proyecciones, formatos, atributos).

Generación de una base de datos: archivo de datos, modelado de datos, consulta de atributos.

Análisis y generación de nueva información: Operaciones (medición, intersección, superposición, buffer, clasificaciones).

Representación: mapas, tablas, figuras, figuras 3d, etc.

Los SIG pueden responder una serie de preguntas, esta capacidad los hace notablemente útiles para la consulta de cualquier información sobre el área analizada. Tales preguntas son: Que es?; Donde está?; Ha cambiado?; Que datos se relacionan?; y Que pasaría si?.

3.1.2 Dato geográfico

El dato geográfico se caracteriza por presentar dos componentes: 1) una Componente Temática, constituida por los atributos y 2) una Componente Espacial dada por las coordenadas, dando la construcción de la topología.

3.1.3 Atributos ó descriptores semánticos

Los atributos ó descriptores semánticos están integrados por las *coordenadas*, que son los descriptores geométricos y la *topología* ó descriptores topológicos que son los que establecen la relación entre los objetos.

3.2. INTRODUCCIÓN

En la actualidad, el mapeo de las unidades geológicas y sus atributos reclaman sistemas eficientes de manejo y análisis de la información, en términos de velocidad de procesamiento, capacidad de almacenamiento, versatilidad y confiabilidad. Para aspirar a cumplir con lo anterior, resulta indispensable disponer de los mecanismos para garantizar la generación y acopio del insumo esencial para que funcione el sistema, esto es, de los datos.

En tal sentido, la generación de este SIG proporcionará una respuesta a la demanda por obtener información precisa y actualizada sobre la localización, condiciones y características de la geología y los rasgos asociados con la inminente actividad minera de la Región de Olavaria y Sierras Bayas.

Se enfatiza que este trabajo pueda resultar la fase inicial y plataforma de partida un Sistema de Información Geográfico mucho más completo para la región de las Sierras Bayas, mediante la obtención en el campo de nuevos puntos con el empleo de receptores GPS (Sistema de Posicionamiento Global) para generar información geográficamente referenciada y dentro un Sistema de Información Geográfica (SIG) para el procesamiento posterior de los datos y programación de la interfaz para el usuario final.

El SIG-SB es, en suma, la solución propuesta al problema de la carencia de un sistema integral de información en la zona de estudio. Que permite la interrelación de las bases de datos en su expresión territorial, desde un ambiente gráfico de fácil manejo, con funciones diversas de consulta y despliegue visual, análisis espacial y representación cartográfica.

Asimismo, el SIG-SB es el resultado de la recopilación de información obtenida 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 involucra diversas actividades tanto científicas como aplicadas. Desde un principio el objetivo es el de proporcionar una herramienta útil que contribuya a la planeación, gestión y operación de la información obtenida y de la que surge actualmente. Entre las actividades realizadas con este propósito se destacan fundamentalmente dos, por un lado, la correspondiente a la construcción del cimiento del sistema en sí mismo, es decir, a la generación de la información georreferenciada de la zona de las Sierras Bayas, mediante el levantamiento de puntos con el empleo del GPS y la utilización de cartas topográficas e imágenes satelitales *Landsat*; la segunda actividad fundamental consiste en diseñar, integrar, estructurar y programar, con la plataforma del SIG, las funciones, operaciones e interfaz gráfica del SIG-SB.

3.3. OBJETIVOS

El desarrollo de este SIG-SB contempló la generación de archivos digitales que contengan los datos georreferenciados de una superficie de aproximadamente 760 Km².

El objetivo central del SIG-SB se resume en diseñar, estructurar e implantar un sistema informático eficiente, versátil y sencillo para el registro, análisis y representación de la información geográfica y estadística relacionada a esta zona de importantísima actividad minera del partido de Olavaria. Como objetivos particulares, por un lado, se propone diseñar un mecanismo de acceso, consulta y representación de la información futura generada por otras fuentes y medios relacionados con el área, y por otra parte, sistematizar el registro y actualización de la información georreferenciada relativa a la geología de la región para de ahí desarrollar un esquema metodológico y conceptual para la utilización del SIG-SB por distintas entidades del sector público y privado que puedan beneficiarse de su existencia.

Por otra parte se pretende elaborar un mapa geológico estructural con la incorporación de una base de datos referenciados geográficamente (datos que

proviene tanto de la recopilación bibliográfica como así también del desarrollo de las tareas de campo durante este trabajo) en el área de Olavaria – Sierras Bayas, que corresponde al sector noroccidental del Sistema de Tandilla, provincia de Buenos Aires (Fig. 3.1).

Asimismo, sobre el mapa geológico georreferenciado generado en la etapa anterior, se pretende digitalizar las coberturas de drenaje, caminos, red de ferrocarriles y rutas de acceso, canteras, áreas urbanizadas, etc., de manera de enriquecer la información acerca del área de trabajo.

3.4 ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende los afloramientos del sector nor-occidental del Sistema de Tandilla, fundamentalmente los tres núcleos de las Sierras Bayas, en los alrededores de Olavaria, Provincia de Buenos Aires (Fig. 3.1). La misma abarca una superficie de 760 Km² aproximadamente y fue delimitada en base a los afloramientos de rocas del Grupo Sierras Bayas y Formación Cerro Negro y a la disponibilidad de las imágenes satelitales y cartas topográficas que cubren esta misma región. Asimismo, se tuvieron en cuenta factores como vías de acceso, zonas urbanizadas, etc., para su delimitación.

Los avances logrados en los últimos años, sumado a la concreción de un carteo completo a escala 1:50.000, llevado a cabo en el Centro de Investigaciones Geológicas (Iñiguez 1983 y 1987), permitieron la elaboración de un mapa de detalle de la zona de estudio.

En cuanto a la topografía, el área de trabajo, se desarrolla en un ámbito de sierras de escasa altura donde las pendientes topográficas son moderadas, siendo la altura máxima la que corresponde al Cerro Tres Lomas de 318msnm (a excepción de lo que ocurre con las pendientes abruptas generadas por las explotaciones en canteras donde se pueden observar paredones verticales de hasta 70 metros de altura, e.j. Cantera Villa Mónica). Sin embargo, como ya lo explicara Bonorino (1954), las pendientes pueden variar de acuerdo al tipo de roca aflorada y la estructura asociada a la misma, e.j. mientras que las lomas de calizas muestran pendientes de entre los 4 y 10°, las cuarcitas pueden llegar hasta los 10°.

El conjunto de sierras estudiadas en este trabajo afloran en una superficie de apenas cerca de 30km². La longitud y ancho máximos son de 21,93Km y 9,93Km respectivamente (siendo el ancho promedio 6,37Km) medidos en el mapa georreferenciado. Este conjunto orográfico ha sido subdividido en tres unidades (Bonorino, 1954): Núcleo Septentrional, formado por los cerros Matilde, Largo, Aguirre y del Diablo; Núcleo Central, representado por Las Tres Lomas, y Núcleo Austral, que corresponde a la Loma Negra, y a los cerros Bayo y La Horqueta, (Figs. 3.2 y 3.3).

Las imágenes *Landsat* presentan diferentes características en cuanto al número de bandas, resolución espacial de las mismas, etc., según el año al que corresponde el registro de la escena. Esto se debe a que los satélites puestos en órbita han cambiado en el tiempo. En el cuadro 3.1, podemos ver por ejemplo el satélite Landsat 7 incorpora una nueva banda (pancromática) con una resolución espacial mayor (15m), y aumenta al doble de su resolución la banda termal.

LANDSAT 5 - THEMATIC MAPEADOR								
Bandas	1	2	3	4	5	6 Termal	7	
Frecuencia	0.45 - 0.52	0.52 - 0.60	0.63 - 0.69	0.76 - 0.90	1.55 - 1.75	10.42 - 12.5	2.08 - 2.35	
Resolución	30	30	30	30	30	120	30	
LANDSAT 7 - ENHANCED THEMATIC MAPPER PLUS (ETM+)								
Bandas	1	2	3	4	5	6 Termal	7	Pan
Frecuencia	0.45 - 0.52	0.52 - 0.60	0.63 - 0.69	0.76 - 0.90	1.55 - 1.75	10.4 - 12.5	2.08-2.35	0.52 - 0.90
Resol	30	30	30	30	30	60	30	15
MULTISPECTRAL SCANNER								
Frecuencia	0.5 - 0.6		0.6 - 0.7		0.7 - 0.8		0.8 - 1.1	
Resolución	80		80		80		80	

Cuadro 3.1. Características espectrales de las imágenes Landsat 5 y 7. Modificado de Gómez (2005).

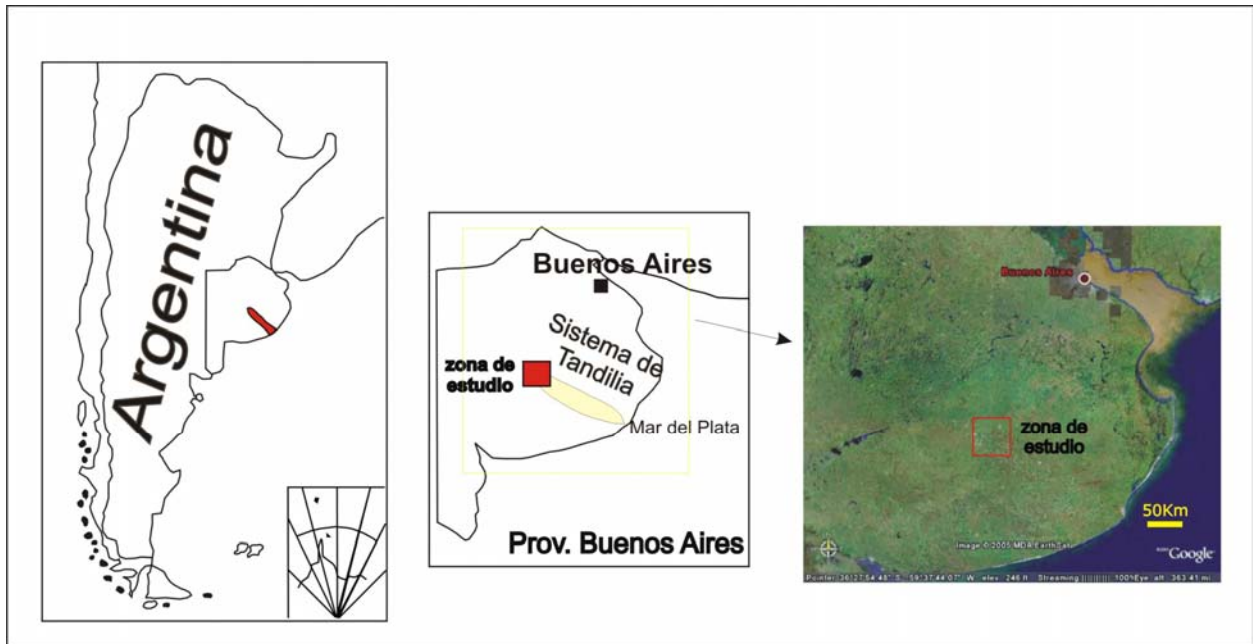


Figura 3.1. Ubicación del área de estudio. En el sector derecho se observa una imagen tomada de Google Earth (2005). El recuadro en rojo indica el área de trabajo.



Figura 3.2. Vista inclinada del área de estudio (Imagen satelital - *Google earth*). Se indica la ubicación de los tres núcleos de las Sierras Bayas. En el sector izquierdo inferior se observan las coordenadas del punto central de la imagen.

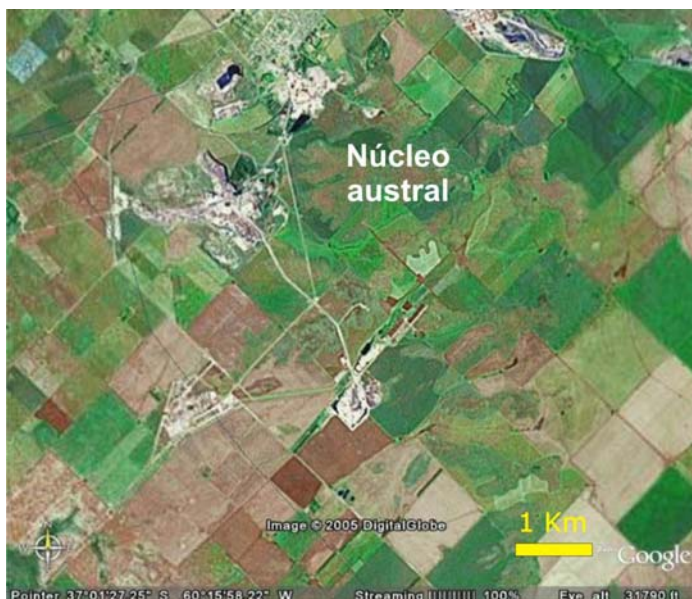


Figura 3.3. Se muestra en detalle cada uno de los tres núcleos de las Sierras Bayas. Núcleo septentrional (arriba), Núcleo central (centro), y núcleo austral (abajo). ventanas de Imágenes del *Google Earth*. En el sector izquierdo inferior se observan las coordenadas del punto central de cada imagen.

3.5. PREPROCESAMIENTO

3.5.1 Toma de datos con GPS

Antes de comenzar con la etapa de preprocesamiento se realizó un levantamiento de puntos en el campo, fase inicial y punto de partida del Sistema de Información Geográfico de Sierras Bayas (SIG-SB), se realizó mediante un receptor del Sistema de Posicionamiento Global (GPS, por sus siglas en inglés) para la generación de la información geográficamente referenciada en campo y de un Sistema de Información Geográfica (SIG) para su procesamiento posterior.

La etapa de preprocesamiento, en si misma, incluyó los procesos de digitalización, edición, construcción de la topología, transformación de proyecciones, conversión de formatos y asignación de atributos.

Como primer paso se procedió a la recopilación del material a utilizar: imágenes satelitales, cartas topográficas, mosaico fotográfico y material bibliográfico.

Posteriormente se escanearon las cartas que fueron luego editadas en *Photoshop*, con el fin de corregir geoméricamente cualquier error introducido durante el proceso de escaneo.

La generación de combinaciones RGB puede realizarse utilizando los programas *Photoshop* o *Er-Mapper*, mediante la superposición de tres bandas a las que se le asignan respectivamente los colores rojo, verde y azul con la finalidad de obtener una composición color de la escena que permita resaltar los rasgos deseados en la misma. Se realizaron varias combinaciones entre las cuales se seleccionaron las siguientes: 457, 321, 432, 451 y 751 (justamente debido al realce logrado en las mismas de los rasgos geológicos). Una de las escenas RGB generadas es la que se muestra en la Fig. 3.4.

Para procesar de manera adecuada cualquier tipo de imagen, carta o mapa en el programa ARCVIEW es necesario que las mismas estén previamente georreferenciadas. Para llevar a cabo esta etapa de georreferenciación se utilizó una versión (demo) de 15 días de duración del programa ER MAPPER provisto por la cátedra de Sensores Remotos. La georreferenciación se realizó a través de la

localización de puntos con coordenadas Gauss Krüger, proyección Transversa Mercator, obtenidas a partir de la lectura de las cartas topográficas del IGM, y con la posterior ubicación de puntos tomados en el campo con GPS (*Global Positioning System*). Para dicha tarea fue necesario incorporar las referencias de *Datum* (Campo Inchauspe 69 ó WGS 84 según el caso), número de faja (faja 5), tipo de proyección. Del programa *Er-Mapper* se seleccionó la función cuadrática "*Quadratic*", para la distribución cuadrática de puntos en un primer término, la cual requiere establecer por lo menos seis puntos no alineados. Posteriormente, con la finalidad de obtener un resultado aún más exacto, se procedió a la georreferenciación mediante la función "*cubic*" (de *Er-Mapper*) la que requiere de al menos una nube de 16 puntos no alineados y distribuidos en forma simétrica abarcando la mayor superficie posible de la escena o carta. Las coordenadas X-Y fueron incorporadas manualmente a través del teclado en las grillas correspondientes para el caso de la corrección de las cartas topográficas.

Por su parte, para la corrección de las imágenes satelitales se procedió a la localización de puntos homólogos (idénticos) observados respectivamente en la carta y en la imagen, en este caso se utilizaron los datos introducidos en la etapa anterior (georreferenciación de las cartas). Una vez distribuidos los puntos (dependiendo de la escena o carta a georreferenciar) se procedió a la rectificación de la misma a través de la función "*Rectify*" a partir de la cual se obtiene la misma imagen con la redistribución de todos los píxeles según las coordenadas introducidas. De esta manera se obtienen las imágenes y cartas corregidas geográficamente.

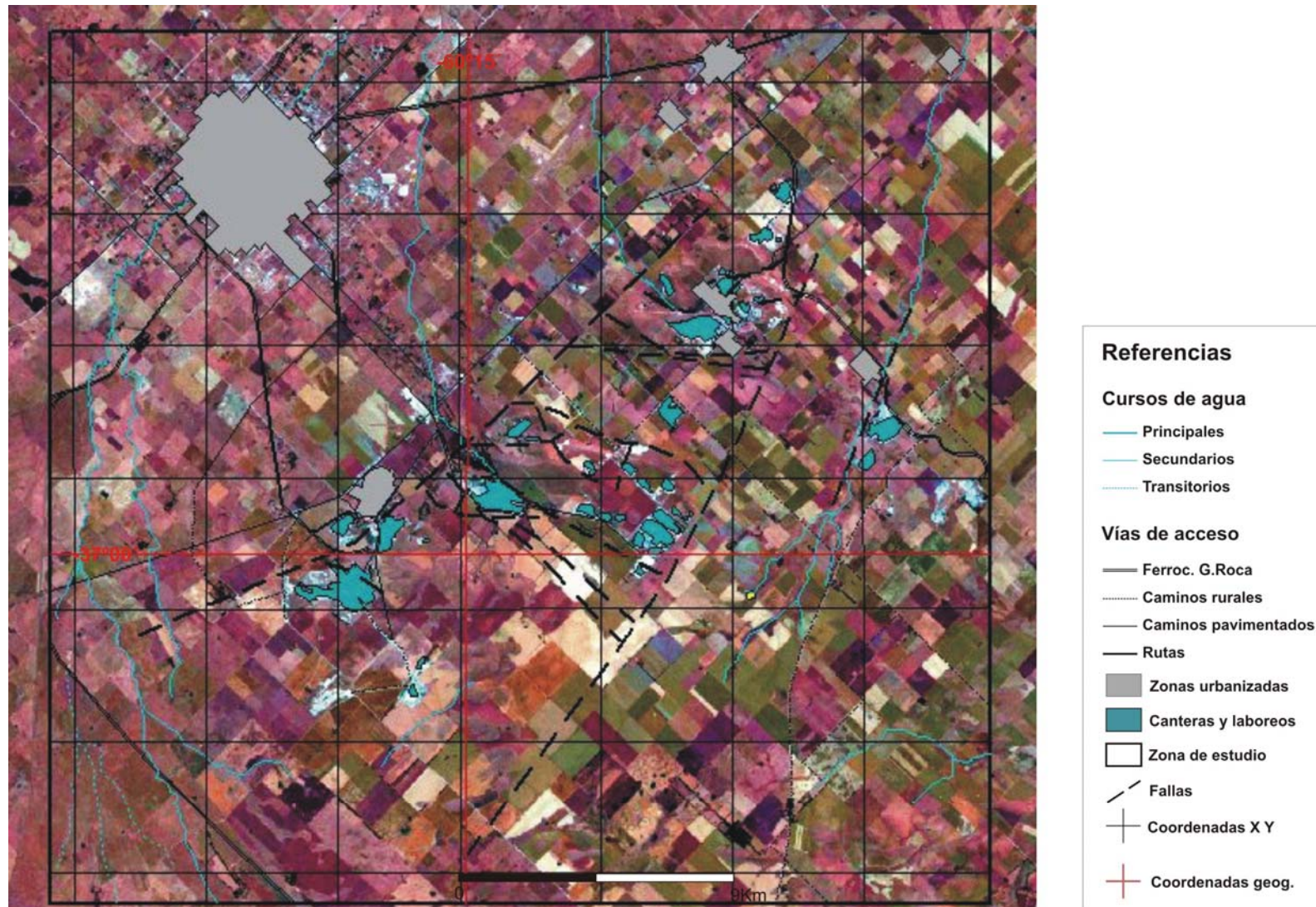


Figura 3.4. Imagen *Landsat 7*, combinación RGB. Se visualizan las capas de zona de estudio, coordenadas geográficas, vías de acceso, zonas urbanizadas, estructuras geológicas, canteras y red de drenaje.

Asimismo se procedió a la conversión de formatos (ERS., GEOTIFF., etc.) para permitir que los archivos sean posteriormente procesados en los softwares correspondientes.

Con las cuatro cartas topográficas se generó un mosaico corregido geoméricamente y georreferenciado, que involucra a toda la región del SIG-SB que se generó posteriormente (Fig. 3.5).

La banda pancromática, de mayor resolución espacial que el resto de las bandas (15 metros), resulta de gran utilidad para señalar los límites y/o rasgos de menor tamaño en el terreno. Se generó una escena de la misma dentro del SIG, (Fig. 3.6).

3.6 SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICO – SIERRAS BAYAS

El software utilizado es el programa **Arc View** (facilitado por la cátedra Sensores Remotos – Módulo de GIS de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo).

Uso de *Views*

Los “*views*” ó ventanas utilizados para la generación de las coberturas o capas fueron las tomados de las imágenes *Landsat* y las cartas topográficas.

Creación de las distintas coberturas o capas

Con el programa ARC-VIEW, y en base a los “*views*”, a datos de campo y bibliográficos se generaron las siguientes coberturas (denominadas “*themes*” por el *software*):

3.6.1 Coberturas generadas por líneas

1. Límite de la zona de estudio
2. Vías de acceso
3. Red de drenaje
4. Estructuras geológicas
5. Coordenadas geográficas
6. Coordenadas x-y (Gauss Krüger)

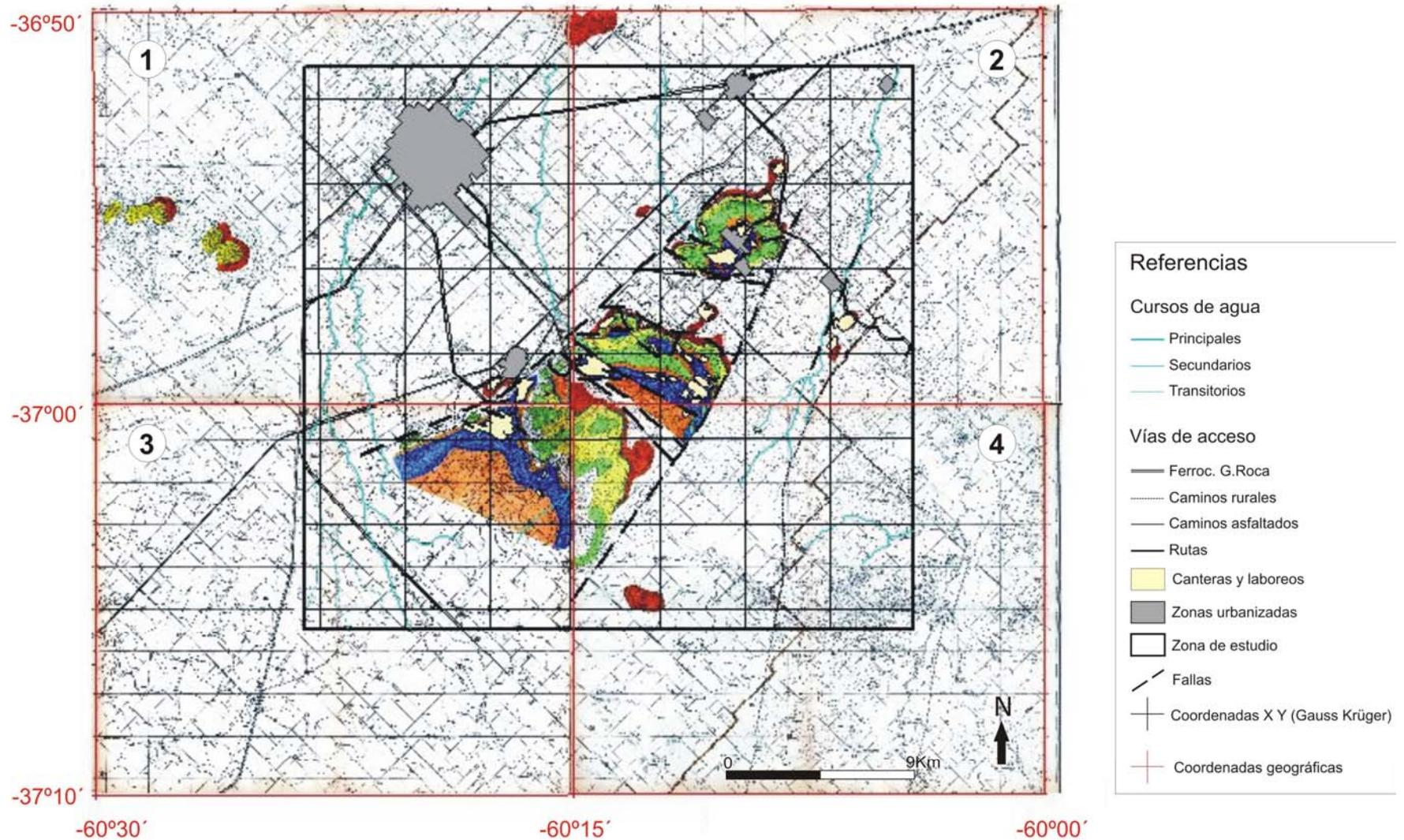


Figura 3.5. Cartas topográficas del IGM Imagen: 1) 3760 15-3; 2) 3760 15-4; 3) 3760 21-1 y 4) 3760 21-2. se superponen las coberturas de coordenadas geográficas, coordenadas Gauss Krüger, red de drenaje, vías de acceso, zonas urbanizadas, estructuras geológicas y canteras.

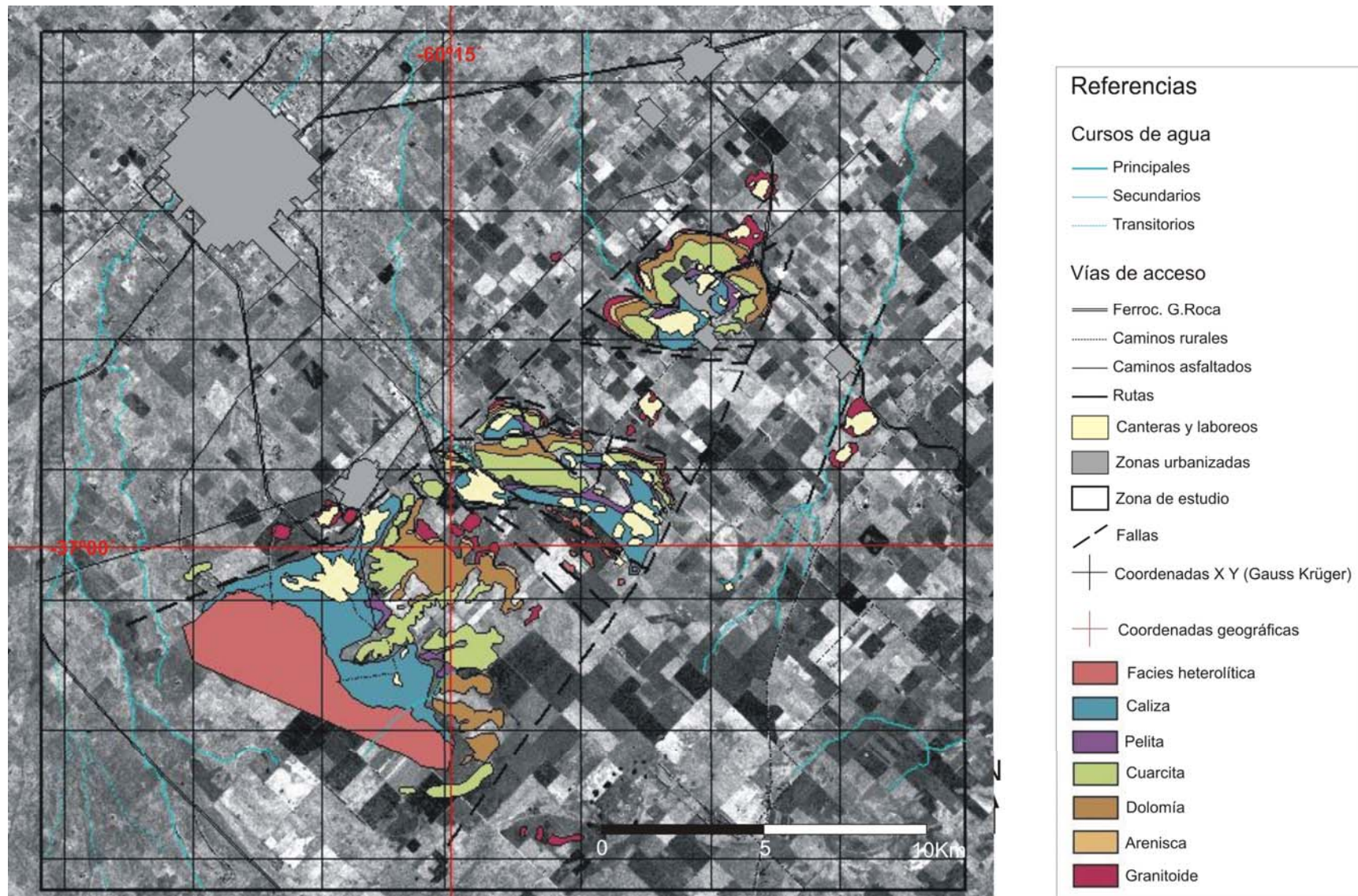


Figura 3.6. Imagen Landsat 7, escena de banda pancromática con superposición de capas de coordenadas geográficas, mapa litológico, red de drenaje, vías de acceso, zonas urbanizadas, estructuras geológicas y canteras.

3.6.2 Coberturas generadas por polígonos

7. Zonas urbanizadas
8. Canteras
9. Mapa litológico
10. Formaciones geológicas

3.6.3 Coberturas generadas por puntos

- A) Perfiles
- B) Cateos

1. El área de estudio fue delimitada con la finalidad de incluir en la misma los afloramientos y canteras de rocas del Grupo Sierras Bayas en el área de Olavaria. La misma abarca unos 757,13 Km² tiene forma casi cuadrada (aunque en realidad es rectangular) (Fig. 3.4).
2. Las vías de acceso están constituidas por el ferrocarril Gral. Roca, rutas principales (nacionales y provinciales) y caminos pavimentados y rurales de acceso al área de trabajo se digitalizaron en una cobertura aparte a través de los datos obtenidos de las cartas IGM 1:50.000 y de las imágenes satelitales (Figs. 3.4 y 3.5).
3. La cobertura "Drenaje" se realizó a partir tanto de la imagen como de las cartas. De estas últimas se obtuvieron las denominaciones de los cursos de agua presentes. Por otra parte, pudo observarse en las imágenes satelitales (mucho más actuales que las cartas) el cambio de la traza de algunos cursos de agua, preferentemente en los de carácter transitorio, (Figs. 3.4 y 3.5).
4. Estructuras geológicas, las mismas fueron digitalizadas en base a la observación de las imágenes satelitales, tomando como referencia las estructuras (fallas principales) ya señaladas en el mapa geológico estructural de Iñiguez (1999), (Figs. 3.4 a 3.9).

5. Coordenadas geográficas, estas constituyen líneas rectas que se digitalizan en base a las trazas de meridianos y paralelos de las cartas topográficas (Fig. 3.5).
 6. Coordenadas x-y, constituida por una red ortogonal de líneas que se obtienen de la lectura de las cartas IGM (Fig. 3.5).
 7. Zonas urbanizadas, estas superficies fueron delimitadas en base tanto a lo observado en las imágenes satelitales, como a los límites de las cartas. Por lo que pudo observarse de su comparación, los límites urbanos en las cartas han variado en superficie con el crecimiento demográfico en el paso de 5 décadas (Figs. 3.4, 3.5 y 3.8).
 8. Canteras, las superficies de estas fueron establecidas y digitalizadas en base a la observación de las imágenes satelitales (Figs 3.4 a 3.9).
 9. Mapa litológico, el mismo se conformó delimitando zonas de afloramientos, canteras y superficies previamente mapeados en Iñiguez (1999). Asimismo se introdujeron para su realización los reconocimientos de campo de las rocas en superficie y subsuelo. Esta cobertura se generó en parte, en base a la respuesta espectral de las diferentes zonas observadas en la imagen satelital, teniendo en cuenta tanto la combinación de bandas elegidas como la respuesta espectral esperada de los diferentes materiales también llamadas "firmas espectrales" (Chuvieco, 1986), (Figs. 3.7 y 3.9).
 10. Formaciones Geológicas, este mapa o "capa" es similar al anterior, con la diferencia que se digitalizaron las áreas correspondientes a afloramientos, canteras, etc., pero de las formaciones del Grupo Sierras Bayas y Formación Cerro Negro (Fig. 3.8).
- A) **Perfiles**, se ubicaron puntos tomados con GPS, en algunos casos, y otros acotados según la información de las cartas topográficas de la ubicación lo más exacta posible de los perfiles geológicos relevados en el área de estudio (Fig. 3.9).
- B) En forma similar a lo descrito en el punto A, se ubicaron los pozos o **cateos** realizados durante el desarrollo de esta investigación, de los cuales se tienen datos precisos de GPS y estación total de alta resolución (Fig. 3.10).

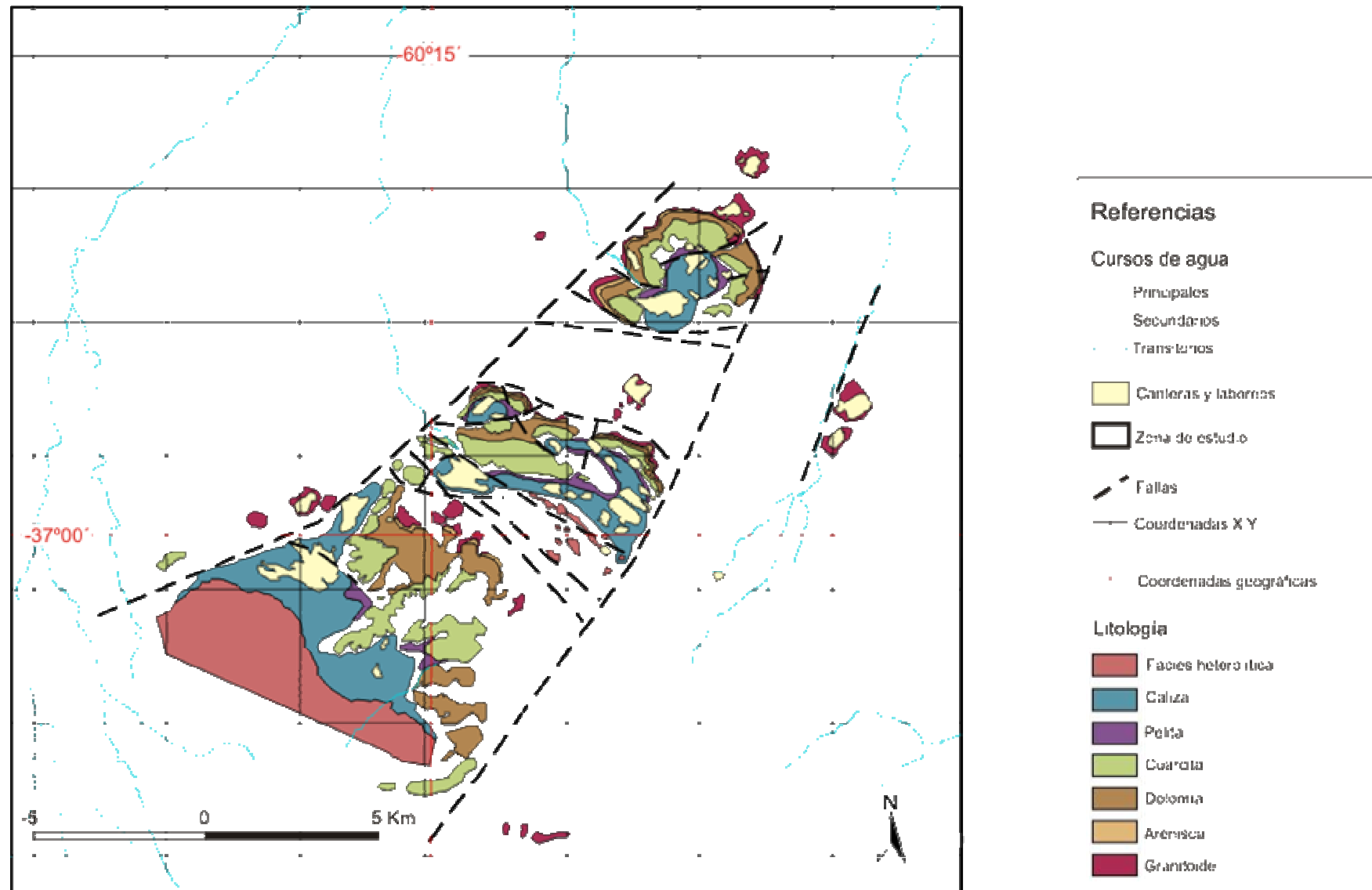


Figura 3.7. Mapa geológico estructural de las Sierras Bayas, Olavarría, Provincia de Buenos Aires.

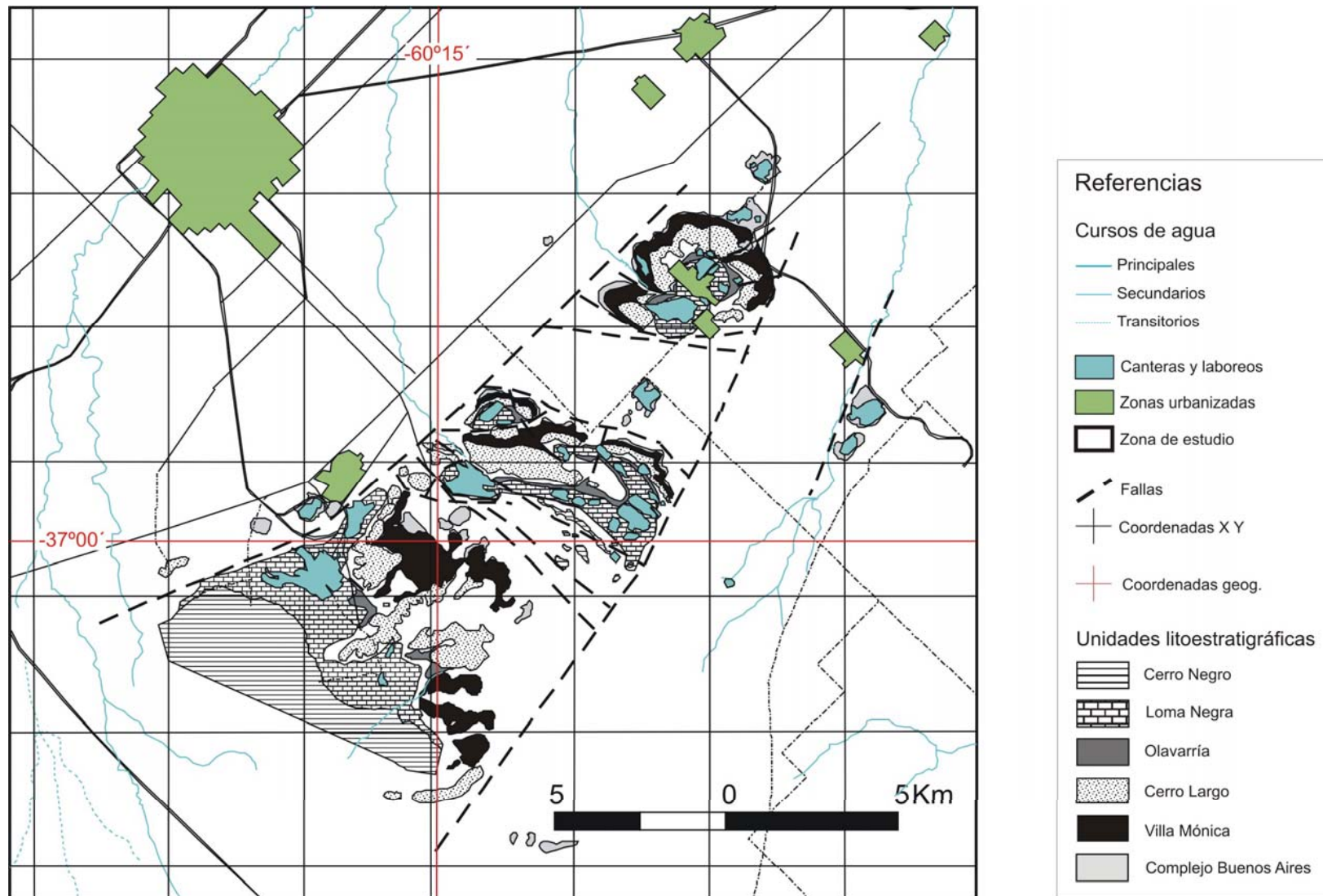


Figura 3.8. Mapa geológico con las unidades litoestratigráficas del Grupo Sierras Bayas.

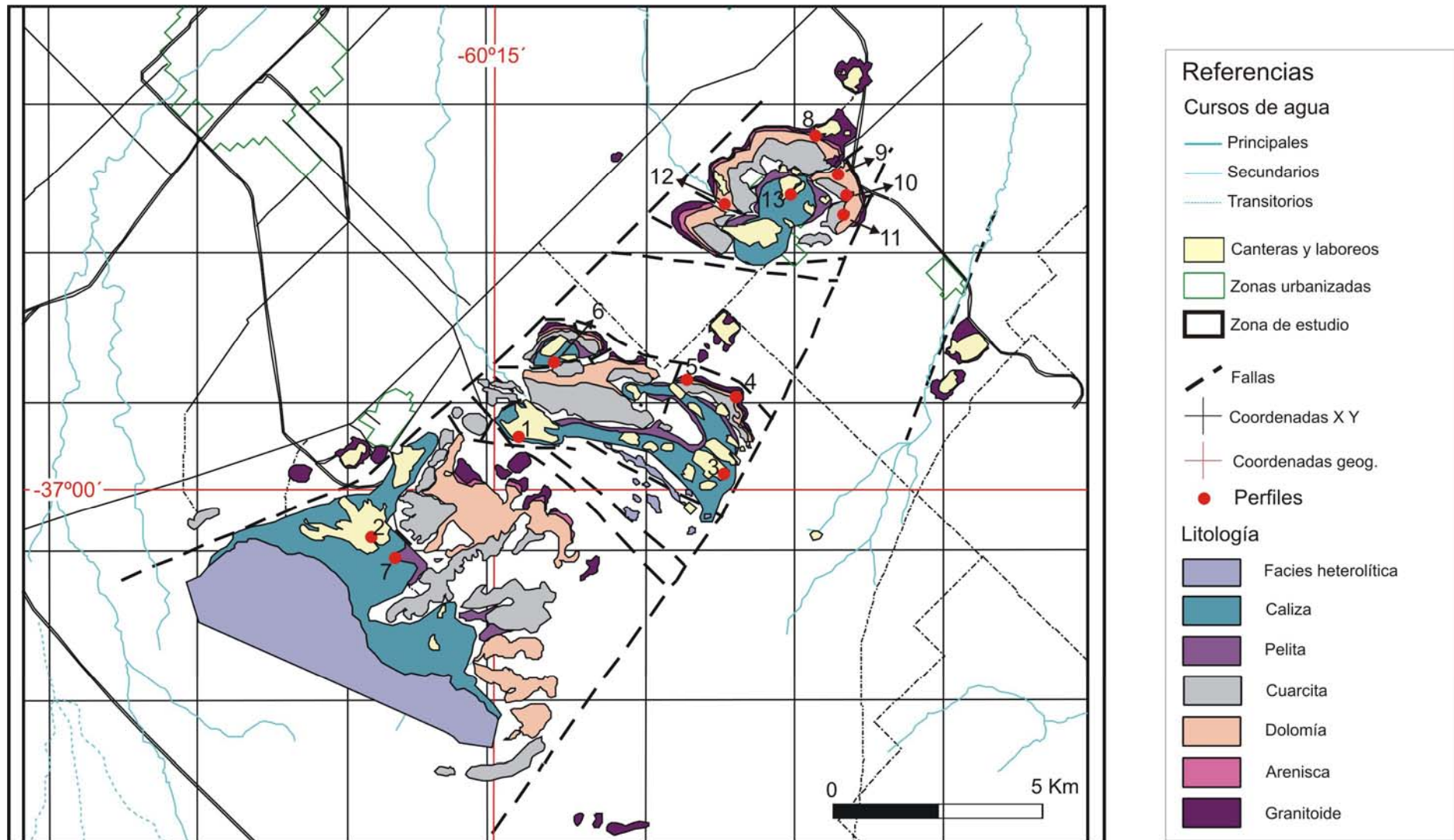


Figura 3.9. Ubicación de los perfiles relevados en el área de investigación, los mismos se resaltan con puntos rojo oscuro. Los perfiles corresponden a la siguiente denominación; 1) Cantera CASA; 2) Cantera San Alfredo; 3) Cantera Cerro Negro; 4) Tres Lomas, 5) Cantera Volcamaq, 6) Cantera El Polvorín; 7) Laboreo La Pampita, 8) Cantera Villa Mónica; 9) Cantera tres Antenas; 10) Cantera Malegni III; 11) Cantera Malegni I; 12) Cantera Piedra Amarilla y 13) Cantera Portcecal.

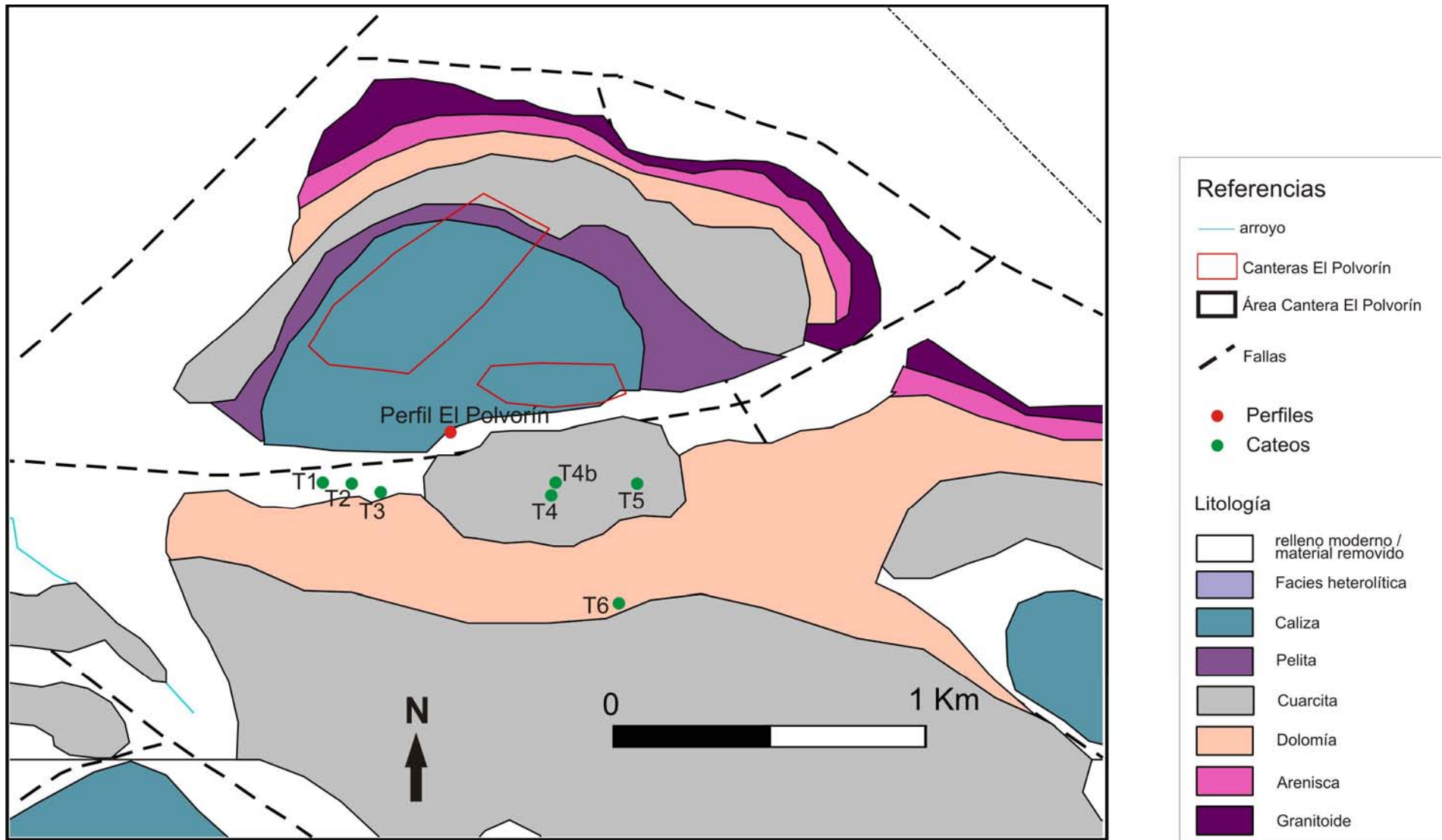


Figura 3.10. Mapa de detalle de la Cantera EL Polvorín. Los puntos verdes señalan los perfiles de perforación realizados en la misma.

3.7. RESULTADOS OBTENIDOS

3.7.1 Construcción de la topología

3.7.1.1 Ingreso de atributos en las tablas

Se realizó el ingreso de los datos (descriptores temáticos) de cada registro en cada una de las bases de datos relacionadas con las coberturas de líneas y polígonos previamente generadas. En este tipo de base de datos, denominada **relacional**, los datos se almacenan formando las llamadas "relaciones" que son tablas formadas por filas ó REGISTROS y columnas ó CAMPOS. (Burrough, 1986).

Para cada una de las coberturas se ingresaron datos específicos.

La **zona de estudio** se estableció en base a la ubicación espacial de los afloramientos reconocidos en el área de trabajo de las unidades litológicas que componen al Grupo Sierras Bayas, delimitándola con un polígono rectangular. (Tabla 1).

Tabla 1. Cobertura "zona de estudio"			
Zona de estudio	Área (Km ²)	Perímetro (Km)	Hectáreas
Olavarría	757,135	110,14	75713,497

Para las **vías de acceso** se distinguieron entre: ferrocarril, ruta, camino pavimentado y camino rural o mejorado en base a los datos aportados por las cartas IGM y los datos de la observación de campo. (Tabla 2).

En la **red de drenaje** se distinguieron cursos principales, cursos secundarios y cursos transitorios a los cuales se les asignó su denominación a través de la lectura de las cartas topográficas. (Tabla 3).

Para las **estructuras geológicas**, se determinaron las fallas o lineamientos que aparecen asociados a las sierras.

Tabla 2. Cobertura "vías de acceso"		
Vía de acceso	Nombre	Longitud (m)
camino pavimentado		5363,889
ruta	Provincial nº 51	31565,652
ferrocarril	Gral. Roca	15160,372
camino pavimentado	Nacional nº 226	5643,976
ferrocarril	Gral. Roca	6916,822
ferrocarril	Gral. Roca	648,629
ferrocarril	Gral. Roca	10910,240
camino mejorado		3480,346
camino mejorado		2845,558
camino mejorado		898,137
camino mejorado		693,909
camino pavimentado	LOSA	3150,151
camino pavimentado	LOSA	2738,603
camino mejorado		3081,133
camino mejorado		1775,252
camino pavimentado		3430,190
camino pavimentado	CASA	9085,828
camino mejorado		4760,613
camino mejorado		5154,132
camino pavimentado		6724,861
camino mejorado		1226,321
camino mejorado		5805,859
camino pavimentado		4550,357
camino mejorado		1922,250
camino mejorado		5628,871
camino mejorado		1893,029
camino pavimentado		20364,750
camino pavimentado		544,553
ferrocarril	Gral. Roca	7073,115
camino pavimentado		7234,653
camino pavimentado		2728,598
ferrocarril	Gral. Roca	3669,911
ferrocarril	Gral. Roca	6834,191
ferrocarril	Gral. Roca	2087,138
camino pavimentado		13593,933
ferrocarril	Gral. Roca	12521,541
camino mejorado		17434,670

Coordenadas geográficas, en esta capa se introdujeron los datos numéricos de coordenadas geográficas mediante la incorporación de los mismos de las cartas IGM, (Tabla 4).

Tabla 3. Cobertura “red de drenaje”

Denominación	curso	Longitud (m)
Arroyo Tapalqué	principal	28302,772
arroyo San Jacinto	principal	4000,235
Arroyo Hinojo	principal	10020,292
Arroyo Nieves	principal	21554,099
Arroyo Nieves	secundario	3586,415
arroyo Nieves	secundario	4057,600
arroyo del Azul	secundario	3332,330
arroyo del Azul	secundario	5309,760
arroyo San Jacinto	principal	11702,388
Arroyo Tapalqué	secundario	6874,779
Arroyo Tapalqué	secundario	4430,038
Arroyo Tapalqué	secundario	13799,649
Arroyo Tapalqué	secundario	1978,348
Arroyo Tapalqué	transitorio	6565,993
Arroyo Tapalqué	transitorio	5180,702
Arroyo Tapalqué	transitorio	5170,991
Arroyo Nieves	secundario	2457,538
s/n	secundario	3966,667

Tabla 4. Coordenadas Geográficas

Coordenadas geog.	Long.O-Lat.S
-60° 15´	Longitud oeste
-60° 30´	Longitud oeste
-60° 00´	Longitud oeste
-36° 50´	Latitud sur
-37° 00´	Latitud sur
-37° 10´	Latitud sur

Coordenadas x-y (Gauss Krüger), se ingresaron los valores X e Y de las líneas que constituyen la red de coordenadas, también obtenidas de las cartas topográficas, (Tabla 5).

Zonas urbanizadas, se delimitaron las localidades asociadas al área de trabajo, asignando en la tabla la denominación de las mismas (Tabla 6).

Canteras, se reconocen canteras de explotación de rocas debido a la extracción por diversos recursos mineros. En las tablas se ingresaron datos de denominación y tipo de roca explotada (Tabla 7).

Tabla 5. Coordenadas Gauss Krüger	
Coordenadas X-Y	Valor
5.920.000	X
5.916.000	X
5.912.000	X
5.908.000	X
5.904.000	X
5.900.000	X
5.896.000	X
5.466.000	Y
5.470.000	Y
5.474.000	Y
5.478.000	Y
5.482.000	Y
5.486.000	Y
5.490.000	Y

Tabla 6. Zonas urbanizadas			
Localidad	Área (Km ²)	Perímetro (Km)	Hectáreas
Olavarría	17,193	23,650	1719,334
Villa Fortabat	1,352	5,267	135,220
Sierras Bayas	0,815	4,963	81,454
Sierras Bayas	0,377	2,643	37,702
Colonia Hinojo	0,509	3,013	50,915
Hinojo	1,233	5,346	123,300
Colonia San Miguel	0,571	3,519	57,058
Colonia Nieves	0,380	2,615	38,010

Mapa litológico, dada por el reconocimiento de afloramientos y o canteras de rocas tanto en las imágenes satelitales como en los mapas geológicos. Se generaron los campos de litología y unidad geológica.

Formaciones geológicas, esta cobertura se generó mediante la aplicación de la función “*union features*” donde se unen los polígonos que involucran a distintas litologías de una misma formación asignándole una misma rastra.

Perfiles, es una cobertura de puntos que indican las coordenadas de los perfiles relevados en el campo. Los atributos seleccionados para esta capa fueron los de latitud, longitud y cota (tomados con GPS en el campo), y las coordenadas x e y de los puntos tomadas del mismo “*view*” generado para esta capa en el SIG. (Tabla 8, Fig. 3.9).

Tabla 7. Canteras			
Cantera	Roca extraída	Uso	Área (m²)
Cerro Negro	arcilla	cerámica	87849,173
	arcilla	abandonada	37596,151
	arcilla	abandonada	28658,952
	arcilla	abandonada	52208,699
	arcilla	abandonada	27093,507
Cementos Avellaneda S.A.	caliza	cemento y cal	969086,974
El Polvorín	caliza	cemento	52699,518
El Polvorín	caliza	cemento	84204,394
Loma Negra S.A.	caliza	cemento	1733250,509
Loma Negra S.A.	caliza	cemento	539726,947
Loma Negra S.A.	caliza	cemento	68675,824
Loma Negra S.A.	caliza	cemento	49872,402
Portcecal	caliza	cal	222565,123
Portcecal	caliza	cal	49516,527
	caliza	cemento	87025,353
	caliza	cemento	136554,413
	caliza	cemento	75042,516
	caliza	cemento	60688,076
	caliza	cemento	54496,944
	caliza	cemento	262648,807
	caliza	cemento	451153,811
	caliza	cemento	113737,094
	caliza	cemento	82032,505
	caliza	cemento	106871,927
	caliza	cemento	745806,778
	caliza	cemento	42738,785
	caliza	cemento	71347,808
El Polvorín	caliza - dolomía	cemento - piedra partida	209400,076
	cuarcita	abandonada	7856,740
	cuarcita	abandonada	12077,148
Malegni	dolomía	ornamental	41240,930
Piedra Amarilla	dolomía	ornamental	120607,100
	dolomía	abandonada	15751,163
Cerro Sotuyo	granito	piedra partida	499817,490
Villa Mónica	granito	piedra partida	209099,739
Villa Mónica	granito	piedra partida	18271,858
Villa Mónica	granito	piedra partida	200075,287
Villa Mónica	granito	piedra partida	21582,465
	granito	abandonada	241978,414
	granito	abandonada	346428,809
	granito	abandonada	55863,873
	granito	abandonada	190012,226

Cateos, cobertura de puntos donde se indican las perforaciones generadas en la cantera El Polvorín (CASA). No se dan sus coordenadas x e y por ser información confidencial de la Empresa Cementos Avellaneda, aún no divulgada (Fig. 3.10).

Tabla 8. Perfiles					
Perfil	Latitud	Longitud	Cota (m)	X	Y
El Polvorín	36° 57' 50''	60° 13' 46''	226	5479544	5909026
CASA	36° 59' 10''	60° 14' 20''	175	5478597	5907039
Villa Mónica	36° 54' 53''	60° 09' 05''	sd	5486546	5915196
Loma Negra S.A.	37° 00' 33''	60° 17' 02''	sd	5474668	5904335
Malegni I	36° 55' 34''	60° 08' 37''	275	5487331	5913000
Malegni III	36° 55' 36''	60° 08' 29''	258	5487424	5913555
Portcecal	36° 55' 41''	60° 09' 30''	sd	5485870	5913572
Piedra Amarilla	36° 55' 47''	60° 10' 39''	sd	5484119	5913278
Tres Antenas	36° 55' 18''	60° 08' 33''	sd	5487169	5914156
Cerro Negro	36° 59' 40''	60° 10' 55''	sd	5484443	5905814
La Pampita	37° 01' 04''	60° 17' 58''	191	5475753	5903362
Volcamaq	36° 58' 22''	60° 11' 19''	sd	5483190	5908555
Tres Lomas	36° 58' 29''	60° 10' 30''	sd	5484455	5909146

3.8 CONCLUSIONES

1 - Mediante la utilización del GIS ARCVIEW se han realizado mapas con "*layouts*" o coberturas en las que se representa la información de la geología, hidrología, explotación minera, vías de acceso, etc., de manera independiente. Este tipo de coberturas permite 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.

2 - Asimismo, se digitalizaron coberturas de gran utilidad para este estudio dadas las relaciones con el tema planteado. Por ejemplo: la cobertura de canteras denota una influencia en las coberturas de litología y unidades litoestratigráficas, directamente atribuible a la exposición directa de las rocas que genera la actividad minera de la región. Otras coberturas que resultan de mucha utilidad son las de vías de acceso y red de drenaje.

3 - Se generó un mapa geológico-estructural georreferenciado combinando la información de un mapa ya generado (Iñiguez, 1999) con los nuevos datos aportados por el trabajo de campo y sobre la base de la observación de las distintas reflectancias en las imágenes satelitales, para la misma se tuvieron en cuenta tanto la combinación de bandas elegida como las "firmas espectrales" de los materiales a observar. Cabe destacar, son 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.

Cabe aclarar que las interpretaciones planteadas son de carácter preliminar ya que no existen trabajos previos de estas características. Sin embargo, se considera que podrían resultar el punto de partida de futuros trabajos que integren la toma e introducción de nuevos datos tanto de campo como de laboratorio. Asimismo, resulta muy interesante establecer hipótesis a través del uso de este tipo de herramientas, como se ha intentado durante el desarrollo del presente trabajo.

3.8.1 Ventajas de la utilización de los SIG en la minería

Las ventajas brindadas al sector minero mediante la utilización de un SIG, se relacionan con tres funciones primordiales: integración de los datos, análisis geográfico de la información y despliegue y representación espacial de la misma. Para cumplir con las tres, la condición esencial es contar con una referencia de ubicación común o georreferenciación de los datos.

La característica integradora, vinculada a la función de recolección de información geográfica (procedente de mapas, imágenes satelitales, cartas topográficas, etc.) posibilita la correlación entre los datos tanto de ubicación y sus atributos y datos temporales. Esto posibilita interrelacionar y analizar la información específica del sector minero con cualquier otro (económica, social, medioambiental, etc.) y estudiar sus manifestaciones territoriales.

Debido a la naturaleza geográfica intrínseca de la mayoría de los datos geológicos, se pretende que este Sistema de Información Geográfica de Sierras Bayas pueda ser utilizado en el futuro como base para la organización coherente de un sistema integrado de información.

CAPITULO 4

ESTUDIO DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS

ESTUDIO DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS

4.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta la descripción en detalle de algunas unidades que conforman el Grupo Sierras Bayas y la Formación Cerro Negro en el área de Olavarría, agrupadas en facies sedimentarias.

En relación al análisis de facies y asociaciones de facies sedimentarias, cabe destacar que las mismas fueron estudiadas y abordadas en profundidad por Poiré (1987), quien describió un total de 20 de facies sedimentarias para todo el conjunto litológico que conforma el Grupo Sierras Bayas. Sin embargo, es importante resaltar el reconocimiento de nuevos elementos composicionales como de otros atributos de las litofacies durante el desarrollo de este trabajo de tesis doctoral. En tal sentido, se pretende abordar los aspectos mencionados de manera de complementar los estudios previos.

La realización de cateos en la Cantera El Polvorín (pozos T1, T2, T3, T4, T4b, T5 y T6), ha permitido reconocer nuevas facies sedimentarias y elementos composicionales de interés tanto científico como tecnológico, principalmente dentro de la Formación Villa Mónica. Los mismos permitieron la obtención de testigos de roca de esta formación, desde su contacto basal con el basamento ígneo-metamórfico del Complejo Buenos Aires, hasta su pasaje discordante hacia la Formación Cerro Largo. La muy elevada recuperación (RQD) de estos cateos ha posibilitado conocer en mayor detalle la parte basal de la asociación de facies dolomíticas y la totalidad de la asociación de facies cuarzo-arcósicas, las cuales se exponen pobremente en algunas canteras (Piedra Amarilla y Villa Mónica; Fig. 1). De esta manera se generaron nuevos perfiles completos de la Formación Villa Mónica.

A partir del análisis de las sedimentitas del Grupo Sierras Bayas y sección basal de la Formación Cerro Negro, y sobre la base de los atributos sedimentológicos definidos en los afloramientos, cateos y canteras (litología,

estructuras sedimentarias primarias) se identificaron 5 nuevas facies sedimentarias y redefinieron otras por presentar diferencias respecto a las descripciones previamente expuestas para las mismas.

Antes de abordar estos temas específicamente, es conveniente realizar algunos comentarios sobre la terminología empleada para la definición de las facies sedimentarias, como así también de la metodología científica empleada en su estudio.

4.1.1 Definiciones

4.1.1.1 Facies sedimentaria

Una *facies sedimentaria* puede definirse como un conjunto de rocas sedimentarias que se distinguen de otras por su geometría, litología, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles asociados (Selley, 1970). Este concepto de facies sedimentaria ha sido utilizado en muchos sentidos diferentes a lo largo de los años, tanto desde una óptica descriptiva como interpretativa.

Gresley (1838) fue el primero en emplear el término facies sedimentaria en el sentido del conjunto de características litológicas y faunísticas de una unidad estratigráfica que permitía distinguirla de las adyacentes. Mientras que Walter (1893, 1894) fue quien observó que las facies sedimentarias a menudo estaban asociadas entre sí, y con las facies que se encuentran por encima y por debajo, ligadas genéticamente, y que reflejaban la actividad de un proceso o procesos en un determinado medio o asociación de medios. Sus límites pueden ser netos o erosivos. De modo tal que a este conjunto Walter lo denominó "área de facies", a lo que actualmente se conoce como *Asociación de facies*.

Otra manera de definir a una facies sedimentaria, muy utilizada en nuestro país, es la presentada por Spalletti (1980) en la que se refiere a este término como un conjunto de rasgos primarios de un tramo de la sección estratigráfica local, cuya formación es resultado de los fenómenos de depositación propios de un ambiente y de los diversos procesos que lo caracterizan.

Por otra parte, el estudio de las microfacies que componen a cada una de las facies sedimentarias que integran el Grupo Sierras Bayas se realiza en conjunto con la petrografía en los capítulos 5 y 6.

4.2 METODOLOGÍA

La metodología de estudio para la determinación de facies sedimentarias y diagnosis paleoambiental, ha sido ampliamente desarrollada en Selley (1979) y en Spalletti (1980), y se encuentra sumamente difundida en el quehacer sedimentológico. Consecuentemente, solo mencionaremos aquí las pautas principales de este método.

La diagnosis de los paleoambientes de sedimentación se basa fundamentalmente en la determinación de las facies sedimentarias. Estas quedan definidas a partir del relevamiento de perfiles de detalle, en los cuales se vuelcan todos los datos correspondientes a: geometría y espesor de los estratos, litología (composición y textura), estructuras sedimentarias (descripción medidas y dirección de paleocorrientes), fósiles y pasajes verticales. Los perfiles se acompañan de un minucioso muestreo, capa por capa.

Posteriormente en el laboratorio, se aplican diversas técnicas, convenientes para el estudio de las muestras recolectadas. Así por ejemplo se realizan cortes petrográficos estándar (30 μ m), pulidos (10 μ m) y secciones gruesas (100 μ m), difracción de rayos X, microscopía electrónica, análisis químicos y microsonda electrónica.

4.3 ASOCIACIONES DE FACIES DEL GRUPO SIERRAS BAYAS

Según lo propuesto por Poiré (1987) el Grupo Sierras Bayas pueden ser divididos en 6 asociaciones de facies. En este trabajo se mantienen las denominaciones presentadas por este autor, con la salvedad de la Asociación de facies carbonática (Poiré, 1987) la cual es red denominada como Asociación de mudstones micríticos (cuadro 4.1).

Las secuencias, formaciones y asociaciones de facies sedimentarias que integran al Grupo Sierras Bayas y Formación Cerro Negro son discriminadas en forma sintética y se introducen brevemente las características bioestratigráficas, espesores, grado diagenético, ambientes y edades aproximadas de las unidades estratigráfica (Cuadro 4.1).

Secuencia	Formación	(asociación de facies)		Contenido fósil	Espesor	Grado diagenético	Ambiente	Edades
Tofoletti	Villa Mónica	I AFQA	cuarzo arcósicas		21 m	alto	Marino litoral estable - pasa a marino profundo	?
		II AFDP	dolomíticas y pelíticas	Estromatolitos (Poiré 1993) acritarcos	36-52 m	alto	Plataforma carbonática estromatolítica – Ambiente supramareal	800-900 (estromatolitos) $\delta^{13}\text{C} \sim 800 \text{ Ma}$ Rb/Sr 793 Ma?
Malegni	Cerro Largo	III AFPP	psamíticas y pelíticas	trazas fósiles acritarcos	15-22m	moderado	Marino de mar alto a bajo. Plataforma estable	
		IV AFQ	cuarcíticas	biopelículas		moderado	Planicie arenosa subtidal	
Diamante	Olavarría	V AFP	pelíticas		+/-30m	Moderado a bajo	Cortejo transgresivo en la base- Influencia de mareas y depósitos de tormenta	
Villa Fortabat	Loma Negra	VI AFMM	mudstones micríticos	<i>Cloudina</i> Trazas fósiles	24-32m	Moderado a Bajo (piritas y preservación de la M.O.)	Rampa carbonática que evoluciona hacia una plataforma carbonática restringida ó albufera (= <i>lagoon</i>)	Vendiano ($\delta^{13}\text{C}$ -Sr ~580 Ma)
La Providencia	Cerro Negro		<i>Brecha de chert</i> -fosfatos Margas Heterolitas	Skolitos Acritarcos	+150m	bajo	Planicie de mareas	Vendiano-Cámbrico inf.?

Cuadro 4.1. Resumido de Poiré y Spalletti (2005); Gaucher et al. (2006); Gómez Peral et al (2007)

4.4 DESCRIPCIÓN DE LAS FACIES DEL GRUPO SIERRAS BAYAS

En un intenso trabajo de tesis doctoral, Poiré (1987) definió un total de 20 facies sedimentarias para todo el conjunto litológico del Grupo Sierras Bayas. En el presente estudio se caracterizan y a modo de completar el mismo, se aportan nuevos datos que permiten redefinir algunas facies sedimentarias y describir otras que hasta el presente no habían sido citadas.

En el cuadro 4.2 se presenta la lista de facies sedimentarias que se encuentran en el Grupo Sierras Bayas y base de la formación Cerro Negro. Las que están con letra en negro son todas aquellas facies sedimentarias ya definidas y descritas en detalle en trabajos anteriores a éste (Poiré 1987, Poiré y Spalletti 2005, etc.), las mismas no serán detalladas por considerarse de carácter reiterativo. En rojo se resaltan aquellas facies sedimentarias nuevas y definidas por primera vez en este trabajo, mientras que en verde se presentan las que son redefinidas, vale decir aquellas que presentan diferencias leves o considerables respecto a los antecedentes mencionados y que en algunos casos serán divididas en subfacies dentro de las facies sedimentarias previamente reconocidas.

Facies	sub-facies	Litología	Geometría externa	Espesor	Estratificación y estructuras primarias	Paleo-corrientes	Otros rasgos
G		Arenisca conglomerádica cuarzo arcósica residual	lenticular	0 a 3m	pseudoestratificación		Meteorización intensa
1	1i	conglomerado basal	tabular	3,8 m	Estratos muy gruesos, con intercalación de estratos delgados		Se acuña al sur
	1m	niveles conglomerádicos sabulíticos					
	1s	Vaques y arenitas arcósicas con intercalaciones pelíticas	tabular	7,8 m	Estratos delgados y muy elongados		Se acuña al sur
2		Arenitas cuarzosas con niveles conglomerádicos	Tabular	7m	Estratos gruesos. Estratificación entrecruzada,		Ondulas en el techo
3	3i	Conglomerados	lenticular	4 m	Estratificación gradada irregular		Laminación fina. Indicios de caída de clastos. Alteración hidrotermal
	3m	vaques arcósicas					
	3s	fangolitas guijosas laminadas					
4		Lutitas y vaques con lentes de areniscas y nódulos y lentes fosfáticos (+ chert y Fe)	lenticular	1,5m	Lutitas con laminación paralela a levemente ondulítica y cuerpos lenticulares de vaques		se reconoce en el piso de la Cantera Piedra Amarilla
5	5i	Conglomerado de canto con clastos fosfáticos	tabular	0,15 m			Clastos silicoclásticos y fosfáticos prolados
	5m	Marga dolomítica	lenticular	0,5m			Solo en pozo T6
	5s	Dolomías c/ biostromas dómicos, estromatolitos columnares, estratiformes y bulbosos	Tabular (dómica)	3,8 m	Biostromas= estratos gruesos a muy gruesos	OSO	
6		dolomías laminadas	tabular	14 m	Laminación mediana a gruesa plana o suavemente ondulada	SO	

7		dolomías moteadas	tabular	3,5m			Estromatolitos columnares, motas y/o manchas de dolomía rica en Fe en base de dolomía clara
8		Dolomías con biostromas dómicos y estromatolitos estratiformes	Tabular (dómica)	2,5m	Laminación paralela y/o ondulosa		
9		Dolomías con biohermas dómicos y pelitas verdes interbioestromales	Tabular (domada)	1,5m	"lomos de ballena"	NO	Se forman canales entre las bioconstrucciones
10		dolomías laminadas friables	tabular	2,5m	Laminación paralela		
11		lutitas rojas con piritas	tabular	1m	Laminación mediana. fisilidad		
12		margas violáceas	tabular	5 m			Relleno de canales?
13		dolomías oolíticas silicificadas	tabular	1m	Masiva con ooides (oolita) en el tope		La dolomía se encuentra totalmente silicificada
14	14i	<i>chert</i>	tabular	+/-1m	masiva		color rojizo muy resistente
	14s	diamictitas (fangolitas amarillentas y brecha)	lenticular	4-5m	<i>Slump</i>		Clastos de hasta 2m de diámetro. relleno de canales
15		arcillita morada	tabular?	6m	suavemente laminada a masiva		muy plástica – con afloramientos escasos
16		psamitas y pelitas varicolores	Tabular	11m	Laminadas, ondulíticas		Plegada suavemente. con glauconita
17		areniscas cuarzosas ondulíticas	tabular		Internamente ondulítica	SSO	
18		areniscas cuarzosas en artesas	tabular		artesas	SSO	
19		areniscas cuarzosas con megaóndulas y óndulas sobreimpuestas	tabular		Megaóndulas y óndulas sobreimpuestas	SSO	

20		areniscas cuarzosas y pelitas en estratificación mixta	tabular	5,3m	Mixta. Flaser, ondulosa y lentiforme hacia el techo		Se hace cada vez mas fino.
21	21i	Pelitas grises	Tabular?	+3m			No aflora. Se reconoce un nivel conglomerádico con clastos pelíticos de menos de 1m
	21s	arcilitas y limolitas amarillentas	tabular	18m	Estratificación mixta. Laminación ondulítica. Concreciones de Fe		
22		arcilitas rojas	tabular	8,5	Laminación ondulítica débil. Grietas de desecación. Concreciones carbonáticas.		
23		mudstones rojizos con laminación ondulítica o plana con concreciones carbonáticas	tabular	8,5m	Estratificación fina a mediana		
24		mudstones calcíticos negros laminados	Tabular con techo erosivo	16m	Laminación algal. Microestilolitas.		Se desarrollan canales en el techo
25		brecha de chert con fosfatos (y pelitas verdes muy subordinadas)	lentiforme	3m	<i>slumps</i>		
26		margas violáceas	tabular	13m	Estratificación ondulítica		
27		Facies psamítico-pelítica en intercalaciones rítmicas o heterolíticas	tabular	+150m	Estratificación mixta. Artesas.		

Cuadro 4.2. Facies sedimentarias reconocidas previamente (en negro) y nuevas (en bordó) o redefinidas (en verde).

4.4.1 Formación Villa Mónica

Para esta formación Poiré (1987) reconoció dos asociaciones de facies: I) una basal cuarzo-arcósica (AFQA) y I) otra superior dolomítica y pelítica (AFDP) que incluye dolomías estromatolíticas y lutitas en el techo. La primera (I) constituida por 4 facies sedimentarias (ver cuadro 4.2, en negro) y la segunda (II) en la que describió otras 6 facies más.

4.4.1.1 Asociación de facies cuarzo arcósicas (AFQA I)

Esta había sido descrita por Poiré (1987), en los afloramientos del sector superior de la cantera Villa Mónica (Figs. 4.1 y 4.2), quien registró 16 metros junto con las rocas expuestas en la Cantera Colombo pertenecientes al tope de esta sucesión. Este autor recalcó que el estudio de esta asociación de facies fue dificultoso debido a la escasa exposición de los afloramientos. En el reconoció cuatro facies sedimentarias (ver cuadro 4.2) representadas por psefitas, psamitas y pelitas.



Figura 4.1. Foto del sector superior del Canterón Villa Mónica en Sierras Bayas donde aflora la parte basal de la asociación de facies cuarzo arcósicas.

Facies sedimentarias reconocidas previamente

(1) Facies de vaques y arenitas arcósicas con conglomerado basal.

- (2) Facies de arenitas cuarzosas con niveles conglomerádicos y óndulas en el techo de los estratos.
- (3) Facies de diamictitas.
- (4) Facies de lutitas con niveles váquicos subordinados.



Figura 4.2. Foto del Canchero Villa Mónica. Se observa el basamento cristalino coronado por el paleosuelo o gruss, por encima la asociación de facies cuarzo arcósicas, un sector cubierto y al tope las cuarcitas del Cerro Largo, Sierras Bayas.

Facies sedimentarias nuevas y/o redefinidas

La asociación de facies cuarzo arcósicas de la Formación Villa Mónica, ha sido registrada en todo su espesor a través de perforaciones en la zona de El Polvorín, en el Núcleo Central de las Sierras Bayas (Fig. 4.3). En estos cateos su potencia varía entre los 8,3m (Pozo T4) y 10,2m (pozo T6) y está conformada principalmente por facies heterolíticas, con participación de conglomerados finos, sabulitas, arenitas, vaques y pelitas, cuyo conjunto presenta colores variados (gris blanquecino, blanco, rosa, verde claro, verde oliva, castaño amarillento, castaño rojizo, rojo, morado y negro).

Facies G de gruss En una de las perforaciones antes mencionadas (T6) se reconoce la presencia de un *gruss* en los 40cm basales. El mismo se presenta con una coloración castaño rojizo amarillento. Los granos se encuentran bastante

desagregados en una matriz alterada y friable con meteorización fuerte. Cabe señalar la presencia de planos irregulares que conforman una pseudoestratificación de esta roca. Consecuentemente, en esta investigación se propone considerar a este nivel como una facies sedimentaria en la cual por un lado se reconocen estructuras sedimentarias y rasgos diagenéticos muy marcados (como pseudoestratificación, meteorización, cementación, etc., ver Cap. 6) aunque no se observan evidencias de transporte. Este es el equivalente a lo que Poiré (1987) definió como un nivel de alteración del basamento cristalino. Esta facies sedimentaria es también descripta petrográficamente (Cap. 6) y por análisis de difracción de rayos X (Cap. 7).

Facies (1) de vaques y arenitas cuarzo arcósicas con conglomerado basal

Esta facies sedimentaria (1) puede ser subdividida en tres subfacies, 1i (inferior), 1m (media) y 1s (superior):

subfacies (1i) de conglomerado basal:

El mismo está representado en la base y sólo se ha identificado en afloramiento en el núcleo septentrional (ver Poiré, 1987), donde se registró su mayor espesor, (Foto 4.3a). El espesor total del conglomerado basal en Villa Mónica es de no más de 2,5m. Lateralmente existe un acuñamiento de este manto hacia el sur.



Figura 4.3. Fotos subfacies 1i a) conglomerado basal en afloramiento, sector superior de la Cantera Villa Mónica, b) Conglomerado en testigo de perforación en la Cantera El Polvorín (núcleo central)

Por otra parte el mismo aparece mucho menos desarrollado en el núcleo central y no se lo ha identificado por perforaciones, (Foto 4.3b). Asimismo, esta subfacies no se ha registrado en el núcleo austral, y se cree que está ausente en este sector de las sierras (Poiré, 1987).

subfacies (1s) de vaques y arenitas arcósicas con intercalaciones pelíticas:

Dentro de esta subfacies, de 6,25m de espesor (medido en el núcleo central) se reconocieron, a) una vaque sabulítica de 1,05m de espesor con intercalaciones pelíticas, y b) finalmente una arenita verde claro de hasta 2m de espesor (Fig. 4.1)

La vaque sabulítica con intercalaciones pelíticas posee color predominantemente morado. En la misma se reconocen clastos de tamaño promedio entre 1 y 4mm los cuales son predominantemente cuarzosos y se presentan con formas subredondeadas. Los mismos, se encuentran inmersos en una matriz pelítica (limo/arcillosa) verde clara a blanquecino-amarillenta que varía en proporciones de entre 20 y 40%. La misma es rica en illita diagenética (en proporciones promedio del 70%) y podría incluirse en el límite entre limonita y fangolita. En general se observa moderada a buena consolidación con una estructura predominante masiva. En algunas muestras se ha reconocido la presencia de illita (2M) y pirofilita de origen hidrotermal (ver Cap. 7). Los fluidos hidrotermales se piensa que pueden haber provocado una homogeneización de las estructuras y especialmente de la matriz por lo que se la observa sin ningún tipo de laminación. El grado de selección es de pobre a muy pobre y la roca resulta inmadura texturalmente con clastos poco seleccionados y matriz soportada.

La arenita se identifica en la porción superior de esta subfacies, tiene aspecto similar a la vaque descrita arriba dado por su color y composición. La misma, se caracteriza por su escasa matriz entre 5-15%. Los clastos de cuarzo son de subredondeados a subangulosos con tamaños entre arena gruesa y sábulo (1-4mm) y con una estructura interna masiva. Se encuentra moderadamente a bien seleccionado y es de madura a submadura texturalmente; clastosoportada y con moderada consolidación.

subfacies (1m) de conglomerado sabulítico Este nivel se encuentra asociado a la parte media de la subfacies anterior (1s) y se infiere una geometría lenticular

dado que presenta 3,20 m de espesor máximo (en T5) y que se adelgaza en la perforación T6 donde tiene 2,20m de potencia.

Se trata de un paraconglomerado oligomíctico tipo cuarzoglomerado, con clastos de cuarzo subredondeados a subangulosos, de pobre selección con tamaños variables entre 2mm y 1,5cm, y escasa matriz entre 5-10%. Su estructura interna es masiva, siendo pobremente seleccionado, con moderada consolidación y texturalmente submaduro.

Facies (2) de arenitas cuarzosas con niveles conglomerádicos

En la misma se reconoce una arenita cuarzosa de color blanco, rosado y hasta rojizo teñida por óxidos de Fe, de 85cm de espesor (en el pozo T5) y que intercala con niveles váquicos (en los pozos T4 y T6). Dentro de esta misma unidad se incluye una cuarcita blanquecina de hasta 1,45m y un conglomerado cuarcítico blanco lechoso que aparece en dos maneras: un único nivel de 50cm o intercalaciones de 10cm de espesor.

La matriz es muy escasa a prácticamente ausente (hasta 5%). Se identifican clastos de arena gruesa y sábulos "suspendidos" en base de arena fina. Asimismo, se presentan algunos niveles de gravas cuarzosas de hasta 0,5 cm. El tamaño de grano de los componentes más gruesos varía entre 1mm y 0,5cm y los mismos son de subangulosos a subredondeados. Se encuentra muy bien seleccionada con estructura masiva. Esta roca es madura texturalmente y se presenta muy consolidado debido a la cementación completa y ausencia de porosidad. En las perforaciones se ha medido un espesor variable entre 1,5 y 2,5m.

Facies (3) de diamictita

Se ha identificado en afloramiento en laboreos realizados en el faldeo del Cerro Largo por encima de la cantera Vila Mónica (Figura 4.4).

Dentro de esta facies sedimentaria Poiré (1987) describe los siguientes componentes los cuales han sido asignados a 3 subfacies para un mejor ordenamiento y se ajuste a la descripción de abajo.

subfacies (3i) de conglomerados blanquecinos

Se trata de niveles psefíticos de tipo conglomerados, poco consolidados, con granos de cuarzo subredondeados con tamaños variables entre sábulos y guija de

hasta 3 cm. La matriz es arenosa, muy abundante y bien seleccionada. Asimismo, este autor recalca una bimodalidad marcada en el sentido textural. La cementación es escasa y de tipo carbonática. (Figura 4.4 C)

subfacies (3m) de vaques arcósicas

Se presentan con coloración rojiza a parda, bien consolidadas, con pobre selección, donde los clastos tienen un tamaño que varía de arena gruesa a sábulo y se encuentran subredondeados.

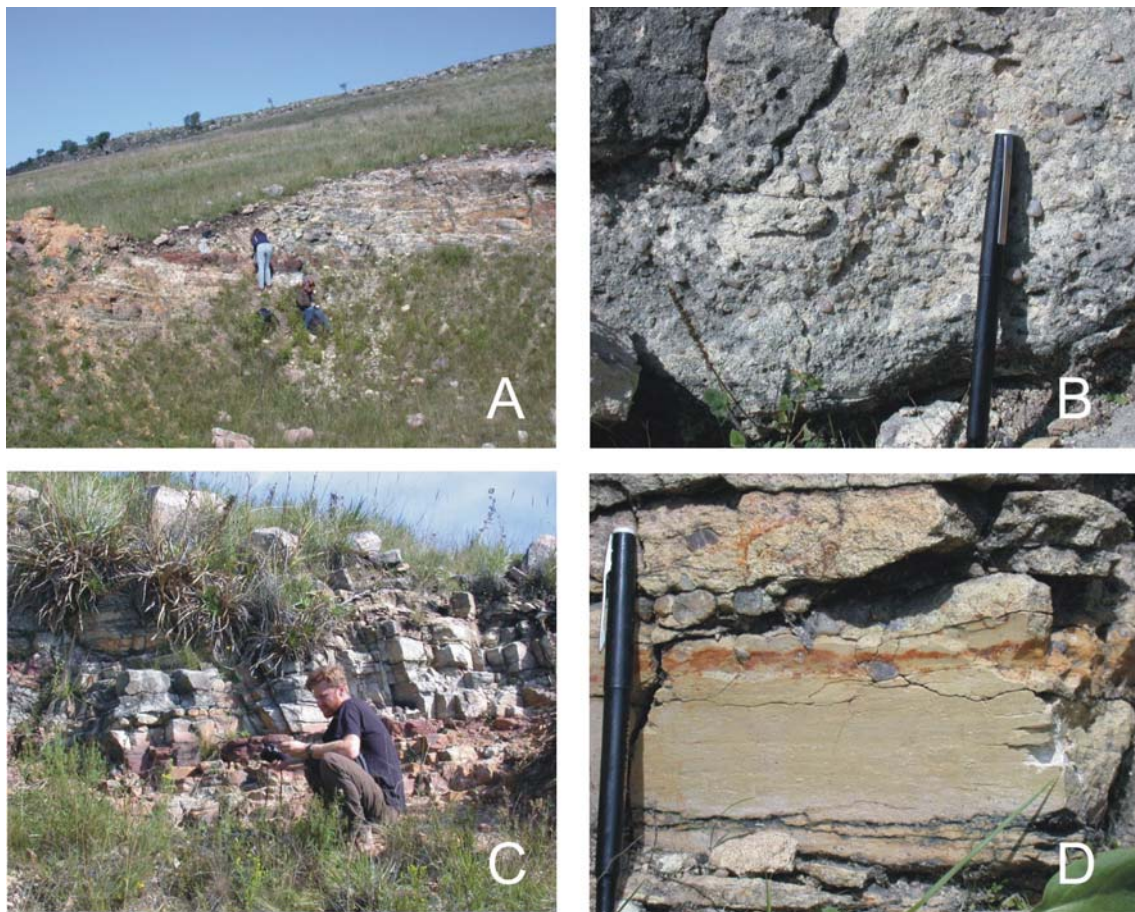


Figura 4.4. Fotos de la facies (3) de diamictita. A) Vista general del afloramiento. B) subfacies (3i). C) subfacies (3m) y D) subfacies (3s).

subfacies (3s) de fangolitas guijosas laminadas

Son fangolitas de color verde claro a blanquecino amarillento con sectores teñidos por óxidos de Fe, se encuentran moderadamente consolidadas: se caracterizan por presentar dos modas granulométricas una de tamaño pelítico y otra guijosa. La pelita se encuentra finamente laminada. Las guijas son casi exclusivamente de cuarzo traslúcido en granos de hasta 2cm, predominantemente subredondeados. En la parte subyacente de cada guija, las láminas de fangolitas

están levemente arqueadas, como si las mismas hubieran impactado. (Figura 4.4D). Se presentan en estratos delgados, tabulares a lenticulares y con laminación muy fina.

Esta subfacies (3s) en el subsuelo, se presenta conformando niveles intercalados con la facies sedimentaria (4) reconocidos en las perforaciones de la cantera El Polvorín. En los testigos se identifican clastos de escasos a muy escasos de hasta 3mm (sabulíticos), de composición fundamentalmente cuarzosa (principalmente granos traslúcidos) y con formas subredondeadas, la que resulta textural y composicionalmente inmadura y con moderada consolidación.

El análisis de las arcillas presentes en esta unidad permitió registrar la presencia de niveles con una asociación de pirofilita y muscovita, (Ver capítulo 7). Asociados a una homogeneización de los componentes finos que se atribuye a la participación de fluidos hidrotermales (ver Cap. 7).

Facies (4) de lutitas con lentes de areniscas y nódulos y lentes fosfáticos:

Esta facies sedimentaria está representada por una lutita de tonalidad rojiza, la que aparece representada en dos niveles uno inferior de hasta 1,55m y otro superior de 1,15m intercalado con un nivel de diamictita de espesor variable entre 50cm y 1,30m observado en los testigos de perforación.

En general esta facies sedimentaria presenta un moderado grado de consolidación, con estructura interna laminada o bien con fisilidad.

En la cantera Piedra Amarilla esta facies sedimentaria conforma un nivel de aproximadamente 1 metro de espesor que se encuentra expuesto pobremente en el piso de explotación de la cantera (Figuras 4.1 y 4.2). Allí se ha identificado la presencia de pequeñas lentes de areniscas intercaladas (de escasos centímetros de espesor y decenas de centímetros de diámetro). Dentro de esta facies sedimentaria se reconoce un nivel con nódulos y lentes fosfáticos rodeados de capas pelíticas rojizas y verdosas. En el mismo, se han observado importantes concentraciones de óxidos de hierro, principalmente como goethita también asociados a *chert* de color rojizo oscuro, (ver descripciones y fotos en Cap. 9).

Por otra parte, la asociación de facies cuarzo arcósicas ha sido registrada en todo su espesor a través de testigos de perforaciones en la cantera El Polvorín (Fig.

4.5). Mientras que los perfiles relevados a partir de dichos pozos se dibujan en secciones verticales en la figura 4.6.

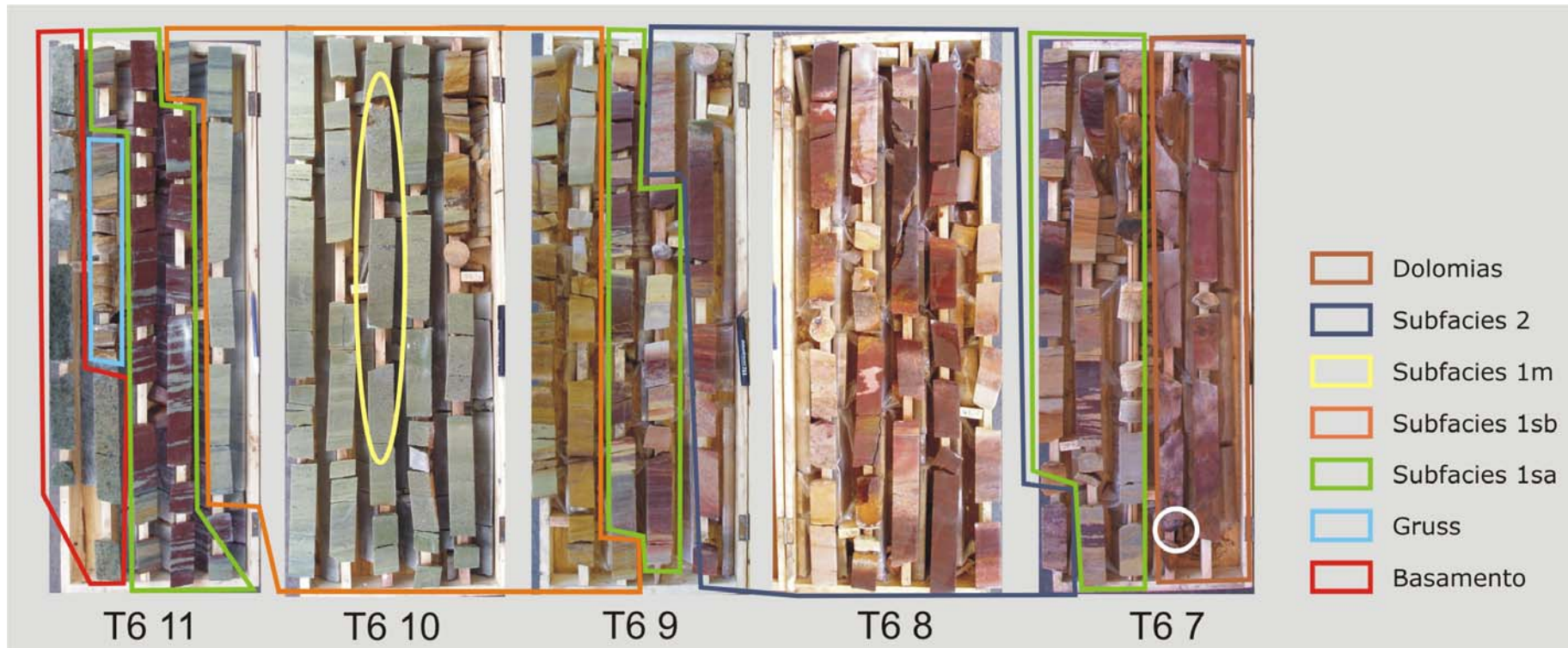


Figura 4.5. Asociación de facies cuarzo arcósicas, Facies 1 y 2 identificadas en el subsuelo por testigos en la perforación del Pozo T6 de la Cantera El Polvorín. En un círculo blanco se muestra el sector basal de las dolomías con clastos fosfáticos.

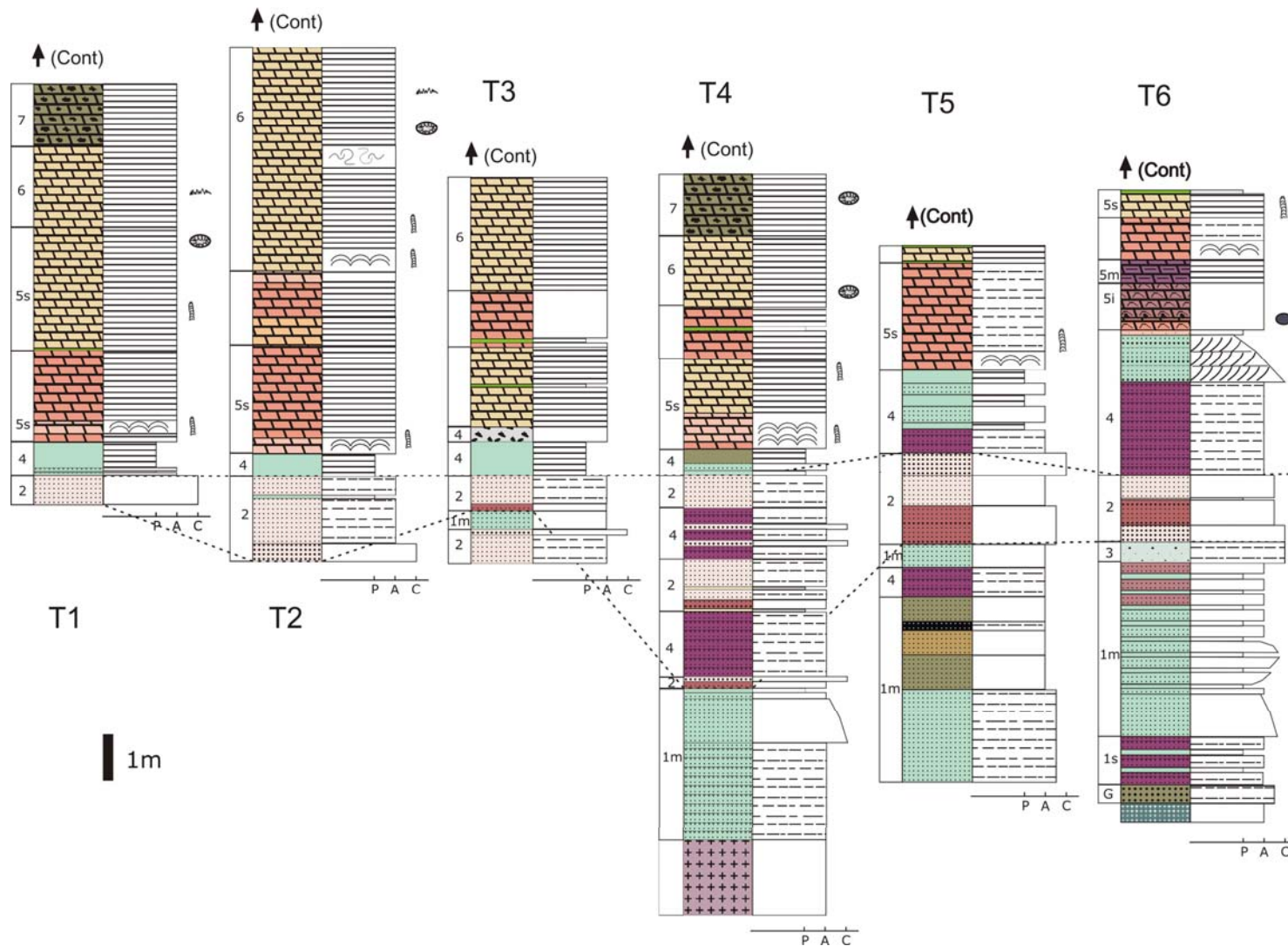


Figura 4.6. Perfiles de la Asociación de facies cuarzo arcósicas en el subsuelo (Pozos T1, T2, T3, T4, T5 y T6). Obtenidos de 6 perforaciones realizadas en la cantera El Polvorín.

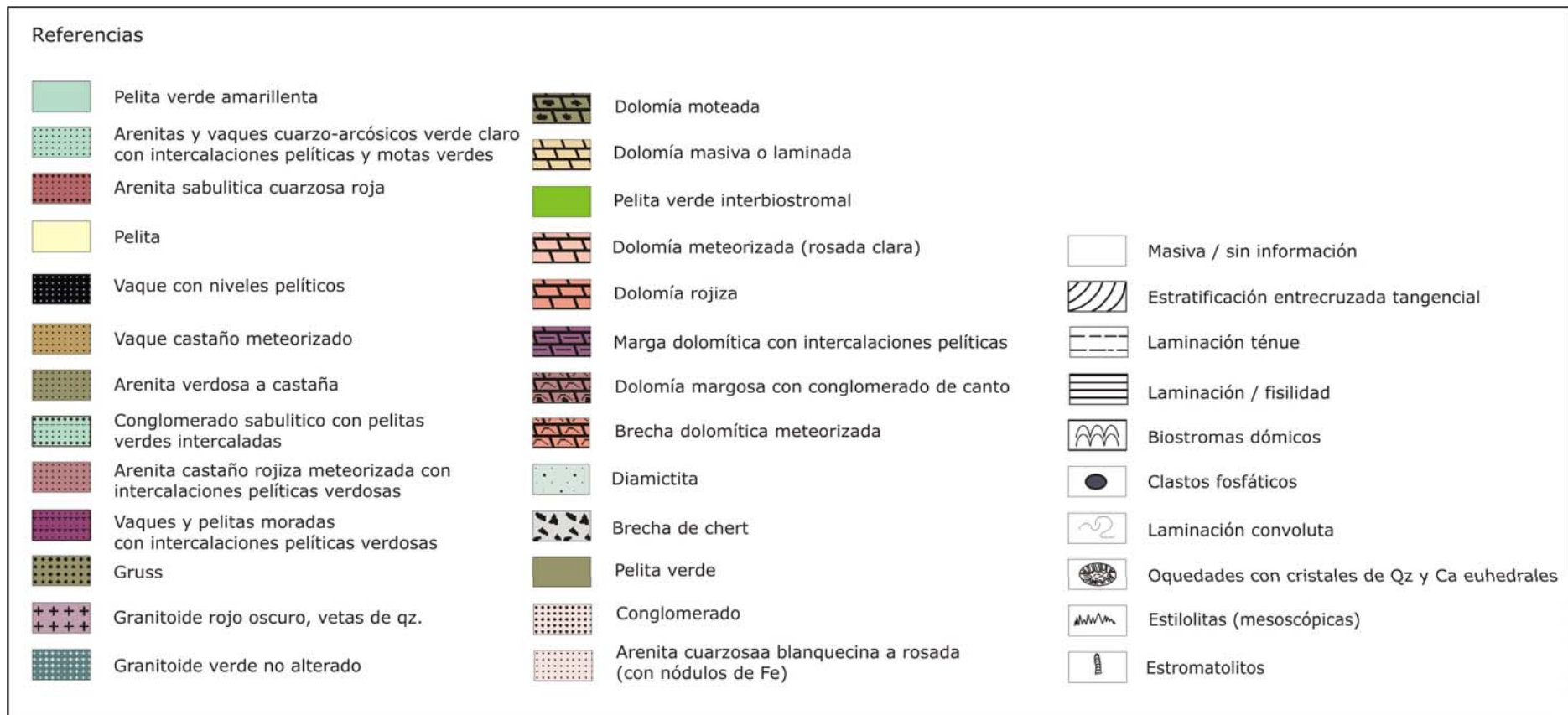


Figura 4.6 (cont.)

4.1.1.2 Asociación de facies dolomítica y pelítica (AFDP II)

En la asociación de facies dolomítica y pelítica se han reconocido las seis facies sedimentarias previamente descritas por Poiré (1987). Este autor midió espesores en canteras de hasta 36m, y dividió a esta sucesión en tres paquetes: uno basal estromatolítico, uno medio laminado y otro superior nuevamente estromatolítico.

Facies sedimentarias reconocidas previamente

- (5) Facies dolomítica de biostromas dómicos, con estromatolitos columnares, estratiformes y bulbosos
- (6) Facies de dolomías laminadas
- (8) Facies dolomítica de biostromas dómicos con estromatolitos estratiformes
- (9) Facies dolomítica de biohermas dómicos y pelitas verdes interbiostromales
- (10) Facies de dolomías laminadas friables
- (11) Facies de lutitas rojas

Facies sedimentarias nuevas y/o redefinidas

A fin de llevar a cabo este estudio se han relevado y muestreado once perfiles (Cuadro 4.3) de detalle del asociación de facies dolomítico-pelítica de la Formación Villa Mónica (FVM) ubicados tanto en canteras como en el subsuelo (ver Cap.3). A lo largo de estos perfiles se han reconocido once facies sedimentarias.

Perfiles AFDP II - FVM	
Canteras	Sector de las Sierras
Tres Antenas Piedra Amarilla	Núcleo Septentrional
Tres Lomas Volcamaq	Núcleo Central
Cateos (El Polvorín)	Núcleo Central
T 1	
T 2	
T3	
T4	
T4b	
T5	
T6	

Cuadro 4.3 Perfiles relevados para el estudio de la asociación de facies dolomítico pelíticas de la Formación Villa Mónica.

En el presente estudio se propone dividir a la facies 5 en tres subfacies (5i, 5m y 5s) y se describen otras cuatro facies sedimentarias (7, 11, 12 y 13) reconocidas a lo largo de los distintos perfiles analizados (ver en el cuadro resaltado en rojo).

La asociación de facies dolomítico pelítica ha sido registrada por perforaciones donde los espesores varían entre 39 y 52m aproximadamente. Las dolomías son de colores claros en donde predominan el amarillento, gris, bayo, rojizo y rosado pálido.

Tanto las facies sedimentarias previamente reconocidas como las redefinidas aquí se identificaron en las canteras Piedra Amarilla (Fig. 4.7), Tres Antenas y Volcamaq (Fig. 4.8).

Por su parte, los perfiles más importantes para el reconocimiento de las facies sedimentarias presentes en la AFDP II, se esquematizan en la Fig. 4.9.

Facies (5) de dolomítica de biostromas dómicos, con estromatolitos columnares, estratiformes y bulbosos:

Se dividió a esta facies sedimentaria (5) en tres subfacies de manera de hacer más fácil aún su reconocimiento e identificación (ver cuadro 4.2):

Subfacies (5i) conglomerado de canto en la base de esta unidad

Subfacies (5m) marga dolomítica (de la base), y

Subfacies (5s) equivalente a la 5 de arriba

subfacies (5i) de conglomerado de canto

Esta subfacies comprende apenas los primeros 10-30 cm de la base de la AFDP II y la misma aparece escasamente representada. Este nivel se observa en el piso de explotación de la cantera Piedra Amarilla, ubicado estratigráficamente por encima del nivel pelítico con nódulos de fosfatos.

La subfacies 5i, está representada por un conglomerado con clastos fosfáticos, pelíticos, psamíticos y de ftanita, los cuales en general se orientan pseudoverticalmente respecto a la estratificación. Dichos clastos poseen formas proladas y se encuentran inmersos en una matriz dolomítico-margosa.

Previamente, Poiré (1987) hizo referencia a éste nivel como un conglomerado dolomítico de canto (“*edgewise*”) de hasta 15 cm de espesor ubicado

en la parte basal de la asociación de facies dolomítica pelítica, la 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.

subfacies (5s) de dolomita con estromatolitos columnares y material clástico interestromal

En la porción basal de la subfacies 5s, se reconoce un nivel con clastos negros (fosfáticos similares a los de la subfacies 5i) que en este caso se distribuyen en forma dispersa entre las columnas estromatolíticas del primer estrato biostromal, el cual no supera los 45 cm.

En ambos casos (tanto en la subfacies 5i como en la 5s), los clastos son de formas proladas, subredondeadas y con hasta 3,5 cm de diámetro máximo, siendo su composición principalmente fosfática. En el capítulo 9 se dan a conocer los detalles de los estudios realizados sobre este nivel en donde se reconoce que algunos de los clastos son silicoclásticos mientras que otros (negros) son fosfáticos.

Este nivel con clastos fosfáticos (tanto el conglomerádico como el con clastos dispersos) ha sido también identificado, a través de testigos de perforación realizados en la cantera El Polvorín, (Figuras 4.5 y 4.6). En ambos casos se ha observado que el conglomerado basal comprende los primeros centímetros de las dolomías de la Formación Villa Mónica.

subfacies (5m) de marga dolomítica

En la perforación del pozo T6 de la Cantera El Polvorín se reconoció en la base de la asociación de facies dolomítico-pelítica la presencia de 0,4m de una marga dolomítica de color morado violáceo con laminación muy tenue y algo meteorizada (Figura 4.6). Este nivel se ubica inmediatamente por encima de la subfacies 5i y por debajo de la 5s. Esta roca de aspecto terroso fue analizada por DRX y se determinó que está compuesta por: 70% dolomita, y el resto arcillas, cuarzo y trazas de feldespatos (Figs 4.7, 4.8 y 4.9).

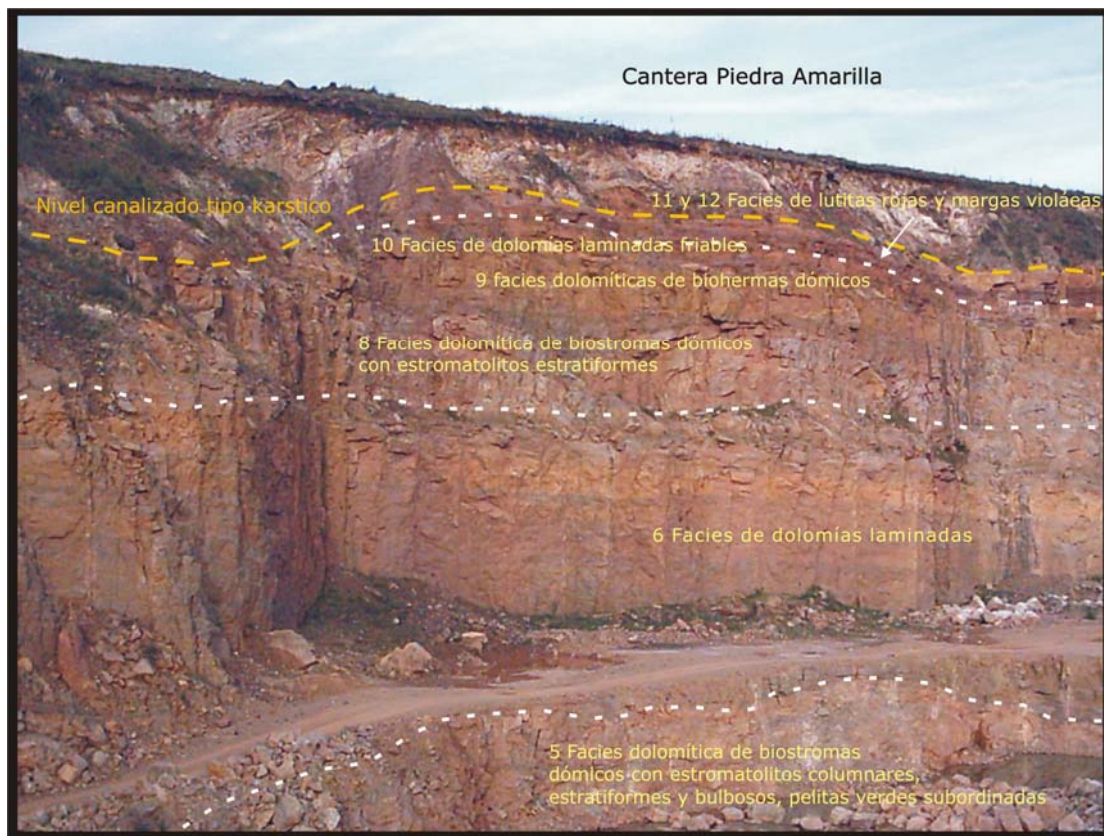


Figura 4.7. Foto de las facies sedimentarias reconocidas en la cantera Piedra Amarilla.

En la AFDP II, se describen por primera vez las siguientes facies sedimentarias:

- (7) facies de dolomías moteadas
- (11) facies de lutitas rojas (con piritas)
- (12) facies de margas violáceas (del techo)
- (13) facies de dolomías oolíticas silicificadas

Facies (7) de dolomías moteadas:

La facies de dolomías moteadas aparece en tres variedades "atigradas o zebriode", con motas irregulares y "leopardo", asociadas con la presencia de oquedades irregulares y estromatolitos columnares. Para el caso de la variedad atigrada, la misma podría corresponderse con la conocida como textura "zebroide" (Cap.5B).

En la cantera Volcamaq (La Alcancía II), ubicada en el Núcleo Central del conjunto Serrano, se describe por primera vez la presencia de un nivel de hasta 2m de espesor constituido por dolomías con motas irregulares de tamaños centimétricos. De acuerdo a la forma de las motas se reconocen tres tipos de

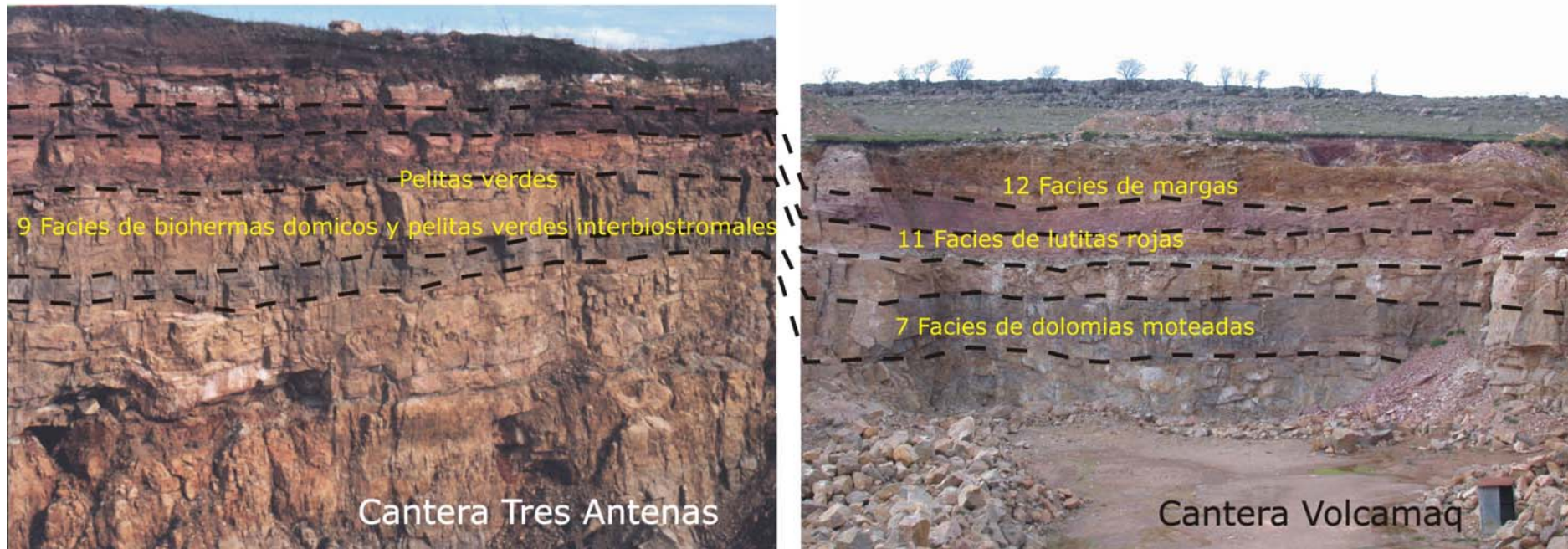


Figura 4.8. Fotos de las Canteras estudiadas a partir de las que fueron relevados perfiles de detalle. Las canteras Tres Antenas pertenecen al núcleo septentrional, mientras que la Cantera Volcamaq se ubica en el Núcleo Central de las Sierras Bayas.

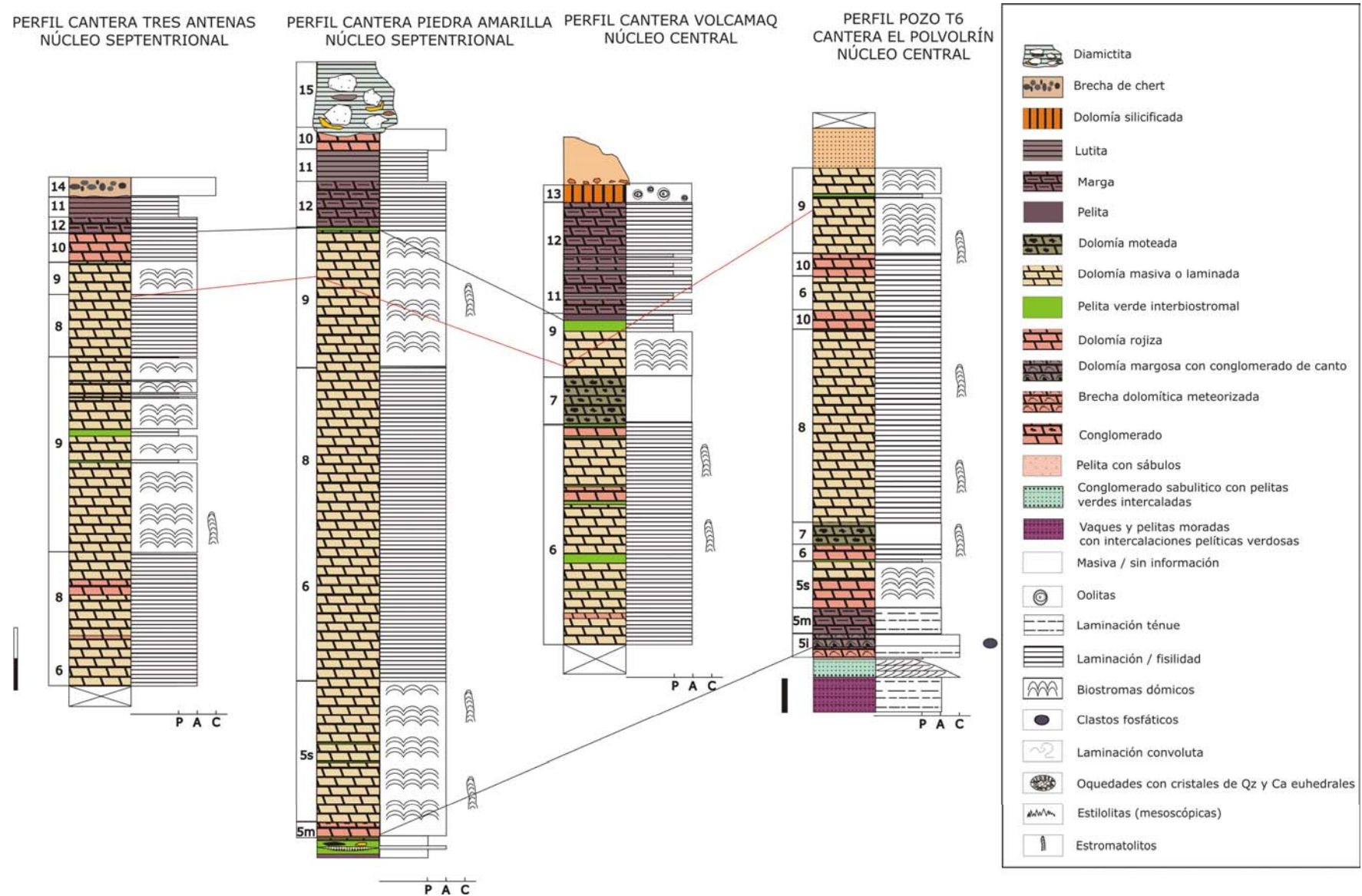


Figura 4.9. Perfiles de dolomías de la Formación Villa Mónica en los núcleos Norte y Centra. Las líneas negras señalan niveles semejantes en los perfiles, mientras que la línea roja permite correlacionar un nivel reconocido en las cuatro secciones.

diseños: i) “atigrado” o “zebroide”, donde las manchas rojizas tienen formas alargadas que asemejan las rayas de un tigre o cebrá, ii) motas irregulares, las cuales se presentan como “manchones” de formas irregulares de tonalidad rojiza y ii) “leopardo”, cuando los estromatolitos columnares de base cuasicircular son los que constituyen las motas oscuras. La base dolomítica es de color gris, gris amarillento o bayo y las motas resaltan en anaranjado o castaño rojizo (Fig. 4.10). Se observan asociadas a estas facies la presencia de oquedades, generadas por procesos de disolución, de tamaños variables, de milimétricas a centimétricas (Fig. 4.10). Las mismas pueden presentar relleno con distintos pulsos de cementación en su interior dados por cementos de dolomita, megacuarzo, calcita y/o arcillas autigénicas. Los cristales de cuarzo son euhedrales y cierran parcial o totalmente el espacio poral a modo de geoda. Esta facies sedimentaria presenta en la parte basal estromatolitos columnares bien desarrollados. Los diseños de las motas “atigrado o zebroide”, matas irregulares y “leopardo” responden por un lado la participación de fluidos ricos en hierro asociados a procesos diagenéticos y por otro a la estructura y textura internas de la roca, la cual presenta un sector basal con mayor desarrollo de las columnas estromatolíticas (leopardo), mientras que en la parte superior la misma es más masiva dando diseños atigrado o de motas irregulares (ver Cap. 5B).

Facies (11) de lutitas rojas

Dentro de esta facies sedimentaria solo se destaca la presencia de cristales de pirita, por lo que se caracterizó a la siguiente subfacies.

subfacies (11s) de lutitas rojas con piritas

En la base de la Formación Cerro Largo se reconoce un nivel de lutitas que se encuentra aflorando en la parte superior de la cantera Malegni I (Fig. 4.11). El mismo presenta coloración rojiza con algunos niveles claros blanquecinos, y dentro de éste se reconocen “sombras” de cristales de piritas hematizadas o las cavidades cúbicas dejadas por la disolución de las mismas. Este nivel tiene un espesor de 1,5m y ha sido reconocido en este sector de las sierras.

Facies (12) de margas violáceas:

Está constituida por un nivel margoso, tabular, de color violáceo y aspecto terroso al tacto de hasta 2,7m de potencia (Fig. 4.10). El mismo se encuentra estratigráficamente por debajo de una lutita roja con fisilidad (Poiré, 1987; ver cuadro 2) o bien intercalado en niveles decimétricos en dicha lutita. Este nivel

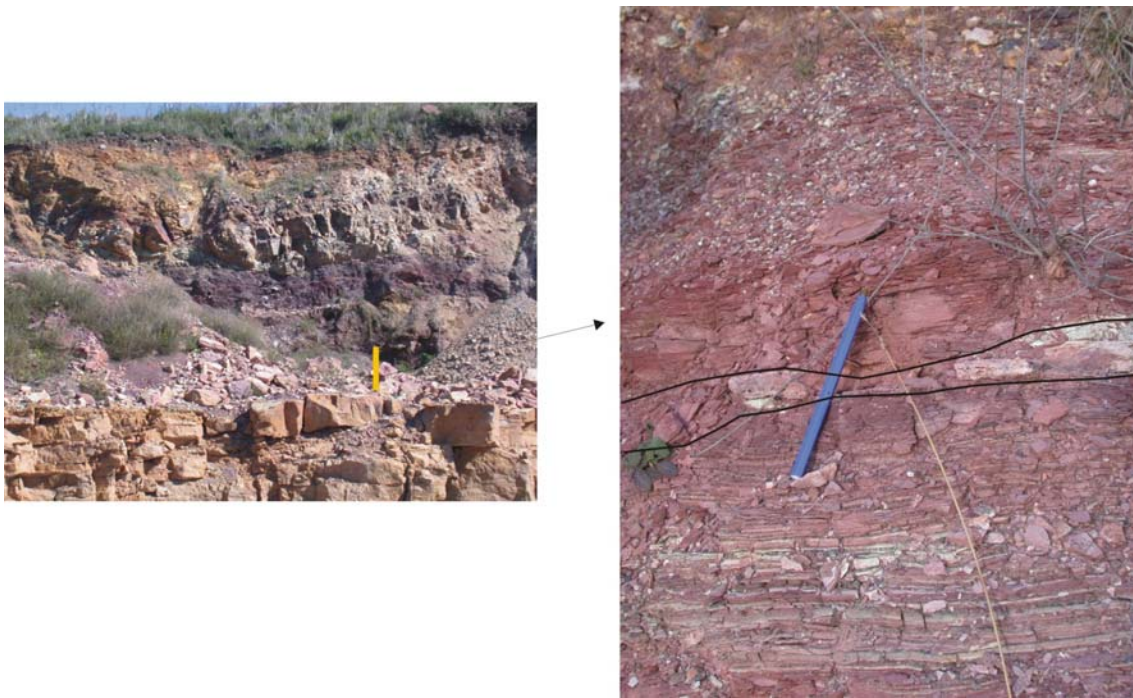


Figura 4.10 Subfacies 14i. Nivel pelítico con cavidades cúbicas de piritas hematizadas.

margoso se encuentra en todos los perfiles analizados, en el tope de la asociación de facies dolomítica y pelítica. Se reconocen niveles de calcita cristalina blanquecina de hasta 3cm de espesor intercalados en forma horizontal paralelos a la estratificación.

Esta facies sedimentaria ha sido también encontrada en la sección basal de las dolomías en la perforación T6 donde tiene 1m de espesor y coloración es morada oscura. La misma está ubicada por encima de la subfacies de conglomerado de canto, y ha sido reconocida asimismo, en la base de la cantera Piedra Amarilla donde su composición corresponde a una marga dolomítico-calcítica.

Mediante análisis petrográficos y de difracción de rayos X se determinó que las margas del tope de esta asociación de facies son de composición variable entre dolomía margosa, marga dolomítica, caliza margosa y marga (tanto de calcita como de dolomita).

Facies (13) de dolomías oolíticas silicificadas:

Por encima del paquete dolomítico pelítico, se reconoce una superficie cárstica con canales irregulares sobre el tope de las lutitas de la FVM, en algunos lugares ha

sido importante la silicificación dando un nivel de hasta 1m de espesor bastante continuo de *chert* como reemplazo de dolomías oolíticas.

Este nivel está constituido por una capa masiva y consolidada (cementada) de color bayo o castaño rojizo, con abundantes dendritas negras de óxidos de manganeso. El cemento silíceo ha reemplazado completamente a la dolomía original preservándose las formas microscópicas de los cristales romboidales de dolomita. El mismo ha sido reconocido en la cantera Volcamaq (Fig. 4.11) y en perforaciones en la cantera el Polvorín (Núcleo central).

Los ooides son esféricos, subesféricos o de formas redondeadas irregulares con laminación concéntrica, los núcleos son de calcita, cuarzo o constituidos por peloides micríticos. Los mismos tienen tamaños de entre 0,5 y 2mm. Generalmente tienen una fábrica radial de cristales fibrosos de hasta 150µm y un patrón de crecimiento concéntrico. En todos los casos se observa un reemplazo del carbonato por *chert*, (ver fotos Cap. 5B).

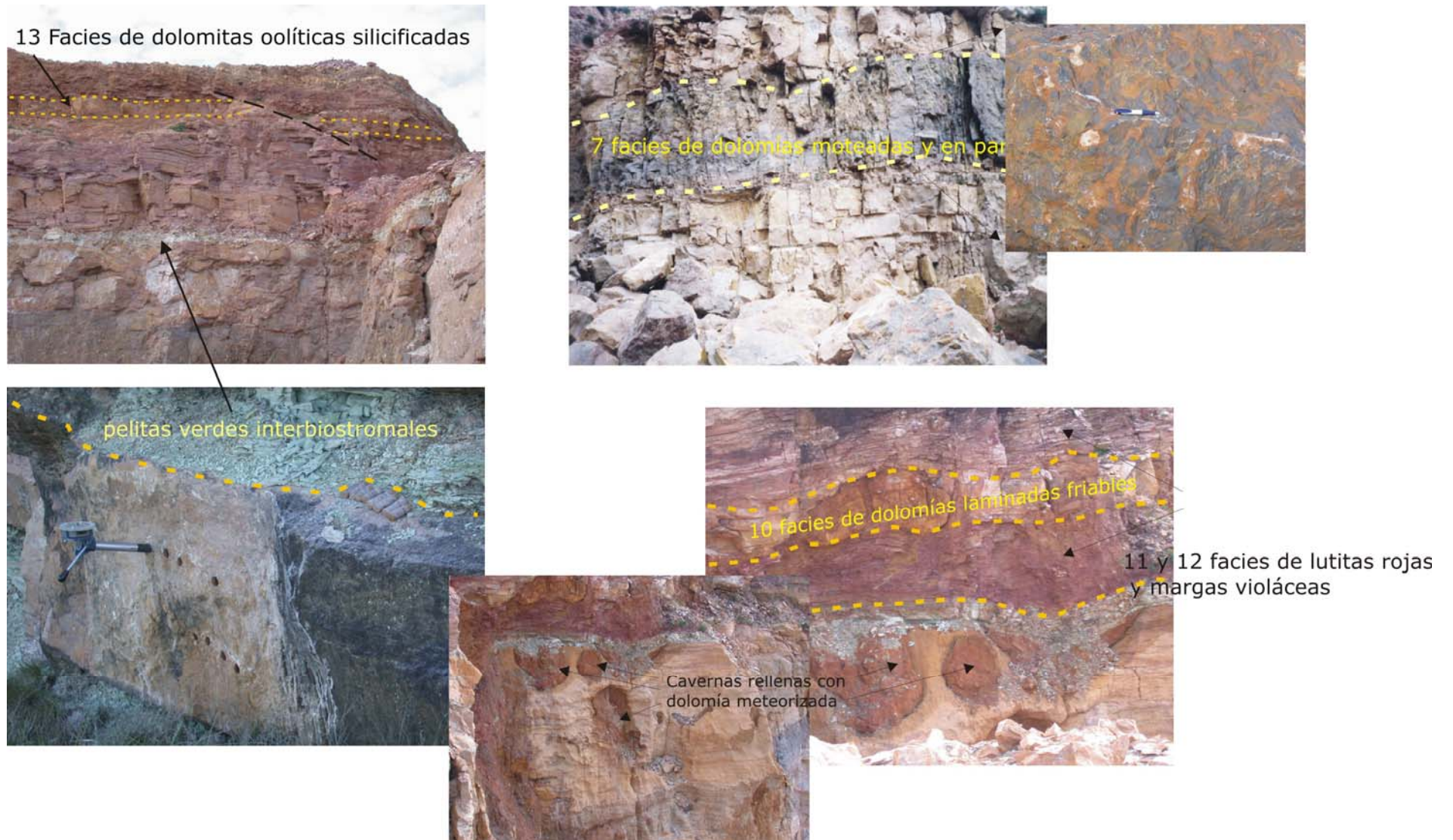


Figura 4.11 Facies de dolomías 7, 12 y 13

4.4.2 Formación Cerro Largo

A la Formación Cerro Largo, previamente, Poiré (1987) la dividió en tres asociaciones de facies: 1) psamíticas y pelíticas, 2) cuarcítica y 3) pelíticas. Más tarde, Poiré y Spalletti (2005) le asignan a la tercera asociación de facies la categoría de Formación, de la cual tomaron la denominación de Formación Olavarría propuesta previamente por Andreis et al (1996).

4.4.2.1 Asociación de Facies psamíticas y pelíticas (AFPP III)

Para esta asociación de facies Poiré (1987) reconoció dos facies sedimentarias

Facies sedimentarias reconocidas previamente

(14) Facies de fangolitas amarillentas y brecha de ftanita

(16) Facies de psamitas y pelitas varicolores (con glauconita)

Facies sedimentarias nuevas y/o redefinidas

(14i) subfacies brecha de *chert*

(14s) subfacies de diamictita

(15) Facies de arcilitas moradas

Facies (14) de fangolitas amarillentas y brecha de ftanita

A esta facies sedimentaria se propone subdividirla en dos subfacies.

subfacies (14i) de brecha de chert

En la parte inferior de la facies sedimentaria 14 se reconoce un nivel de brecha de *chert* rojizo y grisáceo (Fig. 4.13 D) muy consolidado que no supera el metro de espesor (decenas de centímetros) el cual se identifica claramente en las canteras Malegni I y Tres Antenas que se ubica por encima de las lutitas (facies sedimentaria 11) y margas rojizas y violáceas (facies sedimentaria 12) del techo de la Formación Villa Mónica.

subfacies (14s) de diamictita (fangolitas amarillenta y brecha de ftanita)

Esta facies sedimentaria se ha reconocido en las canteras Malegni I, Tres Antenas y Piedra Amarilla (Figs. 4.12 y 4.13), en las mismas se presenta con espesores variables que en general rondan en los 6m.

La misma, está compuesta por megaclastos inmersos en una matriz pelítico-arenosa con una estructura interna es caótica. Esta roca se encuentra muy poco consolidada y es de tipo matriz sostén.

La geometría de la facies resulta de tipo irregular y se la observa como relleno de canales (de decenas de metros) originados en las depresiones entre los abultamientos o bioconstrucciones en las dolomías subyacentes (Fig. 4.12 A).

Los clastos son de variada composición, encontrándose: dolomíticos, pelíticos, de areniscas sucias, de cuarcita y de *chert*. Los clastos de areniscas están constituidos en algunos casos de cuarcitas masivas bien litificadas o bien de areniscas con escasa matriz pelítica más friables, que alcanzan tamaños de hasta 2,5m (Fig. 4.12D y 4.13C). Otros de los clastos están compuestos de clastos de brechas de *chert* muy resistentes.

Dentro de las formas reconocidas se encontraron algunos subredondeados, y otros algo aplanados. Los mismos se encuentran comúnmente deformados ya sea fracturados y/o plegados de acuerdo a la composición (Fig. 4.12 C, D y E y Fig. 4.13 C). El tamaño de los clastos varía de decenas de centímetros alcanzando hasta 2 o 3m.

La matriz es predominantemente pelítico-arenosa, en general masiva y se presenta con colores variados: morado, rojizo, castaño, amarillento, verdoso y blanquecino. En la cantera Piedra Amarilla (Fig. 4.12) se han identificado rasgos de deformación en donde los clastos de gran diámetro deforman en la parte inferior a las pelitas dejándolas "plegadas" por lo que podría pensarse en que los clastos habrían caído sobre la matriz.

El origen de esta unidad aún sigue siendo motivo de estudio, pero no se descarta la posibilidad de un origen glacial.

Facies (16) de arcilitas moradas

En la base de la Formación Cerro Largo se reconoce la presencia de un nivel pelítico de color morado oscuro masivo u ocasionalmente con laminación tenue el cual se encuentra por encima de un nivel importante de brecha de *chert*. Este

alcanza un espesor máximo de 6m medido en una de las perforaciones (T4) de la cantera El Polovorín.

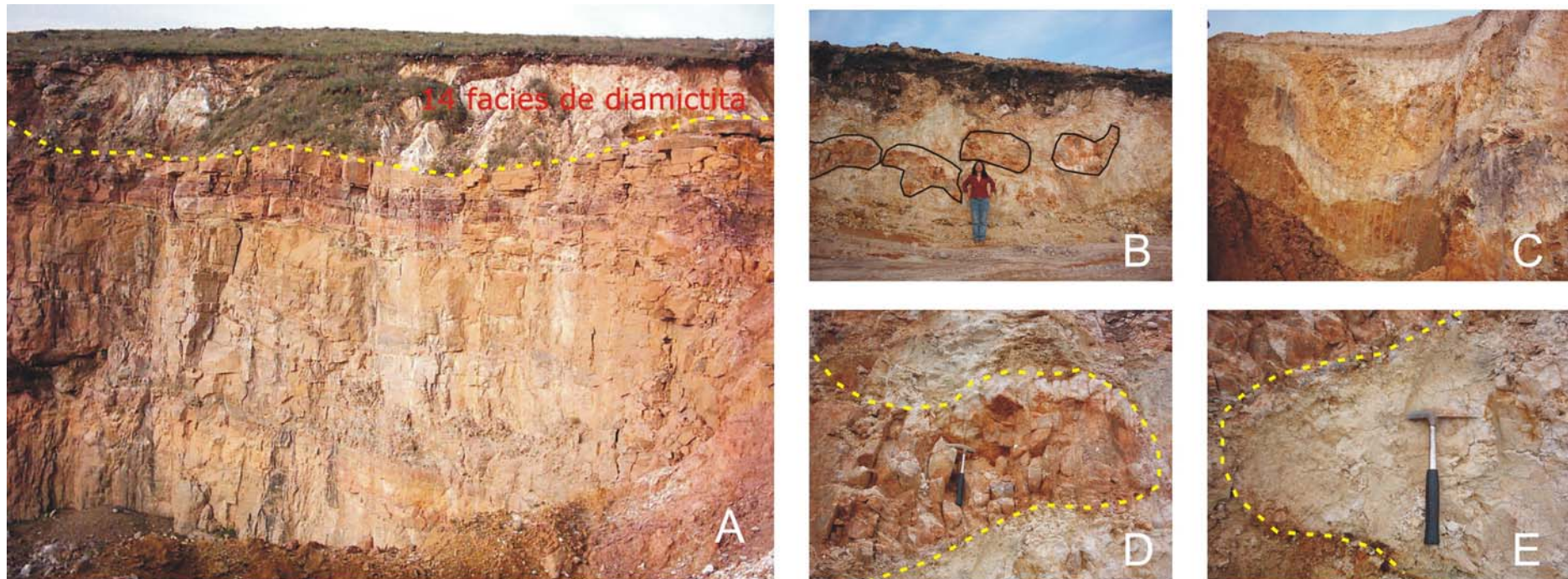


Figura 4.12. Cantera Piedra Amarilla, se resalta la facies 14 de diamictita que conforma la base de la Fm. Cero Largo. Foto A vista general del relleno de los canales. B pelita con clastos areno-pelíticos muy deformados; C pelitas en capas plegadas y deformadas de colores castaño, blanquecino, morado y amarillento. C clasto de arenita muy fracturado y deformado inmerso en matriz pelítica. E intraclasto de pelita blanquecina deformado rodeado de arenisca.

Por otra parte, en las canteras Piedra Amarilla y Tres Antenas se encuentra asociada a las pelitas de la diamictita de la facies (14) anteriormente descrita (Fig. 4.13) y hasta el presente no se lo ha reconocido en otros afloramientos o canteras. Este nivel tiene alto contenido de arcillas plásticas identificadas por análisis de DRX. En el perfil de una de las perforaciones (T3) se reconoce una asociación mineralógica de arcillas dada por pirofilita-caolinita- esmectita (con hematita) en orden de abundancias relativas. La composición de los argilominerales es variable de acuerdo a los perfiles analizados (ver Cap. 7).

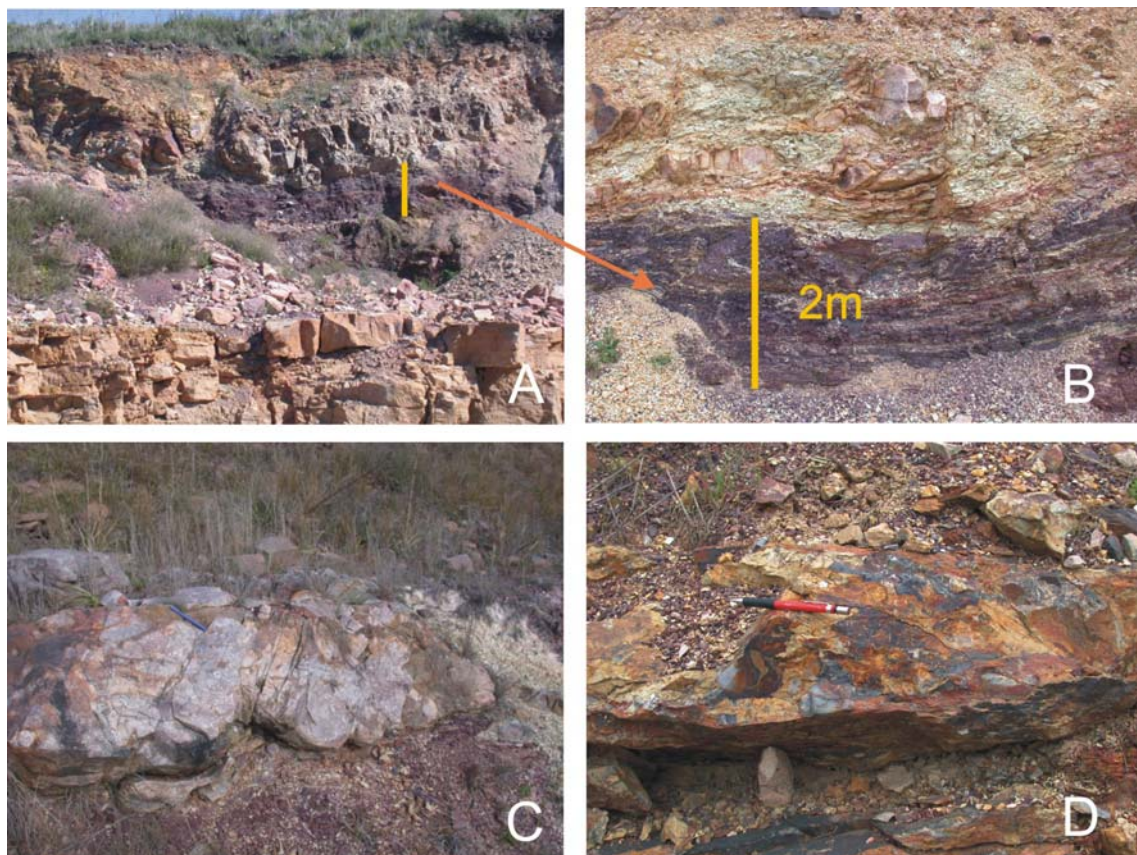


Figura 4.13. Facies 14 Cantera Tres Antenas, A y B facies (16) pelita morada forma la base, C) Clastos de cuarcita subredondeados y se presentan muy fracturados y deformados. y D) nivel de brecha de *chert* rojizo y grisáceo ó facies (14i).

La geometría de este nivel no puede observarse, pero podría ser lentiforme o bien de techo irregular ya que como se mencionó anteriormente no se encuentra claramente expuesta.

En la cantera Piedra Amarilla se ha reconocido a esta pelita formando intraclastos, entremezclada en la matriz de la diamictita (14) descrita previamente (Fig. 4.12).

4.4.2.2 Asociación de Facies cuarcíticas (AFQ IV)

Poiré, (1987) registra dentro de esta asociación de facies cuatro facies sedimentarias esencialmente constituidas por cuarcitas. Una vista general del aspecto de esta sucesión cuarcítica se observa en la fotografías de la Figura 14.

Facies sedimentarias reconocidas previamente

- (17) Facies de areniscas cuarzosas ondulíticas (Fig. 4.15)
- (18) Facies de areniscas cuarzosas en artesas (Fig. 4. 15b)
- (19) Facies de areniscas cuarzosas con megaóndulas y óndulas sobreimpuestas (Fig. 4.18)
- (20) Facies de arenitas cuarzosas y pelitas en estratificación mixta (Fig. 4.18C)



Figura 4.14. Asociación de facies cuarcíticas de la Fm Cerro Largo. En la foto de abajo se observa la Facies (20) heterolíticas que constituye el pasaje transicional entre las cuarcitas de la Fm. Cerro Largo y las pelitas amarillentas de la Fm Olavarría.

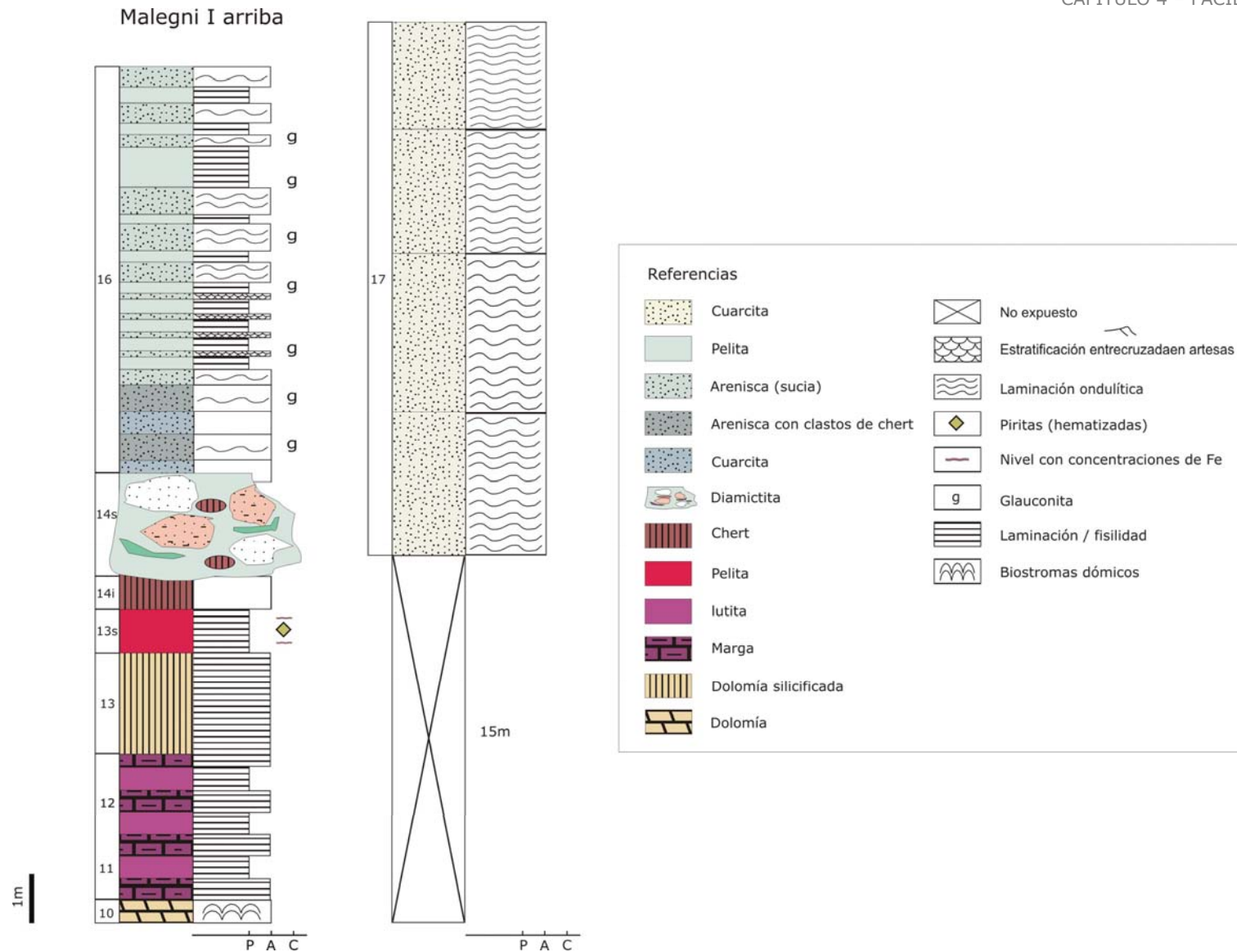


Figura 4.15. Perfiles Asociación de facies pelíticas y heterolíticas de la Fm. Cerro Largo. Los afloramientos pertenecen al sector superior de la Cantera Malegni I en el área de Sierras Bayas (Núcleo Septentrional).

Perfil gran Detalle Laboreo Camino a La Pampita - Núcleo Septentrional

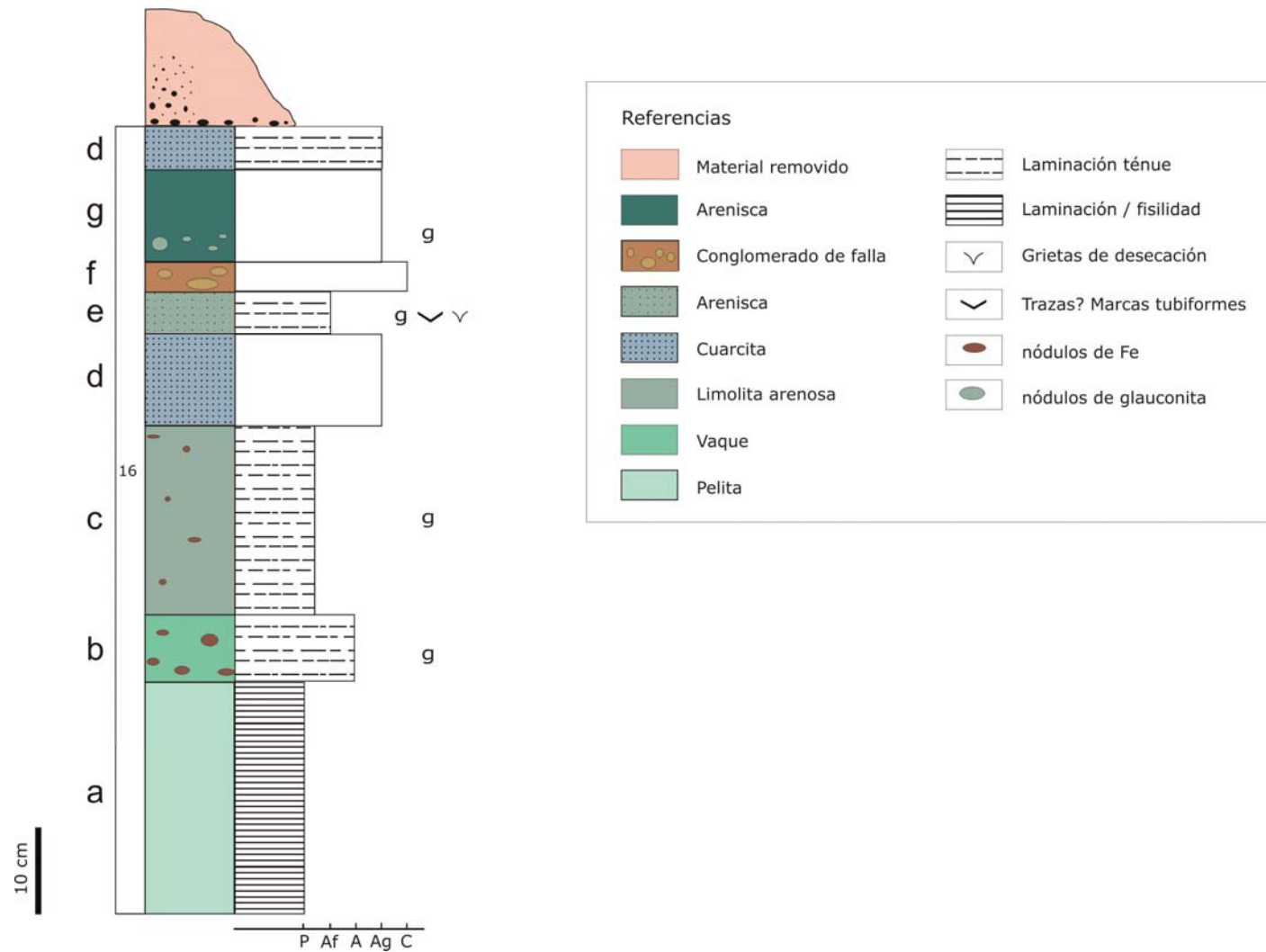


Figura 4.16. Perfil de gran detalle de un laboreo ubicado en un camino no pavimentado que lleva a la nueva cantera de Loma Negra S.A. denominada La Pampita. Aquí se reconoce la facies de psamitas y pelitas varicolores donde se destaca la presencia de nódulos con glauconita.

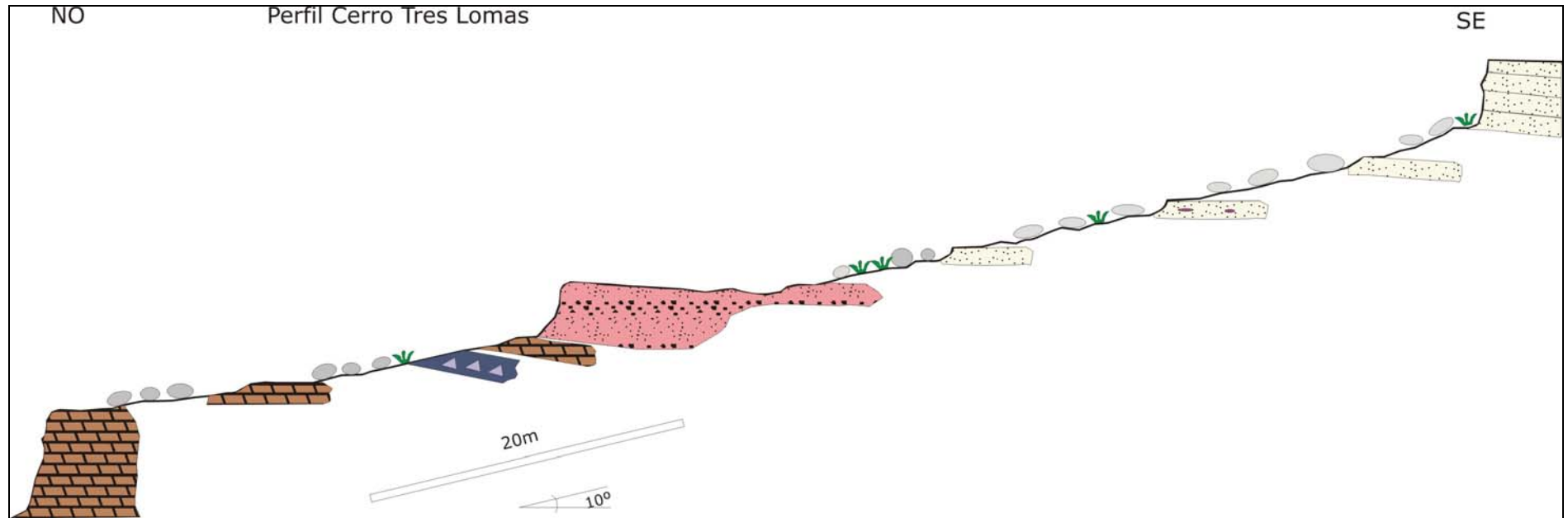


Figura 4.17a. Ladera del Cerro Tres Lomas. Perfil relevado en el campo.

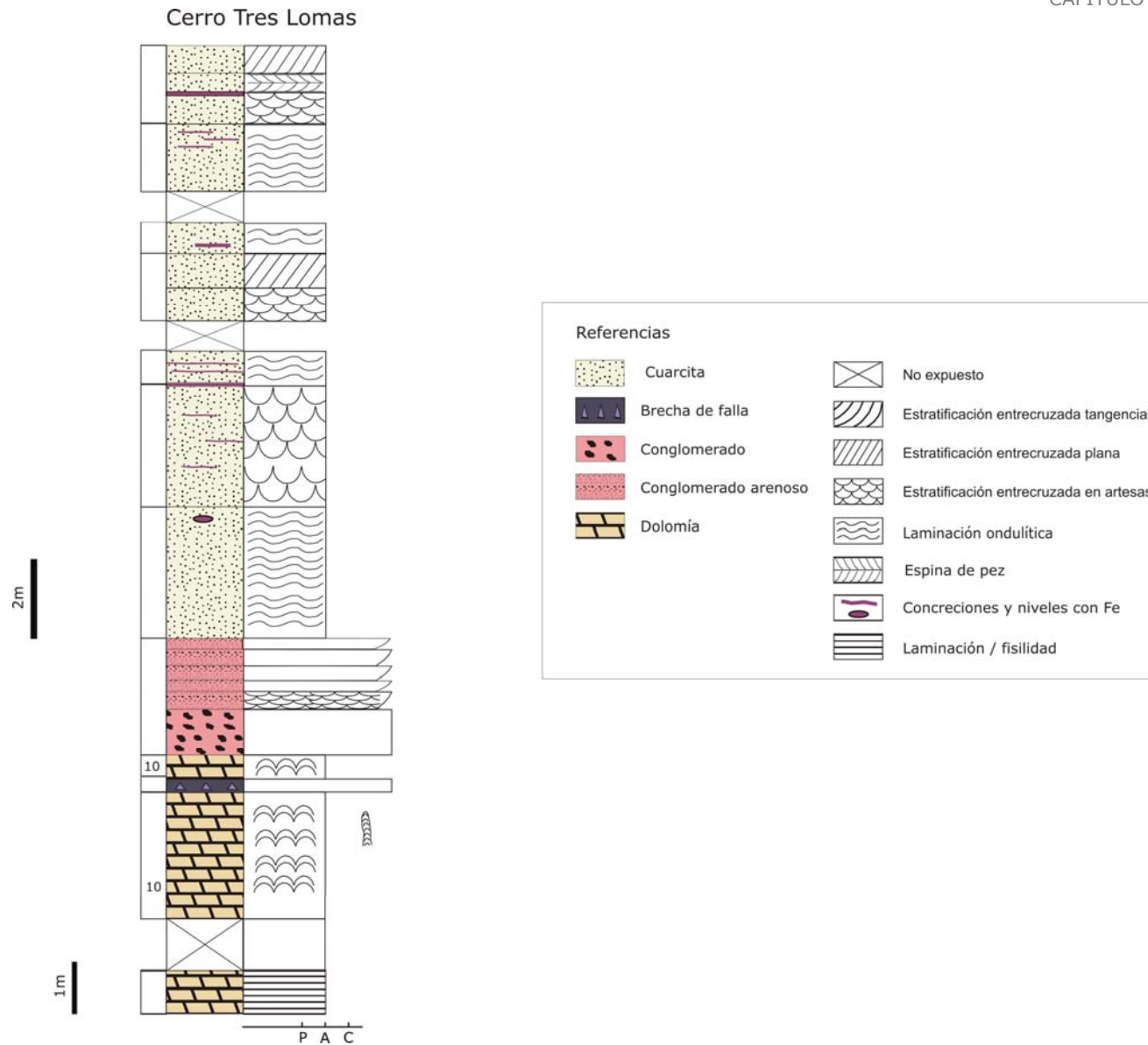


Figura 4.17b. Perfil vertical de la ladera del Cerro Tres Lomas.

Los perfiles llevados a cabo durante la realización de este trabajo (Figs. 4.15 a 4.18) permitieron identificar las facies sedimentarias que constituyen a esta unidad (IV AFQ) y a su vez se reconocieron estructuras internas que no habrían sido citadas con anterioridad dentro de las cuarcitas. Dichas estructuras son estratificación entrecruzada tipo espina de pez (Figs. 4.17b y 4.18) y estratificación entrecruzada tangencial (Fig. 4.18).

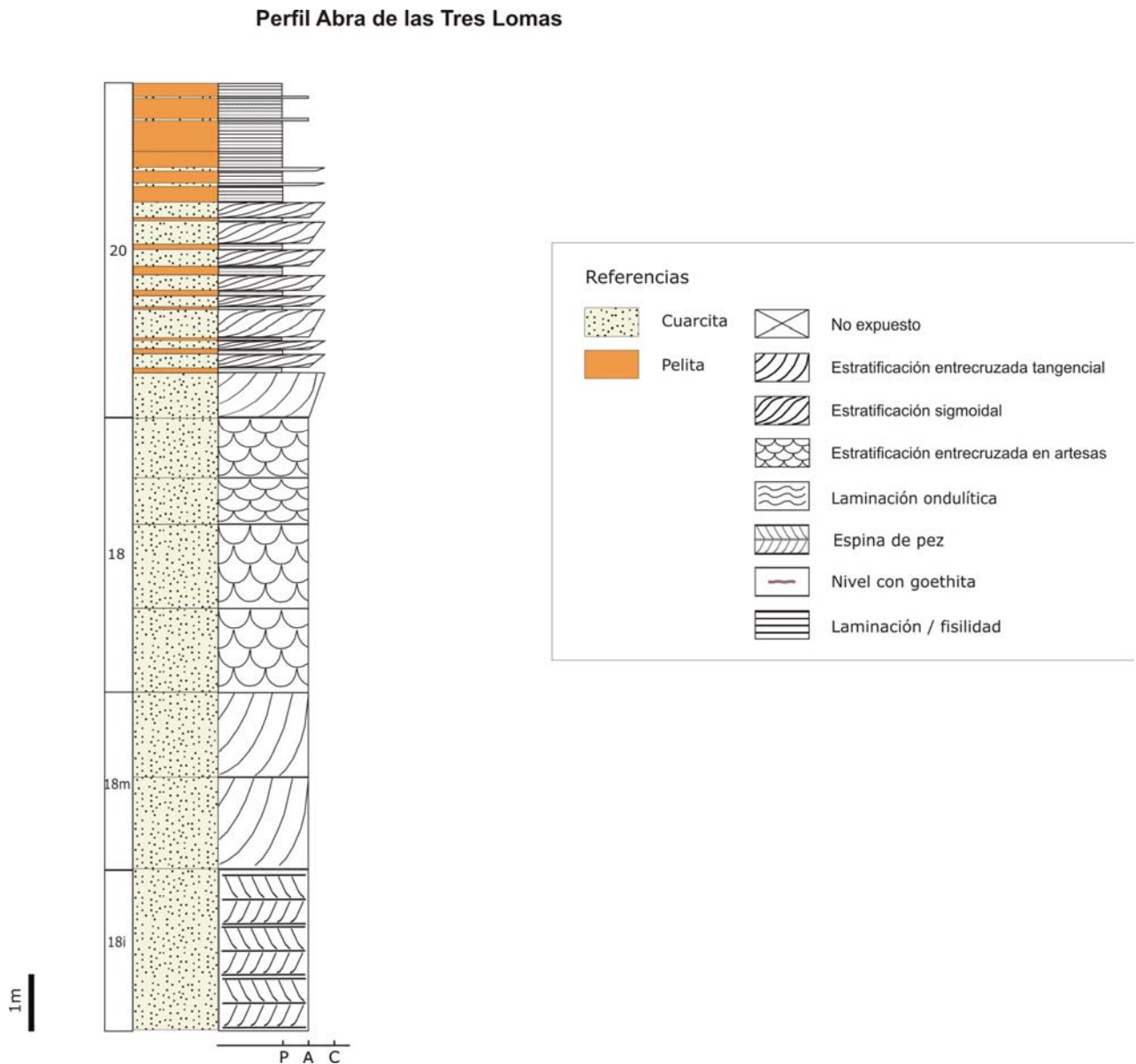


Figura 4.18. Perfil de detalle de las cuarcitas de la Fm. Cerro Largo. Este corte se ubica en el margen de un camino pavimentado que se encuentra la ladera norte del Cerro Tres Lomas.

4.4.3 Formación Olavarría

4.4.3.1 Asociación de facies pelíticas (AFP V)

Poiré (1987), la denominó Asociación de Facies Pelíticas (V AFP), y en ese momento era descripta como el sector superior de la Fm. Cerro Largo, actualmente esta unidad le ha sido designada la categoría de formación (Poiré y Spalletti, 2005) quienes tomaron la denominación de Formación Olavarría propuesta anteriormente por Andreis et al (1996).

Facies sedimentarias reconocidas previamente

(21) facies de arcilitas y limolitas amarillentas

(22) facies de arcilitas rojas

Ver Figs. 4.19 y 4.20

Facies sedimentarias nuevas y/o redefinidas

En la asociación de facies pelíticas de la Formación Olavarría se reconocieron 4 facies, dos de las cuales ya habían sido descriptas con anterioridad por Poiré (1987), mientras que otras dos serán apenas mencionadas en este capítulo:

1) en uno de los pisos de explotación de la cantera San Alfredo (ubicada en el núcleo austral de las sierras), se ha identificado una roca "pelítica" con presencia de clastos pelíticos rosados a anaranjados deformados con formas alargadas y extremos aguzados, de tamaños variables, en general centimétricos rodeados de matriz pelítica verde oscura a grisácea. La matriz presenta signos de deformación plástica evidenciados por laminación convoluta y pliegues irregulares. Esta unidad se presenta como un nivel pobremente aflorado del cual se desconoce su geometría y que presenta apenas unos 10 cm de espesor. Más adelante (Cap. 6) se introducen algunas características petrográficas del mismo.

Facies (21) de arcilitas y limolitas amarillentas

En esta facies, se ha observado la presencia de un sector basal constituido por sedimentitas de color gris, el cual sólo se ha identificado en la cantera San Alfredo y se encuentra actualmente bajo el nivel freático. Por tal motivo, solo se mencionan algunas de las características reconocidas en el afloramiento y más tarde los resultados (muy preliminares) de análisis efectuados en escasas muestras (Ver Cap. 7).

subfacies (21i) de pelitas grises

Por debajo de la facies de pelitas amarillentas (21) se identifican, en contacto superior de tipo neto, un nivel de aspecto tabular de pelitas gris oscuras, del cual no se encuentra expuesto el contacto inferior. Sobre estas pelitas se efectúan análisis de DRX, los cuales son presentados más adelante (Cap. 7). De este nivel se encontraban expuestos tan solo 2 o 3m (actualmente bajo agua), y está constituido por arcilitas y limonitas laminadas con coloraciones grises de oscuro a claro (fig. 4.19).

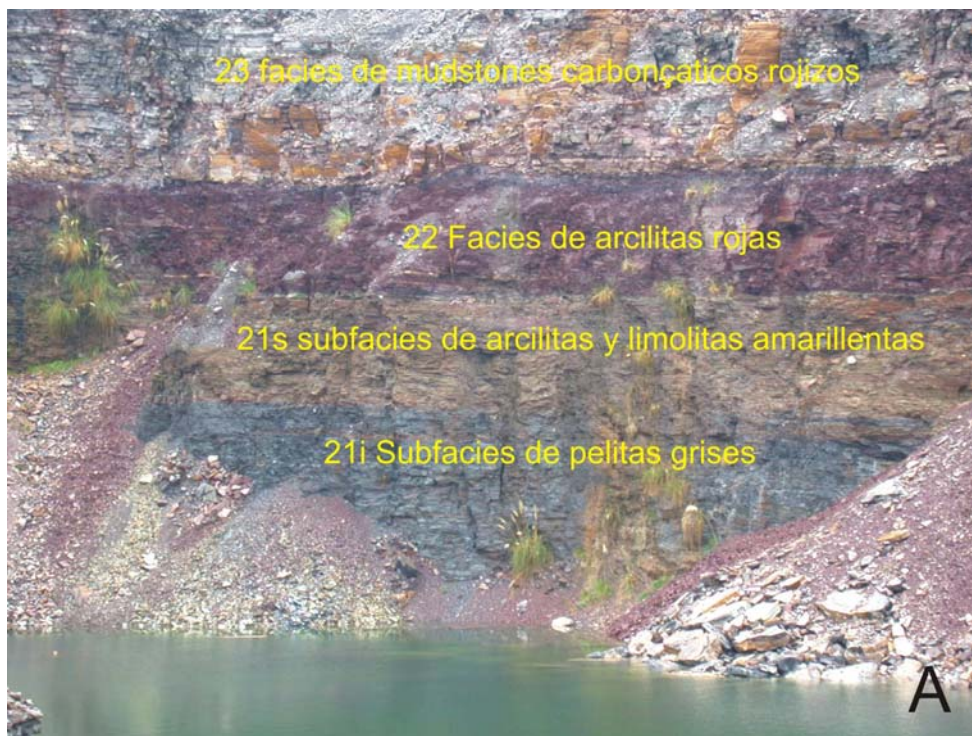


Figura 4.19. Fotos de la cantera San Alfredo S.A. Se reconocen las subfacies pelíticas 21i, 21s y la facies 22 y su contacto superior de tipo neto con las calizas de la Fm. Loma Negra.

Luego de ser abandonada la cantera en la que se explotaba la caliza suprayacente esta unidad quedó por debajo del nivel freático y no se pudo continuar analizando.

subfacies (21s) de arcilitas y limolitas amarillentas

Esta subfacies está constituida predominantemente por lutitas, limolitas, con varios tipos de laminación como plana, ondulítica, en artesas, tangencial y planar. La misma, posee una geometría externa de tipo tabular con un espesor de alrededor de los 8m.

Facies (22) pelitas rojas

Se reconoce en el sector superior la presencia de abundantes concreciones carbonáticas por lo que se le asigna al mismo la categoría de subfacies (22s).

subfacies (22s) de arcilitas rojas con concreciones carbonáticas

En el sector superior de la facies de arcilitas rojizas y con una geometría externa de tipo tabular de alrededor de los 3 a 5 m de espesor, se reconocen abundantes concreciones carbonáticas de formas alongadas ya sea cortas (< 10cm) o largas (entre 10 y varios metros de longitud) en la cantera El Polvorín (Fig. 4.20).

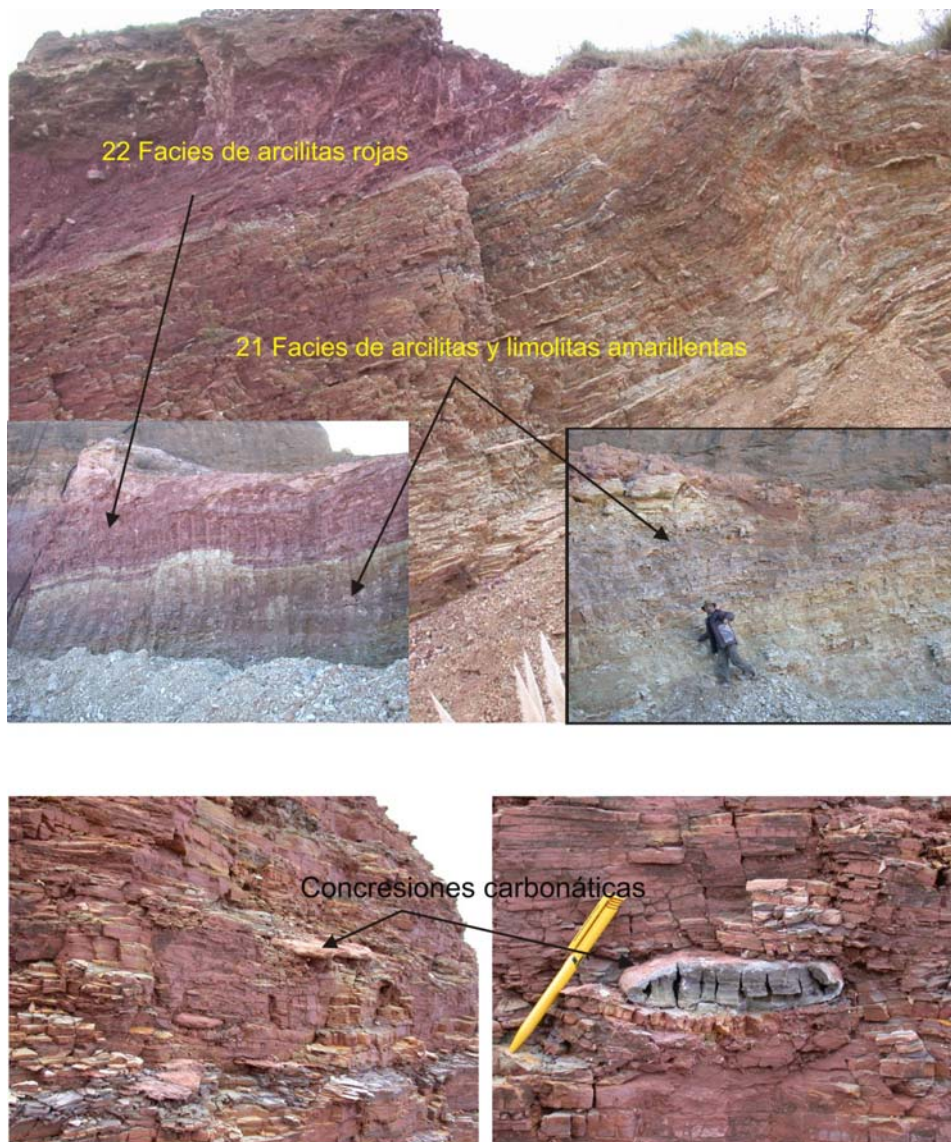


Figura 4.20. Fotos de la cantera El Polvorín, donde se relevó un perfil de detalle de las facies pelíticas de la Fm. Olavarría. En las fotos de abajo se observa la presencia de concreciones carbonáticas dentro de la facies (22) de arcilitas rojas.

Asociados a las lutitas se reconocen niveles de mudstones carbonáticos rojizo, los que en conjunto se caracteriza por poseer fisilidad y/o fuerte laminación. En la cantera El Polvorín se describe por primera vez la presencia de concreciones y

niveles concrecionales carbonáticos de color gris claro, compuestas por calcita pura (por determinaciones microscópicas y con DRX, Caps. 4 y 7), con oquedades huecas en su interior y paredes craqueladas (Fig. 4.20). Las mismas se presentan con formas aplanadas de acuerdo a los planos de la laminación con dimensiones de 10 x 4 x 15 cm para las formas más cortas, y de varios metros para los niveles concrecionales. El perfil en cual se ha caracterizado a esta unidad pertenece a la sección de la cantera el Polvorín (Fig. 4.21).

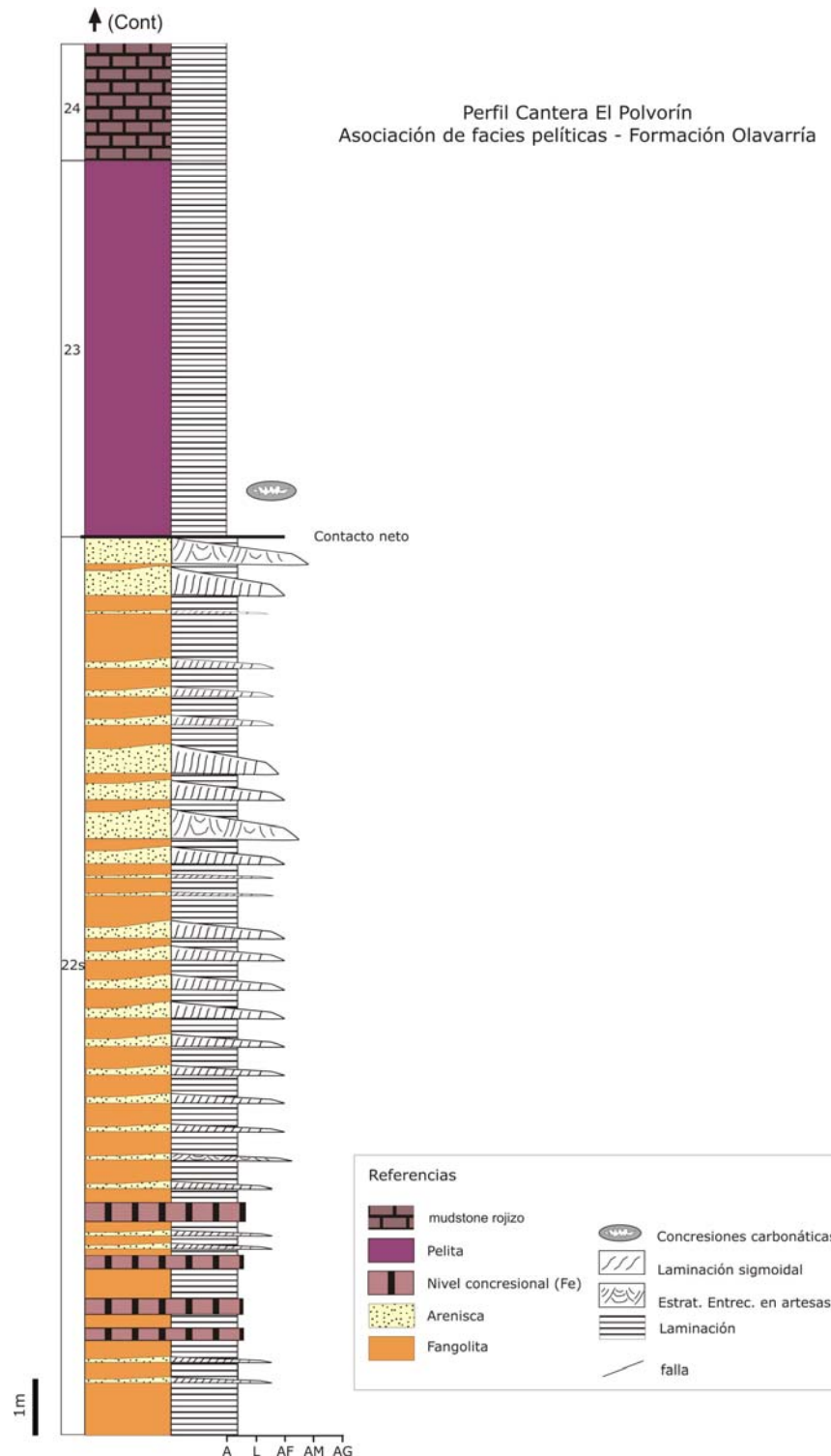


Figura 4.21. Perfil de la cantera El Polvorín.

4.4.4 Formación Loma Negra

4.4.4.1 Asociación de facies de mudstones micríticos (AFMM VI)

Facies sedimentarias reconocidas previamente

(23) Facies de mudstones micríticos rojizos con laminación ondulítica o plana

(24) Facies de mudstones micríticos negros laminados

Ver Figs. 4.22 y 4.23

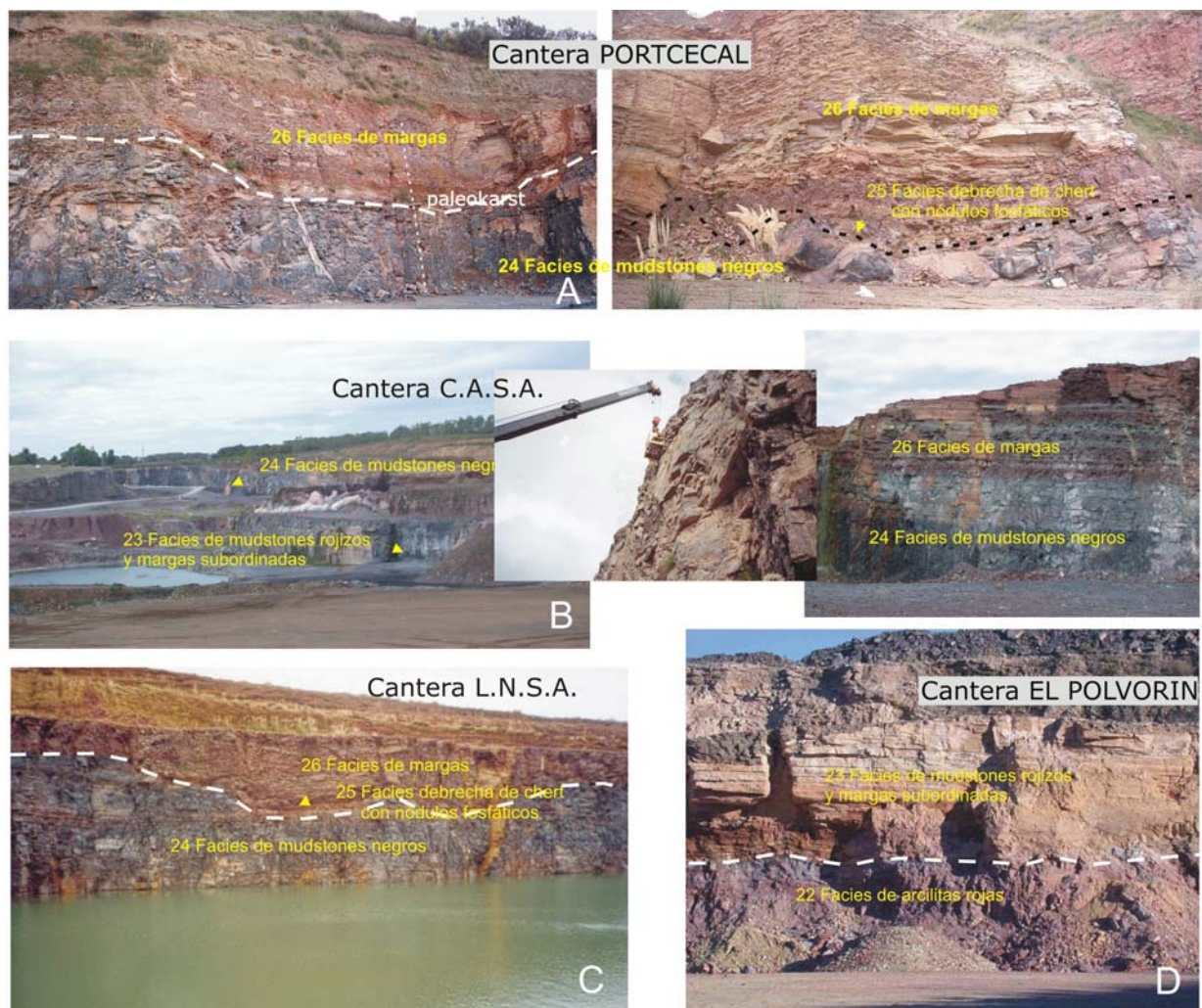


Figura 4.22. Fotos de las canteras Portcecal, CASA y Loma Negra S.A., donde se reconocen las facies (23) y (24) de mudstones micríticos de la Fm. Loma Negra. Se resalta con líneas punteadas el paisaje cárstico que se ubica en el contacto entre las formaciones Loma Negra y Cerro Negro.

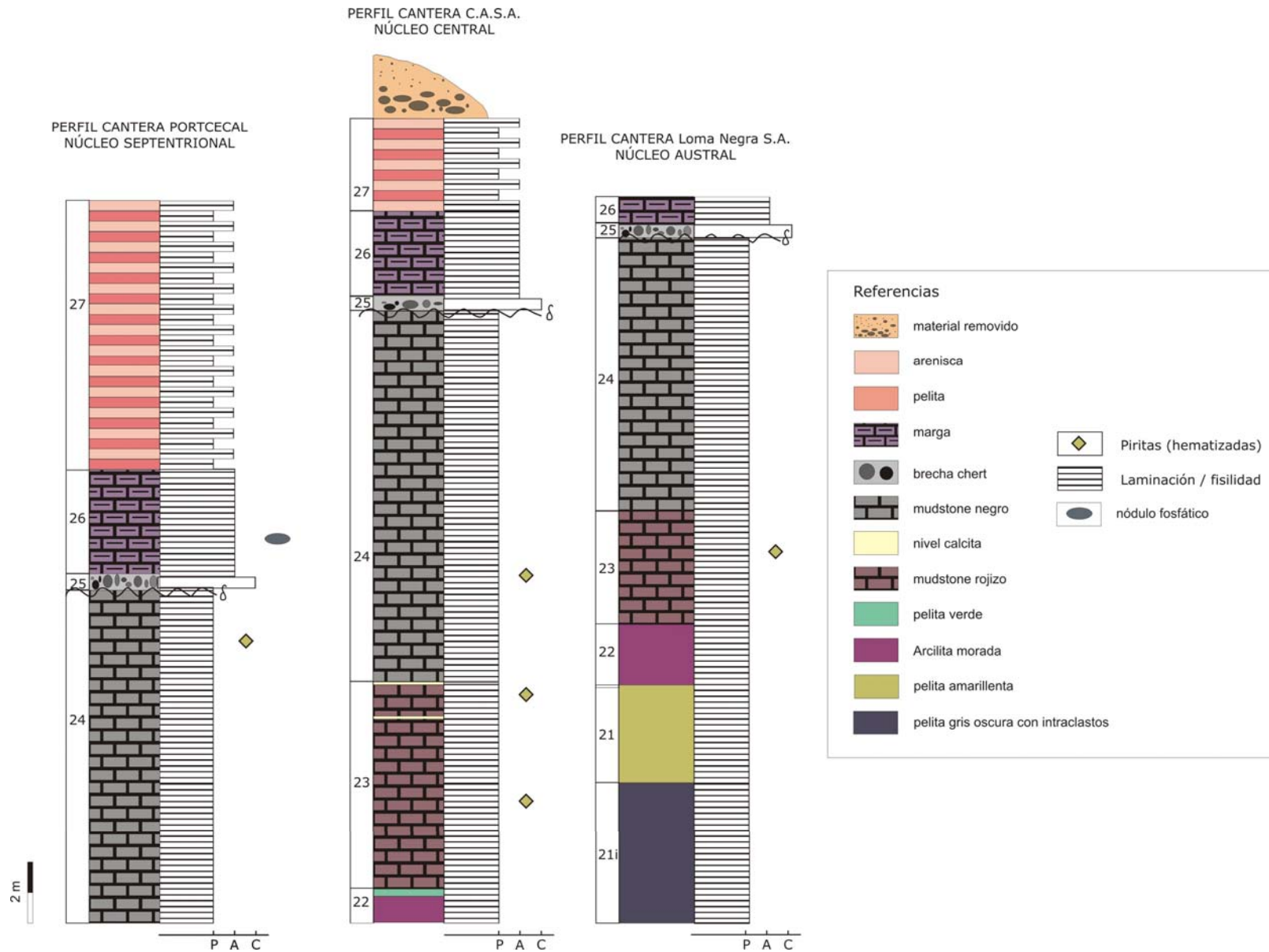


Figura 4.23. Perfiles Asociación de facies de mudstones micríticos

4.4.5 Formación Cerro Negro

Se presenta una muy breve descripción sólo a modo de resumen ya que la misma esta fuera de este caso de estudio por no pertenecer al Grupo Sierras Bayas. La Formación Cerro Negro se ubica en contacto discordante por encima del grupo antes mencionado (Fig. 4.24).

Facies sedimentarias reconocidas previamente

Barrio et al., 1991, reconoce y describe en la sección basal de la Fm. Cerro Negro la presencia de tres facies sedimentarias: i) facies de brechas de talud, "bocones" de ftanita y fangolitas (la que coincide con la facies 25, ver abajo), ii) facies de mudstones micríticos con estratificación plana y fangolitas y mudstones micríticos con estratificación ondulítica (los que en este trabajo son incluidos dentro de una facies sedimentaria identificada con el número 26). La facies iii) es la que previamente habría sido denominada como "miembro margoso" por Leanza y Hugo, 1987.

Asimismo, la que aquí se presenta como facies sedimentaria 27 constituye el paquete pelítico caracterizado por Iñiguez y Zalba, (1974). La misma se encuentra estratigráficamente inmediatamente por encima de la facies margosa (26).

Facies sedimentarias nuevas y/o redefinidas

Facies (25) de brecha de *chert* ó ftanita y nódulos con fosfatos (con pelitas verdes muy subordinadas):

Esta facies constituye parte del relleno de grandes canales formados en el techo de las calizas de Formación Loma Negra en donde se distinguen fácilmente la presencia de grandes bochones de *chert* asociados a pelitas verde claro y nódulos de color negro con forma y tamaños de "papas" de composición fosfática (Fig. 4.24 A). Estos fosfatos se reconocen asimismo conformando niveles lenticulares, (Fig. 4.24 B), (para mayor detalle ver Cap. 9).

La estructura interna de este nivel es caótica con geometría muy irregular como relleno de canales de un paleocarst que conforma la base la Formación Cerro Negro (Barrio et al., 1991). Debido a esto su espesor es variable entre 0 y 2 a 3m.

Facies (26) de margas violáceas:

Se ha identificado en las canteras C.A.S.A (Núcleo Central), San Alfredo (Núcleo Austral) y Portcecal (núcleo Septentrional) (ver mapa Cap.3, Fig. 3.9). Está conformada por margas y



Figura 4.24. A Cantera CASA, base de la FCN Facies (25) conformada por bochones de *chert* y pelitas verdes. B Cantera Portcecal Facies (25), foto detalle de un nódulo fosfático en matriz margosa. C Cantera CASA Facies (26) marga. D Cantera Cerro Negro Facies (27) heterolítica intercalan niveles arcillosos blancos.

mudstones carbonáticos de colores violáceos y otros más escasos en parte verdosos con geometría tabular y espesores 4m en promedio (Fig. 4.24 C). Tiene un aspecto terroso y composición predominantemente calcítica. Se presenta en

estratos finos, con estructuras más comunes como laminación ondulosa, en artesas, con presencia de ondulitas de corriente.

Facies (27) pelíticas y psamíticas finas en intercalaciones rítmicas o heterolíticas:

Está constituida por lutitas y areniscas finas intercaladas formando paquetes heterolíticos de tipo flaser, mixta y lenticular. Los colores predominantes son rojizos y verdosos. Predominan las estructuras de tipo laminación entrecruzada fina a media, de tipo plana, ondulítica, en artesas y humoky. La geometría externa es tabular y el espesor supera los 100m aunque no pudo ser medido en afloramiento ya que su techo no está expuesto en la zona de estudio.

En forma intercalada se reconoció la presencia de niveles arcillosos de color blanco de 1 o 2 cm de espesor intercalados en la sucesión. En la cantera Cerro Negro S.A., se muestrearon estos delgados niveles arcillosos y se determinó que se componen predominantemente de esmectita, interestratificado illita/esmectita, y calcita. Los resultados de los análisis de DRX son presentados más adelante en el Capítulo 7.

4.5 CONCLUSIONES

Sobre la base de los antecedentes acerca del análisis de facies sedimentarias presentados por Poiré (1987) se profundizó en este tipo de estudios. De esta manera, a partir del análisis de las sedimentitas del Grupo Sierras Bayas y sección basal de la Formación Cerro Negro, y sobre la base de los atributos sedimentológicos definidos en los afloramientos, cateos y canteras (litología, estructuras sedimentarias primarias) se identificaron 5 nuevas facies sedimentarias y redefinieron otras por presentar diferencias respecto a las descripciones previamente expuestas para las mismas.

En este mismo sentido, la realización de perforaciones en la Cantera El Polvorín permitió por un lado el reconocimiento de la Fm. 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 de 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.

Se ha podido establecer que el Grupo Sierras Bayas y Fm. Cerro Negro están representados por un total de veintisiete (27) facies sedimentarias.

Del total de las facies sedimentarias reconocidas, trece (13) pertenecen a la Fm. Villa Mónica, las cuatro (4) primeras a la asociación de facies cuarzo arcósicas y las nueve (9) restantes a la asociación de facies dolomítico pelíticas. A su vez, dentro de la AFQA, las facies sedimentarias (1) y (3) fueron divididas en tres subfacies cada una. Mientras que en la AFDP se dividió a la facies sedimentaria (5) también en tres subfacies.

En la Fm. Cerro Largo, se reconocieron otras nueve (9) facies sedimentarias, de las cuales siete pertenecen a la asociación de facies psamíticas y pelíticas (AFPP) y las dos (2) restantes a la asociación de facies cuarzosas (AFQ). Asimismo, dentro de la AFQ se menciona por primera vez la presencia de estructuras internas como estratificación entrecruzada tipo espina de pez y estratificación entrecruzada tangencial.

En la Fm. Olavarría, se reconocieron dos facies sedimentarias, a la primera facies reconocida (21) se la dividió a su vez en dos subfacies (inferior y superior).

Dada la homogeneidad de la asociación de facies de mudstones micríticos (AFMM) de la Fm. Loma Negra, se menciona que sólo se han reconocido las dos facies sedimentarias que habrían sido previamente determinadas por Poiré (1987).

Finalmente, se menciona brevemente la composición de las tres facies sedimentarias que componen el sector basal de la Fm. Cerro Negro.

CAPITULO 5

PETROLOGÍA Y DIAGÉNESIS DE LAS FACIES CARBONÁTICAS

CAPITULO 5

PETROLOGÍA Y DIAGÉNESIS DE LAS FACIES CARBONÁTICAS

5.A - GENERALIDADES

5A.1 INTRODUCCIÓN

Los procesos biológicos y bioquímicos son dominantes en la formación de sedimentos carbonáticos; raramente y con muy pocas excepciones se puede demostrar la precipitación de CaCO_3 inorgánico. Existen otros muchos factores que controlan la depositación de carbonatos, entre los más importantes se encuentran la temperatura, salinidad, profundidad y el aporte clástico.

Una vez depositados, los procesos químicos y físicos de la diagénesis suelen modificar considerablemente a los sedimentos carbonáticos.

La diagénesis de carbonatos incluye procesos tales como cementación para generar calizas y disolución que produce sistemas cavernosos. Estos procesos a su vez incluyen otros más sutiles como el desarrollo de microporosidad y la alteración de elementos trazas marinos y características isotópicas, (Tucker y Bathurst, 1990).

En los sedimentos carbonáticos, y en contraste a la mayoría de los sedimentos silicoclásticos, la diagénesis usualmente comienza en el piso oceánico, tanto en un ambiente donde los granos se siguen removiendo como donde comienza a crecer un arrecife. Sin embargo, la diagénesis continúa avanzando y suele provocar modificaciones en los sedimentos cuando estos son afectados por sobrepresiones de enterramiento y cuando por un ascenso tectónico son expuestos al contacto directo con aguas meteóricas, (Tucker y Bathurst, 1990).

Los estudios de la diagénesis en calizas son mayormente concernientes a la descripción e interpretación de las varias generaciones de cementos y texturas de reemplazo en términos de la mineralogía original, ambiente de formación y química

del agua poral. La evolución de la porosidad es también de interés en términos de potenciales de reservorios.

Los procesos diagenéticos modifican considerablemente la porosidad del sedimento, y aunque generalmente disminuye con el enterramiento, la fracturación generada en la diagénesis tardía y la disolución pueden proporcionar altos valores de porosidad.

Los ambientes de diagénesis de carbonatos son fundamentalmente tres: marino, meteórico (cercano a la superficie meteórica) y de enterramiento, algunos autores consideran una cuarta variante que corresponde al ambiente de mezcla (Cuadro 5.1).

Existen características petrográficas como así también geoquímicas de los cementos y texturas diagenéticas, que permiten identificar el ambiente diagenético.

Los sedimentos carbonáticos tienen una “diagénesis potencial” la cual resulta de su historia de pre-enterramiento y ésta en parte determina como serán los eventos diagenéticos durante el enterramiento. La compactación gravitacional es significativa en los primeros 50 a 200m de sedimento, los procesos dominantes a esas profundidades son la presión – solución con disolución y la reprecipitación de cemento (calcita), ambos son altamente específicos. Esta litificación actúa sin fuentes externas de carbonato de Ca, y su cementación consecuente es calcítica, (Garrison, 1981).

El reconocimiento de las características diagenéticas en las dolomías de la Formación Villa Mónica ha permitido la reconstrucción de importantes eventos postdeposicionales tales como procesos de diagénesis marina, de enterramiento somero, enterramiento profundo y de un posterior levantamiento tectónico con exposición subaérea (sección 5B).

Por otra parte, para el caso de las calizas micríticas de la Formación Loma Negra se reconocen evidencias de un enterramiento somero a intermedio y una clara exposición subaérea del techo con formación de una superficie cárstica (sección 5C).

5A.2 DIAGENESIS EN ROCAS CARBONÁTICAS

Los ambientes diagenéticos junto a los procesos y productos allí ocurridos se resumen en el Cuadro 5A.1. Es así, que por ejemplo, la calcita pobre en Mg (*low magnesium calcite* ó LMC) es el cemento más común cerca de la superficie en el ambiente meteórico y también lo es en el de soterramiento (Longman 1980; Tucker y Bathurst 1990; Flügel 1982 y 2004).

5A.2.1 Soterramiento

En la diagénesis de enterramiento las variables más importantes son la profundidad de enterramiento y la química del agua poral. La litificación por enterramiento resulta bastante simple. En cambio, las diferencias en la composición original del sedimento parecen determinar las profundidades a las cuales tienen lugar las transformaciones sobre el mismo. El Sr y ^{18}O de los carbonatos tiende a disminuir con el incremento de la profundidad de enterramiento, a consecuencia del fenómeno de disolución-reprecipitación. Pero variaciones en la composición del sedimento original pueden causar desviaciones de esas tendencias (Garrison, 1981).

Parte de la cementación tiene lugar durante la etapa temprana de la diagénesis, principalmente en sedimentos químicamente reactivos tales como aquellos con abundantes *pentalitos* (forma común de la esparita) (Garrison, 1981).

5A.2.2 Diagénesis meteórica

La cementación más común encontrada en el ambiente meteórico marino es la de calcita de bajo magnesio (LMC). Mientras que en presencia de aguas meteóricas, el proceso más común es el de disolución que culmina con el desarrollo de superficies cársticas. El clima resulta un factor muy importante en la determinación de la naturaleza y extensión del ambiente meteórico, ya que está en relación a la velocidad de fluidos. En zona húmedas la disolución y cementación son muy importantes mientras que en clima árido las modificaciones post-levantamiento (telegénicas) son muy escasas. Los calcretes son una forma

particular de paleosuelo que suelen generarse en carbonatos perimareales, (Tucker y Bathurst, 1990).

Un caso particular de cementación en presencia de materia orgánica que comienza a degradarse constituye la precipitación de calcita ferrosa o magnesiana, (Tucker y Bathurst, 1990).

5A.2.2 Procesos diagenéticos

La diagénesis de carbonatos incluye seis procesos mayores (cementación, neomorfismo, micritización microbiana, disolución, compactación (mecánica y/o química, dolomitización), descritos en detalle por Tucker y Bathurst, (1990), tales definiciones son extractadas más abajo. Por otra parte, un séptimo proceso relacionado generalmente a una etapa telodiagenética, o bien de diagénesis meteórica post-levantamiento tectónico es el dedolomitización (Purser et al, 1994).

Asimismo, los procesos diagenéticos antes mencionados pueden ser categorizados como destructivos o constructivos dependiendo de los cambios generados durante los mismos (Flügel, 1982), (Cuadro 5A.2).

1) Cementación: tiene lugar cuando los fluidos porales están supersaturados por la fase cementante y los factores cinéticos no inhiben la precipitación. La cementación requiere un enorme "*input*" de CaCO_3 y un mecanismo eficiente del flujo fluido para transportar muchos cientos de miles de volúmenes de agua poral necesarios para completar la litificación. La fuente de CaCO_3 varía en los diferentes ambientes diagenéticos; en el marino ésta es el agua de mar mientras que en el meteórico o de enterramiento mayormente proviene de la disolución de granos de carbonato y del sedimento fino en sí mismo.

2) Neomorfismo: este fenómeno permite describir procesos de reemplazo y recristalización dónde puede haber habido un cambio en la mineralogía.

El término, en cambio, recristalización se refiere estrictamente a cambios en el tamaño de los cristales, sin que exista un cambio en la mineralogía; y como es sabido la mayoría de los sedimentos carbonáticos originalmente consisten de calcita y aragonita.

Se habla de neomorfismo en los casos donde se han generado texturas de reemplazo más que de recristalización. Virtualmente todos los procesos diagenéticos incluyendo al neomorfismo, que tienen lugar en un medio acuoso (procesos al estado sólido seco no ocurren desde que los ambientes son húmedos). El proceso de neomorfismo más común en calizas de grano fino es el desarrollo de un mosaico de grano más grueso (**agradación**). Un proceso particular de neomorfismo es la calcitización, donde la aragonita es reemplazada por calcita.

3) El proceso inverso al de agradación es raro, y se lo conoce como **micritización microbiana** la cual produce una textura de grano fino. Esta no constituye proceso de neomorfismo, y por lo tanto, podría ser considerado como un proceso de degradación.

4) Disolución: de granos, cementos y calizas previamente litificadas tiene lugar tanto a pequeña como a gran escala, cuando los fluidos porales están subsaturados en carbonatos. La aragonita es generalmente menos estable que la calcita, mientras que la solubilidad de la calcita aumenta con el incremento en el contenido de $MgCO_3$. La disolución es particularmente importante en ambientes meteóricos cerca de la superficie, donde pequeñas cavidades pueden pasar a ser grandes cavidades y éstas llegar a la carstificación.

Los cementos carbonáticos comúnmente aparecen en la oclusión de poros. La extensión y tiempo de esos cementos y su relación con eventos compactacionales y tectónicos tales como venación por extensión, puede ser más fácil de establecer bajo catodoluminiscencia que bajo microscopio de luz transmitida.

5) Compactación: durante el enterramiento la compactación aumenta significativamente como resultado del incremento de la presión. En los estadios tempranos de enterramiento la compactación mecánica es más importante y culmina con un empaquetamiento cerrado y la fracturación de los granos. Eventualmente la compactación química puede provocar la disolución entre granos y la formación de fábricas "*fitted*". Las calizas ya litificadas son químicamente compactadas a lo largo de superficies discretas en las que se desarrollan estilolitas (comúnmente suturadas) y la disolución aparece (con formas planares y anastomosadas), cuando el enterramiento excede a varios cientos y miles de metros o más. Este proceso es especialmente tratado en la sección 5D de este capítulo.

6) Dolomitización: este proceso ha afectado a un 30-40% de los carbonatos del registro geológico. Los cementos dolomíticos son comunes en calizas y estos mayormente precipitan durante la diagénesis tardía en cavidades y fracturas. . En los últimos años se ha dado mayor énfasis a la dolomitización en agua de mar. Mientras que el modelo de la zona de mezcla se ha puesto en tela de juicio (muy criticado). Sin embargo, se ha visto que otros autores señalan la precipitación común de cementos dolomíticos en relación a mezclas de agua marina y meteórica (Flügel, 1992, 2004).

Diagénesis destructiva	erosión biológica erosión mecánica disolución química		
Diagénesis constructiva	Isoquímica	Cementación	Diagénesis temprana = Tipo A Diagénesis tardía = Tipo B
		Neomorfismo	Agradación
			Inversión
	Recristalización		
Aloquímica	Dolomitización Dedolomitización Calcita Mg calcita Silicificación autigénesis		

Cuadro 5A.2 Procesos diagenéticos – Rocas carbonáticas en general.
Resumido de Flügel (1982).

7) Dedolomitización: el término dedolomitización se refiere generalmente al reemplazo de dolomita por calcita, como una forma diferente de la dolomitización que ocurre durante la diagénesis meteórica. Durante la misma, se genera una porosidad secundaria en la dolomita que puede ser ocluida por cementos de calcita (a partir de un fluido meteórico), éste proceso se lo conoce como dedolomitización (Purser, et al, 1994). En términos generales y según los mencionados autores, la dedolomitización se produce por la disolución de dolomita y reprecipitación de calcita en el ámbito diagenético meteórico.

Ambiente diagenético	Zonas / subzonas		Fluidos porales			Procesos y productos diagenéticos predominantes		
			tipo	saturación en CaCO ₃	movilidad			
Marino	vadosa	–	agua de mar + aire	saturados	variable	Micritización. Porosidad y texturas primarias permanecen prácticamente inalteradas. Cementación muy escasa, en contactos entre granos (meñisco, microestaláctica (= <i>pendant</i> y/o gravitatoria)		
	freática	inactiva	agua de mar	saturados	baja	Micritización escasa. Cementación en microporos. No se observa remoción de elementos ni alteración de los granos.		
		activa			alta	Cementación intergranular e intraporal. Neomorfismo. Micritización HMC (<i>drusy</i> o <i>blocky</i>). Cementos: aragonita botroidal y fibrosa isópaca, HMC fibrosa isópaca y pseudopelets.		
Mezcla	–		agua de mar + agua meteórica	Subsaturados [saturados en (Ca,Mg)CO ₃]	variable	Dolomitización (en caso de buena circulación de fluidos). Disolución escasa de calcita y precipitación común de dolomita.		
Meteórico	vadosa	disolución		agua meteórica + aire	subsaturados	variable	Remoción de aragonita. Disolución y producción de CO ₂ . Generación de cavidades porales.	
		precipitación			saturados		Pérdida de CO ₂ por evaporación. Escasa cementación (tipo meñisco o <i>pendant</i> , menos común calcita equigranular). Alta preservación de la porosidad.	
	freática	disolución		agua meteórica	subsaturados	variable	Disolución. Generación de porosidad secundaria tipo móldica o “ <i>vuggy</i> ”. Neomorfismo.	
		precipitac.	inactiva		saturados		baja	Escasa cementación. Preservación de la porosidad. Neomorfismo.
			activa				alta	Cementación en poros: calcita equigranular isópaca. Reducción de poros
Soterramiento	inicial (o somero)		agua meteórica (agua marina o juvenil subordinadas)	Sobresat. (subsat. localmente en presencia de MO) > prof. > salinidad = > saturación	alta	- Cementación; compactación química y física; neomorfismo. - Cementos: esparita equigranular poiquilotópica; dolomita tipo baroque (clivaje curvado y rica en Fe).		
	tardío (o profundo)				baja	- Compactación: fábricas apretadas, contactos entre granos cóncavo-convexos; disolución en venas; estilolitización.		

Cuadro 5A.1 Resumen de los ambientes diagenéticos para rocas carbonáticas. Modificado de Longman 1980, luego por Tucker y Bathurst 1990 y Flügel 1982 y 2004.

5A.3 PETROLOGÍA DE ROCAS CARBONÁTICAS

5A.3.1 Componentes minerales de las rocas carbonáticas

Para la calcita se reconocen dos variedades minerales dependiendo del contenido de magnesio que la misma incluya. La calcita pobre en magnesio (*low magnesium calcite* ó LMC), contiene menos de 4mol% de $MgCO_3$ y la calcita rica en magnesio (*high magnesium calcite* ó HMC), con más de 4mol% de $MgCO_3$ y que comúnmente se encuentra entre 11 y 19mol% (Flügel, 2004). Estas variedades de la calcita son identificadas petrográficamente mediante la aplicación del método de tinción de Dickson (1966).

La mayor parte de los sedimentos carbonáticos marinos (de zonas tropicales y aguas marinas someras), originalmente están constituidos por mezclas de aragonita y/o calcita, siendo su composición producto de la secreción carbonática que generan muchos organismos sumada a la mineralogía de los ooides y otros precipitados abióticos.

En depósitos recientes, la aragonita y HMC constituyen los cementos más comunes en aguas marinas tropicales someras, y se cree que de esta misma manera lo eran en el pasado. Es importante tener en cuenta que tanto la aragonita como la HMC son componentes minerales metaestables, y por un proceso u otro son convertidas en LMC. LMC es la forma más estable del carbonato de calcio $CaCO_3$ y es también el cemento más comúnmente precipitado en la zona meteórica cercana a la superficie y en ambiente de enterramiento.

Excepto en las rocas dolomitizadas o silicificadas, la mayoría de las rocas carbonáticas antiguas están compuestas de calcita pobre en Mg (LMC), ya que es la forma más estable de ésta (luego de la diagénesis).

Por otra parte, el término peloides es citado como netamente descriptivo y únicamente las características petrográficas proveen de información acerca de su connotación genética (Flügel, 2004). En forma resumida se introduce un cuadro con los tipos de peloides, su génesis y las características diagnósticas más importantes (Cuadro 5A.3).

origen	tipo	características diagnósticas
biótico	pelets fecales	elongados - redondeados / <100 µm
	peloides algales	con estructuras algales relícticas / 20 a 2 µm
	peloides bioerosionales	formas variadas / 20 a 100 µm
fango y granos re TRABAJADOS	peloides de mudstones (líticos)	con diverso tamaño, en general sin estructuras internas
	peloides móldicos	ovoidales (en general son relictos con la forma de la canchilla disuelta)
alteración de granos	peloides <i>bahamite</i>	granos micríticos redondeados con microestructuras (de las Bahamas)
	peletoides	granos microcristalinos con bordes difusos debidos a amalgamación y compactación
formados <i>in situ</i>	peloides microbianos	granos micríticos asociados a fábricas laminadas / 80 a 600 µm
	peloides precipitados	de pequeño tamaño con micrita nublada y rodeado de cemento límpido como relleno de cavidades.

Cuadro 5A.3. Criterios diagnósticos para la determinación del origen de los peloides. Modificado de Flügel, (2004).

Los minerales carbonáticos y no carbonáticos más comunes que se reconocen en las unidades carbonáticas del Grupo Sierras Bayas se resumen en el cuadro 5A.4. Los mismos son descritos en detalle más adelante (Secciones 5B y C).

Componentes minerales		Fm. Villa Mónica (AFDP)	Fm. Loma Negra
carbonáticos	base	Dolomita, dolomita rica en Fe, peletoides	Micrita - microesparita
	cementos	Esparita (LMC, HMC)	Esparita y microesparita (LMC), cemento peloidal, cemento de calcita Fe
No carbonáticos	detríticos	cuarzo, feldespato, y argilominerales	cuarzo, feldespato, circón y argilominerales
	diagenéticos	hematita, goethita, <i>chert</i> , cuarzo y fosfatos	Pirita, <i>chert</i> , cuarzo y argilominerales
	hidrotermales	sericita, pirofilita, cuarzo, baritina	No se identifican

Cuadro 5A.4. Resumen de los componentes minerales encontrados en las unidades carbonáticas del Grupo Sierras Bayas.

5A.3.2 Microfacies

El término *microfacies* fue definido por Brown (1943) y luego reintroducido por Cuvillier (1952; 1958; 1961) para referirse a la caracterización petrográfica de los sedimentos mediante criterios paleontológicos y sedimentológicos. Varios autores utilizan la determinación de microfacies en rocas carbonáticas con resultados interesantes (Riciputti, et al, 1994; Steinhauff, 2000; Flügel, 1982 y 2004). Recientemente, Flügel (2004) define a las microfacies para rocas carbonáticas como la sumatoria de todos los atributos sedimentológicos y paleontológicos que pueden ser descriptos a partir del análisis en secciones delgadas, “*peels*” o superficies pulidas de roca.

Tipos de Microfacies

Los tipos de microfacies y asociación de facies resultan fundamentales para la elaboración de modelos de sedimentación carbonática (Flügel, 2004).

La diagénesis en algunos casos, cuando las soluciones se encuentran entre los poros inter-partícula y la disolución es selectiva entre los granos, puede alterar en forma importante las microfacies deposicionales y hacer más dificultoso su estudio.

Por otro lado, la combinación de criterios composicionales y texturales de las microfacies en conjunción con los criterios diagenéticos pueden asistir en la definición de los tipos de microfacies. Las microfacies diagenéticas MFD son comúnmente definidas sobre la base de observaciones microscópicas, análisis de isótopos, como así también a partir de datos obtenidos en el afloramiento y perforaciones, enfocándose en los cementos carbonáticos, tipos de porosidad y texturas diagenéticas (Flügel, 2004).

5A.3.3 Microfábrica

Friedman (1956 y 1965) elaboró una terminología precisa y muy útil para describir fábricas de mosaicos esparíticos de acuerdo a la forma y textura de los cristales, (cuadro 5A.5). Posteriormente, tales términos se han aplicado ampliamente para definir tanto texturas y fábricas en rocas dolomíticas como en calizas.

Textura	Fábrica	
equigranular	xenotópica	
	hipidiotópica	
	idiotópica	
inequigranular	xenotópica	porfirotopica
		poiquilotópica
	hipidiotópica	Porfirotopica
		poiquilotópica
	Idiotópica	

Equigranular: los cristales son equidimensionales;
Inequigranular: los cristales son de diferentes granulometrías;

Xenotópica: fábrica de cristales anhedrales;
Hipidiotópica: fábrica de cristales subhedrales;
Idiotópica: fábrica de cristales euhedrales;
Porfirotopica: grandes cristales en muy fina matriz;
Poiquilotópica: grandes cristales rodeados de cristales menores.

Cuadro 5A.5 Tipos de textura y fábrica de las rocas carbonáticas. Resumido de Friedman, 1956 y 1965).

5A.3.4 Tinción de secciones delgadas

Las secciones delgadas fueron teñidas mediante la técnica de Dickson (1966). En este procedimiento se utiliza una solución de alizarina roja de S y ferricianido de K los que combinados permiten diferenciar los distintos tipos de calcita y dolomita. Sobre la base de la aplicación de esta técnica se reconocieron cinco categorías de carbonatos que incluyen calcita pobre en Mg (rosa claro), calcita rica en Mg (rosa fuerte a rojizo), calcita ferrosa (azulada), dolomita no ferrosa (no tiñe) y dolomita ferrosa (azul a azul verdoso).

5.B DOLOMIAS

5.B.1 INTRODUCCIÓN

Se pretende mediante este capítulo, dar a conocer las características litológicas y diagenéticas de las dolomías de la Formación Villa Mónica, obtenidas a través de los estudios petrográficos, de microscopía electrónica y de difracción de rayos X, con control de RAI (Cap. 7).

Uno de los objetivos más relevantes de esta investigación consiste en caracterizar petrográficamente con alto detalle al miembro dolomítico de manera de establecer las secuencias paragenéticas y su relación con la diagénesis que involucra tanto a los procesos de dolomitización como a los de postdolomitización. De esta manera se presenta un modelo evolutivo diagenético de esta unidad carbonática.

A diferencia de lo observado en el núcleo Septentrional de las Sierras Bayas, en el Núcleo Central se identifican importantes fenómenos de disolución, reemplazo y cementación que hacen esta localidad más interesante para el estudio de los eventos diagenéticos. Es todavía un interrogante la poca relevancia de estos fenómenos en la primera localidad citada.

5B.2 ANTECEDENTES

La unidad litoestratigráfica conocida como Secuencia Tofolletti (de hasta 52m de espesor), fue definida por Spalletti y Poiré (2000) como la más antigua de las secuencias deposicionales de la región de Tandilia. La misma aflora en los tres núcleos de las Sierras Bayas y está integrada por dos asociaciones de facies sedimentarias: a) arenitas cuarzo -arcósicas en la base y b) dolomías y lutitas en el techo. La primera constituida por rocas silicoclásticas de ambiente marino somero (es tratada en detalle en el capítulo 6), y la segunda, sobre la que se hará hincapié a continuación, está caracterizada por la presencia de dolomías estromatolíticas de aguas someras y lutitas en el tope. La presencia y tipo de los estromatolitos ha permitido, a través de minuciosos estudios, ubicarlas en el período comprendido entre los 800 y 900 Ma (Poiré, 1987).

5B2.1 Asociación de facies dolomíticas y pelíticas

La asociación de facies dolomíticas y pelíticas, está conformada por dolomías laminadas, dolomías estromatolíticas, pelitas verdes interdolomíticas y pelitas rojas supradolomíticas con mudstones asociados. Cabe señalar el gran desarrollo de estructuras estromatolíticas a partir de colonias unicelulares como el componente fundamental de la formación de este manto dolomítico (Poiré, 1987). La misma posee un espesor variable entre 35 y 51m cuyas variaciones son atribuidas mayormente a las canalizaciones entre los biostromas ó bioconstrucciones que se encuentran en el tope de la asociación de facies dolomítico pelítica (AFDP II). Las características más sobresalientes y novedosas de las facies sedimentarias reconocidas dentro de la AFDP II se describen en detalle en el capítulo 4.

Solo a modo de resumen se presenta un cuadro con las facies que integran esta asociación de facies (Cuadro 5B.1). En total se han reconocido nueve facies sedimentarias (5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 y 13) de las cuales 6 ya habrían sido previamente definidas en detalle por Poiré (1987) y tres fueron posteriormente reconocidas durante este trabajo (marcada con *):

denominación	Descripción
5i	Conglomerado de canto
5m	Marga dolomítica
5s	dolomíticas de biostromas dómicos con estromatolitos columnares, estratiformes y bulbosos
6	dolomías laminadas
7*	dolomías moteadas*
8	dolomíticas de biostromas dómicos con estromatolitos estratiformes
9	dolomíticas de biohermas dómicos y pelitas verdes interbioestromales
10	dolomías laminadas friables
11	lutitas rojas
12*	mudstones carbonáticos y margas violáceas
13*	dolomías oolíticas silicificadas *

Cuadro 5B1. Resumen de las facies encontradas en la asociación de facies dolomítico pelítica. Con líneas de puntos se separan las subfacies (para mayor detalle ver Cap.4 - Cuadro 4.2).

5B2.2 Ambientes sedimentarios

Según lo expuesto por Poiré (1993) el desarrollo de grandes estromatolitos constituye una evidencia clara de condiciones climáticas tropicales a subtropicales, donde las algas unicelulares colonizaron el litoral silicoclástico y produjeron parámetros fisicoquímicos que controlaron la precipitación de carbonatos con la formación de tapices algales que culminaron en biocostrucciones. De base a techo se evidencia una regresión general de depósitos submareales a supramareales.

En el cuadro 5B.2 se resumen los ambientes más representativos de las facies dolomíticas.

facies de base a techo	Ambiente
Dolomías laminadas (6)	Superficie de marea
Dolomías friables (10)	Superficie de marea
Dolomías estromatolíticas (5s, 8, 9)	Plataforma arrecifal
Marga dolomítico calcítica (12)	Depresiones supramareales

Cuadro 5B.2 Litofacies dolomíticas vs. Ambiente de depositación. Extraído de Gómez Peral et al., 2007 (resumido de Poiré, 1987).

5B2.3 Modelos de dolomitización

En cuanto a los modelos de dolomitización, a continuación se brinda un resumen de los aportes realizados previos a este trabajo.

Por un lado algunos autores sostuvieron una génesis secundaria para el miembro dolomítico (Palacios, 1946; Gonzáles Bonorino, 1954, Teruggi y Kilmurray, 1975, 1980), mientras que otros le asignaron un origen sin-sedimentario negando el posible reemplazo secundario (Marchese y Di Paola, 1975; Leverato y Marchese, 1983).

Más tarde Poiré (1987) propone un modelo más ajustado para explicar la formación de esta unidad, en el que se destacan las siguientes aseveraciones:

- *"Las dolomías de la asociación de facies dolomíticas y pelíticas están compuestas por más de 90% de dolomita y se presentan en un manto de 36m de espesor"*.
- *"Petrográficamente identifica una textura en mosaico homogéneo de xenotópico a hipidiotópico. En los estromatolitos existe una alternancia de láminas micríticas y láminas subesparíticas"*.
- *"Por MEB observó la presencia de superficies con textura "sucrocic" con aristas corroídas y las ubica en el tipo 2 de la clasificación de Mattes y Montjoy, (1980)"*.
- *"Denota la presencia de estilolitas con cristales dolomíticos perpendiculares a las mismas (suturadas)"*.
- *"Encuentra que son mayoritariamente no estequiométricas, aunque algunas se acercan a la estequiometría, con valores de %molar de CaCO₃ entre 50,3 y 55%"*
- *"Indica que el contenido promedio de Na es de 1300ppm"*.

Sobre la base de los resultados de la lista de arriba, Poiré (1987) propone un modelo de dolomitización representado por tres etapas:

- 1) Formación de calcita magnesiana en las bioconstrucciones asociada a MO
- 2) Dolomitización de la lámina orgánica (donde la oxidación de la MO sería la fuente de Mg)
- 3) Dolomitización masiva posterior

La última etapa estaría evidenciada por:

- El grado de desarrollo de los cristales que indicaría un crecimiento lento que podría atribuirse a un enterramiento inicial, intermedio o tardío.
- Ausencia de evaportias.
- Presencia de textura sucrocic y aristas corroídas, atribuidas a un enterramiento intermedio a tardío
- Presencia de estilolitas suturadas, asociadas a un enterramiento tardío

- silicificación tardía
- cemento dolomítico esparítico en cavidades, asociado a un enterramiento tardío

Sin embargo, este autor encuentra la problemática de no poder explicar claramente la falta de estequiometría que conllevaría a asociar a esta unidad a un ambiente diagenético bastante más somero. Más adelante, en el desarrollo de este trabajo se encuentra una manera de explicar la variación en los valores encontrados de %CaCO₃ en las dolomías y su relación al grado de ordenamiento de las mismas y a la diagénesis.

Para explicar las posibles fuentes de Mg durante la dolomitización por enterramiento, Poiré (1987) destaca el pasaje de esmectita a illita (durante el enterramiento de las facies ricas en arcillas asociadas a las dolomías (pelitas interestromales) como el factor principal de aporte, y en menor grado la presencia de agua marina connata preservada en los poros. Asimismo, reconoce que la descomposición de la MO proveniente de las algas podría constituir otra fuente de Mg de menor magnitud. Finalmente descarta el posible aporte a partir de alteración de rocas volcánicas ya que no se han registrado depósitos de tales características en asociación estratigráfica a estas facies.

5B.3 PETROGRAFÍA

5B.3.1 Generalidades

Las formas de dolomita de reemplazo en mosaicos varían desde anhedrales a euhedrales. Sibley y Gregg (1987) proponen una clasificación en tres tipos de mosaicos de dolomita de acuerdo a las formas y naturaleza de los bordes cristalinos (Fig. 5B1).

En este trabajo utilizan las texturas de la figura de abajo como referentes para establecer tipos de mosaicos de reemplazo y cementos dolomíticos.

A modo de explicar la forma en la que crece un cristal de dolomita durante el enterramiento, Tucker y Wright (1996) propusieron que a bajas temperaturas se favorece el desarrollo de caras cristalinas planas por lo que comúnmente se

generan mosaicos de cristales euhedrales a subhedrales, mientras que por encima de una temperatura de rugosidad crítica (CRT) se ve favorecido el desarrollo de caras cristalinas rugosas o irregulares. Gregg y Sibley (1984) sugirieron que la CRT de la dolomita se encontraba entre los 50 y 100°C, por lo que las texturas xenotópicas podrían resultar de la dolomitización de enterramiento de una caliza o de la recristalización de dolomita tempranamente formada cerca de la superficie. Algunas texturas idiotópicas pueden esperarse a altas temperaturas donde los cristales crecen en cavidades o son afectados por impurezas como arcilla o MO.

Gregg y Sibley (1984) notaron que la textura xenotópica era típica de dolomías recientes, mientras que las texturas idiotópicas son típicas de dolomitas de edades más antiguas.

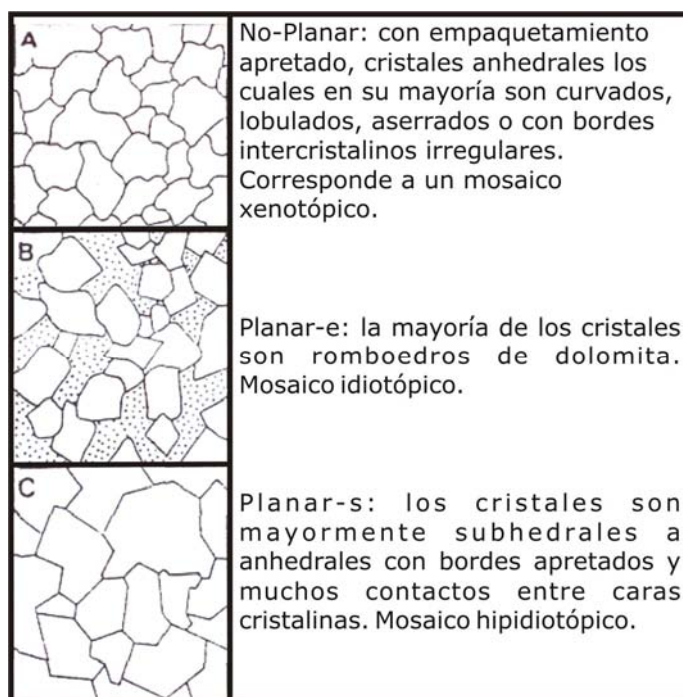


Figura 5B.1. Representación de los tres tipos de texturas más comunes de las dolomías. De Sibley y Gregg (1987). Modificado de Tucker y Wright (1990).

5B.3.1.1 Preservación de la fábrica primaria

Resulta muy importante comprender los factores que controlan la preservación o destrucción de las fábricas primarias durante la dolomitización, para lo cual se deben considerar dos aspectos (Purser, et al, 1994). El primero es que un romboedro de dolomita dado es a menudo "nublado" lo que es un indicio de la

presencia de inclusiones, las cuales suelen conservar la signatura original del sedimento. El segundo aspecto refiere a que en ciertos casos la naturaleza del sedimento o la fábrica diagenética predolomítica (p.e. cemento submarino) puede ser bien preservada y no totalmente reemplazada por dolomita durante la diagénesis.

Existen al menos tres posibles maneras de explicar la preservación o destrucción de la fábrica durante la dolomitización. La primera, presentada por Sibley (1980), se relaciona al estado de saturación de los fluidos parentales. Donde se sugiere que la preservación de la fábrica en la dolomitización estaría asociada a aguas saturadas en calcita (la cual es incorporada como inclusiones), mientras que la dolomita límpida se formaría a partir de soluciones subsaturadas en calcita. Curiosamente, dentro de cualquier cristal dado la situación es esencialmente invariable, los cristales casi siempre exhiben núcleos o centros nublados y anillos claros (límpidos), pero raramente ocurre lo contrario.

La segunda explicación, proviene de Cullis, 1904; Sibley 1990; y Tucker y Wright 1990; la cual se vincula a la mineralogía original del sedimento. Si la dolomitización es temprana y por lo tanto afecta a los minerales carbonáticos primarios, (HMC) tiende a la retención de la fábrica primaria; mientras que la aragonita y LMC tienden a ser dolomitizadas con destrucción de la fábrica original. Por tal motivo, tanto el tiempo de dolomitización como la mineralogía primaria son factores de relevancia.

Finalmente, la tercera atañe a la disolución de componentes predolomíticos y la posterior precipitación de dolomita. Cuando la disolución es balanceada por la precipitación de dolomita la generación de cavidades internas es menos frecuente y las inclusiones son incorporadas dentro de la dolomita preservando la fábrica. Por el contrario, si la disolución ocurre muy rápidamente las cavidades no se generan y las inclusiones no serán incorporadas por la dolomita, la cual estará constituyendo un cemento. Si se considera a este cemento como una fase mineral en crecimiento dentro de un poro (de cualquier tamaño), los cementos dolomíticos deben ser considerados volumétricamente muy importantes (Purser, et al, 1994).

5B.3.1.2 Textura *zebroide*

Las dolomías con textura *zebroide* se caracterizan por presentar un repetición de bandas milimétricas a centimétricas de dolomita clara intercaladas con otras de dolomita rojiza oscuras similar a la descrita por Nielsen et al (1998) y Vandeginste et al., (2005). En el trabajo de Nielsen (1998) se le atribuye un origen por diagénesis de soterramiento a temperaturas de alrededor de los 120°C.

Este patrón de laminación tan particular ha sido atribuido a diversos orígenes tales como cristalización rítmica en la diagénesis, singénico a diagenético temprano, telogenético, por reemplazo de evaporitas asociado a alteración metasomática, ect., y por lo tanto, no puede ser referido a un origen en particular por lo que se indica que su formación se encuentra en un amplio rango de posibilidades.

Por otra parte, Krebs y Macqueen (1984) sugirieron que la dolomita tipo *zebra* de Pine Point se habría desarrollado en un sistema tectónicamente activo con formación de fracturas y fallas y consecuente ingreso de fluidos meteóricos y ascenso de soluciones hidrotermales.

Asimismo, Boni et al (2000), menciona la influencia de la sobrepresión de fluidos en la formación de la dolomita *zebra* del sudoeste de Sardinia, Italia.

Cabe destacar, que este tipo de dolomías suelen asociarse por un lado a yacimientos minerales y por otra parte suelen constituir potenciales reservorios de hidrocarburos (Vandeginste et al, 2005).

5B.3.1.3 Zonación de los cristales

Los cristales de dolomita, particularmente aquellos de mayor tamaño, comúnmente presentan alteraciones concéntricas o zonas ricas en hierro (rojizas oscuras) y otras pobres en este elemento (traslucidas y claras), que señalan los distintos estadios de crecimiento de los romboedros.

5B.3.1.4 Dolomita tipo *saddle*

El término *saddle* significa “silla de montar” y se refiere a un mosaico de cristales de dolomita con bordes irregulares y apretados, los cuales adquieren tamaños muy grandes (de promedio 2mm) y que en general presentan extinción ondulosa asociada a deformación intracrystalina por efecto de una mesogénesis muy profunda (p.e. Flügel, 2004).

5B.3.2 Dolomías de la Fm Villa Mónica

Petrográficamente, las dolomías de la asociación de facies dolomítico pelítico de la Fm. Villa Mónica se presentan en un amplio rango de formas cristalinas y mosaicos los cuales permiten determinar seis tipos específicos de dolomita que conllevan características particulares y que resultan de mucha utilidad para establecer la historia diagenética de la roca, en este caso dada por una sucesión de procesos de dolomitización. Cabe señalar, que los tipos de dolomita son comparables a las microfacies en rocas carbonáticas aunque la definición de tipos de dolomita suele ser muy frecuentemente utilizada para este tipo de facies sedimentarias (p.e. Mountjoy y Amthor, 1994; Wright, 1997; Srinivasan, et al, 1994).

5B3.2.1 Tipos de dolomita

Tipo I

El tipo I de dolomita está constituido por una base de dolomita micrítica a microesparítica constituida por cristales anhedrales con textura no-planar xenotópica en general con tamaño menor a 30 μ m. Este tipo de dolomita es bastante frecuente y se encuentra en general asociado a la facies 6 (ver. Cap. 4, Cuadro 4.2). El tamaño de grano es poco variable según la muestra analizada. Se reconoce como mosaico homogéneo de tamaño promedio de 30 μ m (Fotos 1 y 2). También como constituyente interno de peloides (de hasta 5mm de diámetro) en una base de dolomita tipo IV (Fotos 3 y 4) o bien conformando los estromatolitos (dolomicrita menor a 5 μ m) asociada al tipo IV (Fotos 5 y 6) o al tipo II (Fotos 7 y 8) en los espacios interestromales. El reemplazo es completo y bajo catodoluminiscencia se presenta como un mosaico uniforme de pobre luminiscencia (*dull*). La tinción revela que se trata de una dolomita pobre en Fe.

Interpretación: Este tipo se interpreta como dolomita en reemplazo de micrita y es abundante en las litofacies más finas. Los fangos carbonáticos suelen ser reemplazados por dolomita y en la mayoría de los casos se observa que la misma retiene las estructuras y las texturas sedimentarias originales. Como en este caso, es muy común que la dolomita de tamaños micrométricos sea reconocida como producto del reemplazo de calcita microgranuda durante una diagénesis de enterramiento somero (Tucker y Wright, 1990; Flügel, 2004).

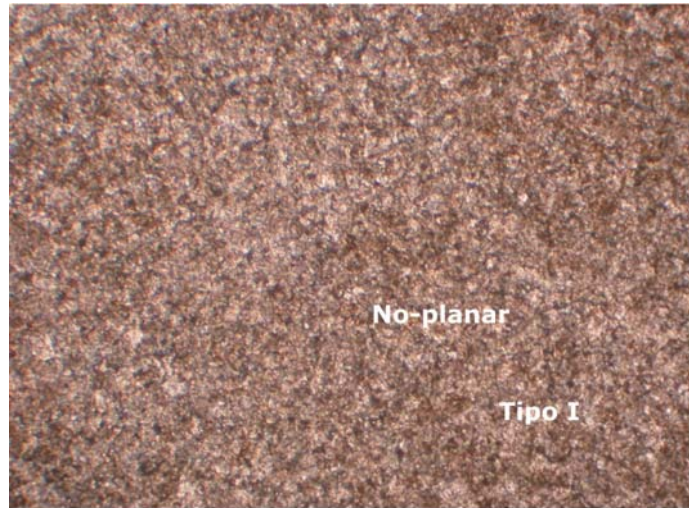


Foto 1. Dolomita Tipo I: microdoloesparita y doloesparita fina (hasta 30 μ m) con textura no-planar xenotópica.



Foto 2. Misma vista con nicoles cruzados.

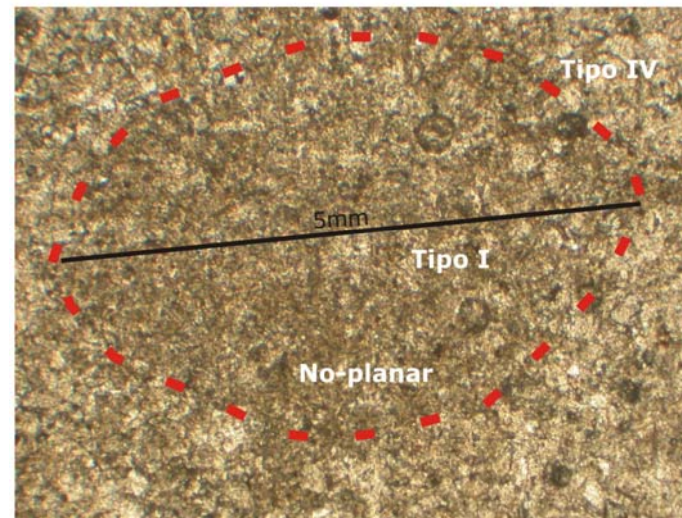


Foto 3. Se reconoce la forma de un peloide subsférico, compuesto de dolomicroesparita y doloesparita fina (10 a 50 μ m) de textura xenotópica. La base que lo rodea es de dolomita tipo IV.

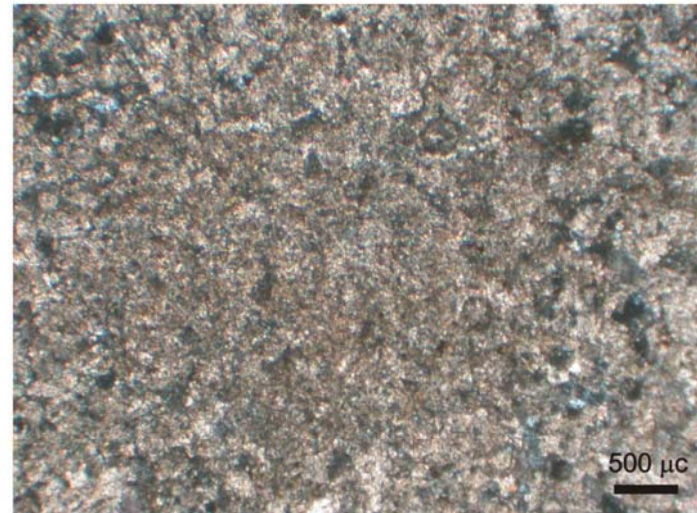


Foto 4. Misma vista con nicoles cruzados.

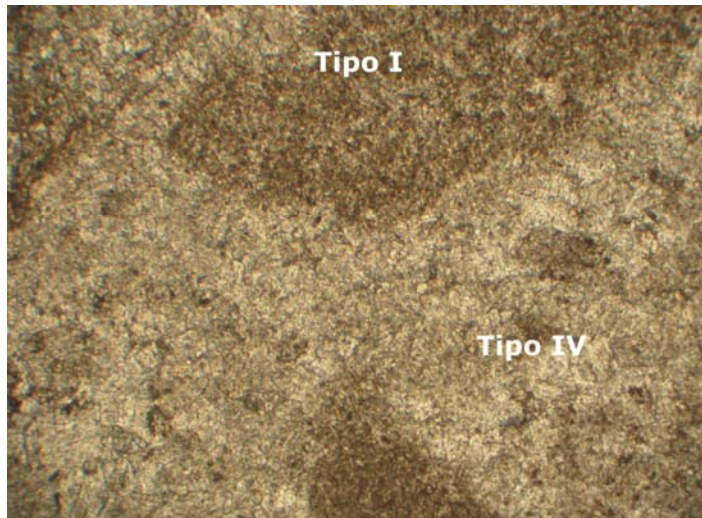


Foto 5. Dolomita tipo I: la dolomicrita y dolomicroesparita constituye los estromatolitos mientras que el relleno interestromal es de un mosaico Tipo IV.

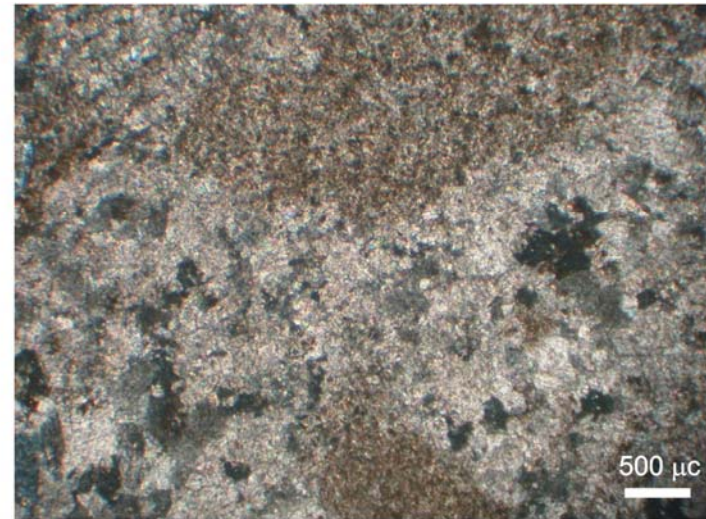


Foto 6. Misma vista con nicoles cruzados.

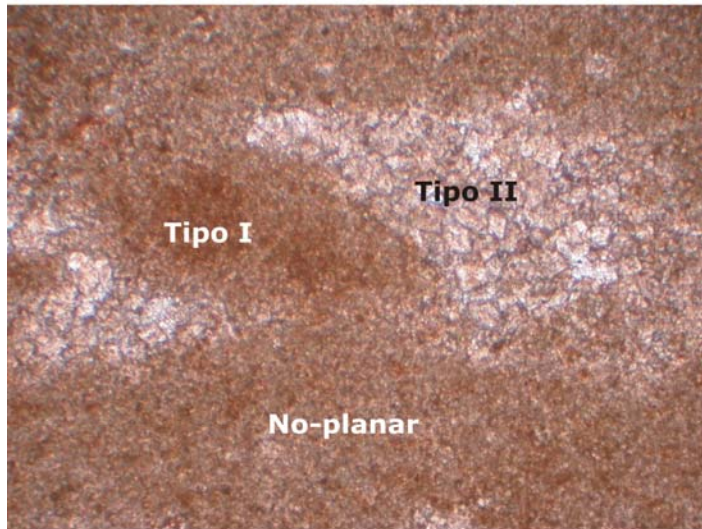


Foto 7. Dolomita tipo I. Similar a la anterior solo que los espacios interretromales están constituidos por cemento dolomítico tipo II asociado a cuarzo microgranudo.

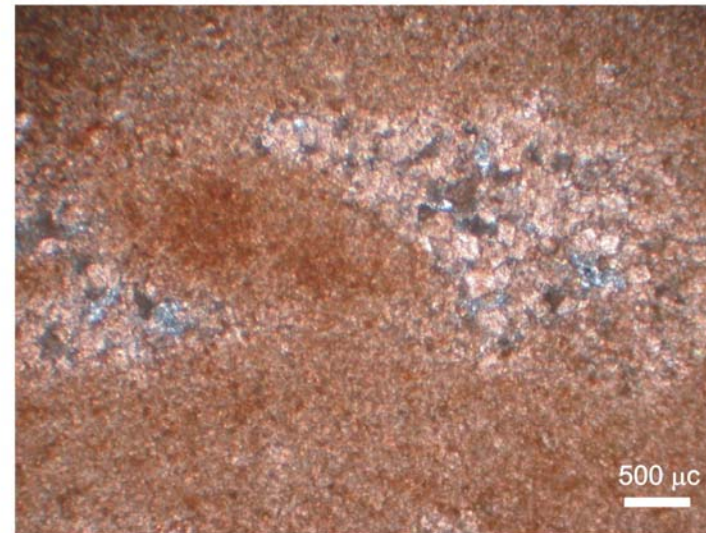


Foto 8. Misma vista con nicoles cruzados.

Como puede observarse en las fotos 3 y 4 el peloide se trataría de un peletioide de acuerdo a la clasificación de Flügel, (2004), (cuadro 5A3). El cual se presenta como un grano con bordes difusos dados producto de la amalgamación durante la compactación.

Tipo II

Mosaico de cristales de doloesparita euhedrales con un tamaño promedio de 200-300 μm y textura idiotópica (Fotos 9 y 10). En algunos casos los cristales son ricos en Fe incluso presentan zonación tenue de dolomita rica en Fe y pobre en Fe (Fotos 11 y 12) o se reconocen núcleos nublados (*cloudy*) y bordes límpidos (*clean*), (Foto 13). Presenta un cemento de cuarzo microcristalino conformado tanto relleno de oquedades irregulares (Fotos 11 y 12) como de poros intergranulares (Fotos 9, 10, 13, 14, 15 y 16) a veces se observa junto a cemento ferruginoso (Fotos 9 y 10) y también como relleno de venillas (Foto 14) y de porosidad secundaria (Foto 15). Este tipo de dolomita es moderadamente frecuente y se encuentra principalmente en las facies 5, 7, 8 y 9. (ver. Cap. 4, Cuadro 4.2).

En algunos casos la dolomita de tipo II se reconoce como un mosaico de cristales no ecuantos que varían entre los 100 y 900 μm (Foto 15). Los romboedros pueden ser internamente límpidos (Fotos 15 y 16). Predomina la textura planar-e, aunque en algunos sectores se reconoce textura planar-s (Fotos 9 y 10).

Tipo III

Se trata de una base en mosaico de cristales de dolomita muy rica en hierro con textura predominantemente planar-e, idiotópica y tamaño promedio de 200-300 μm . En este caso la zonación de los cristales origina núcleos y zonas muy ricas en hierro. Puede presentarse con núcleos y bordes muy ricos en hierro y bien definidos (Fotos 17 y 18) o con zonas de dolomita rica en hierro algo más difusas (Fotos 19 y 20).

En algunas ocasiones se observan los cristales desferrizados generando un cemento ferruginoso que ocupa los espacios intercristalinos (Foto 20). Se reconoce asimismo como cemento en venas (foto 21) o en espacios porales intergranulares de conglomerados dolomíticos asociado a cuarzo microcristalino (Foto 22). El hierro puede estar dentro (Foto 23) o fuera de los cristales de dolomita (Foto 24). El tipo

III de dolomita es de poco a moderadamente frecuente y se encuentra asociado fundamentalmente a las facies 7 y 10, (ver. Cap. 4, Cuadro 4.2).

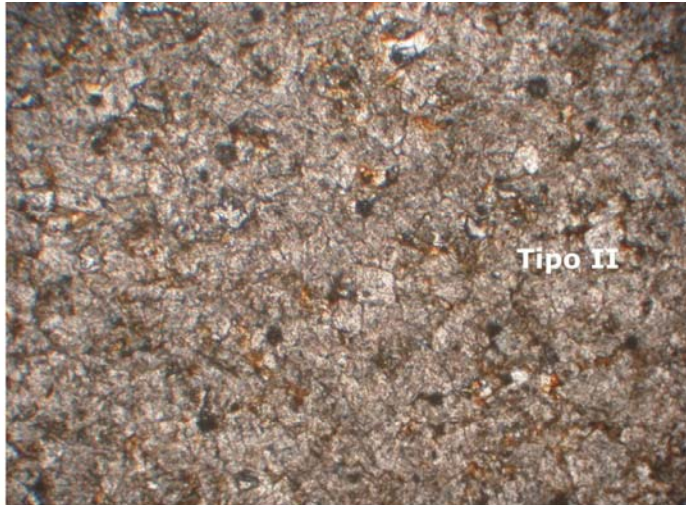


Foto 9. Tipo II: mosaico de doloesparita de cristales ehedrales (romboidales)Tamaño promedio:200µm. Se reconocen cementos de cuarzo y oxidos de hierro cemento

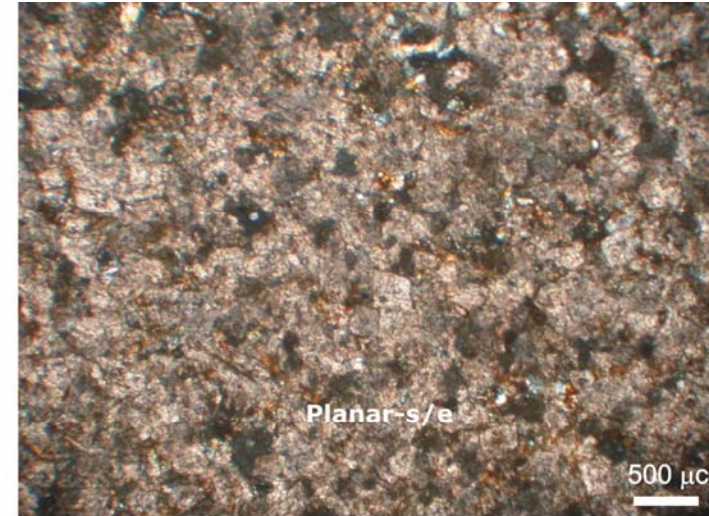


Foto 10. Misma vista con nicoles cruzados.

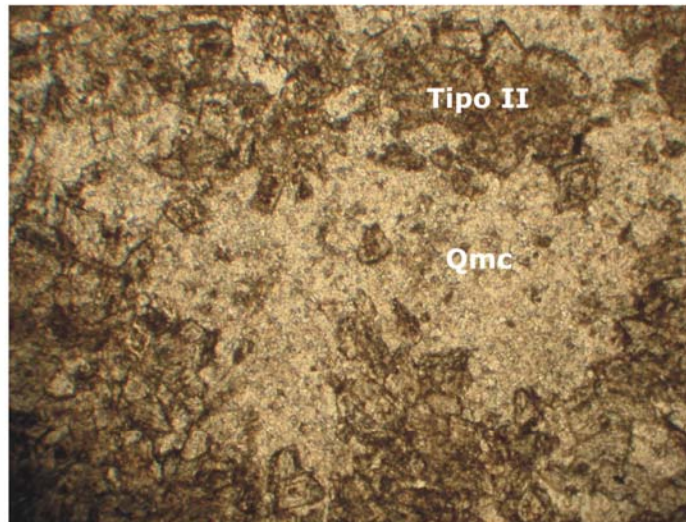


Foto 11. Tipo II. Romboedros de dolomita son ricos en hierro con zonación ténue. Se reconoce una oquedad irregular rellena con cemento de cuarzo microcristalino (Qmc) .

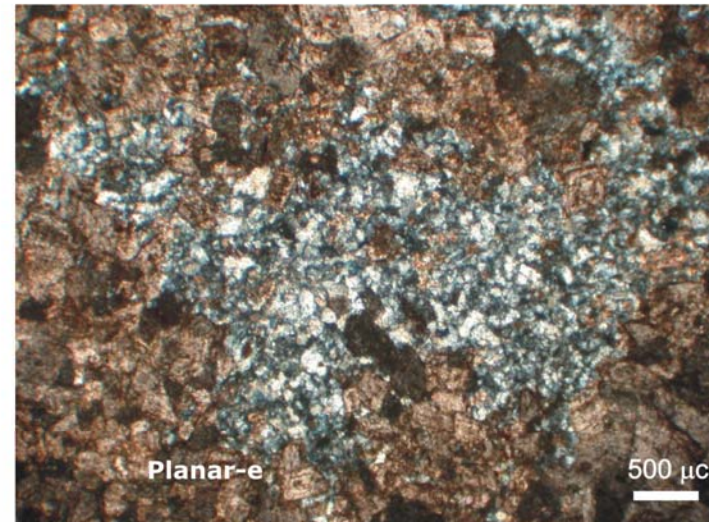


Foto 12. Misma vista con analizador.

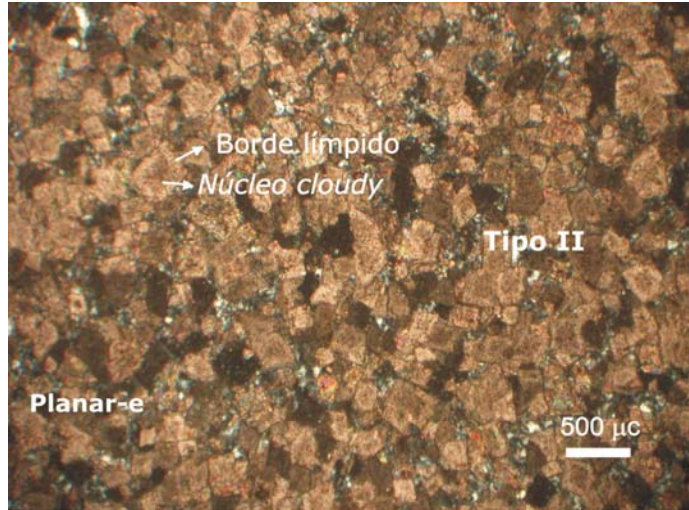


Foto 13. Tipo II: mosaico de doloesparita: cristales ehedrales de hasta 500µm con núcleos nublados y bordes límpidos. El cemento intersticial es de cuarzo.

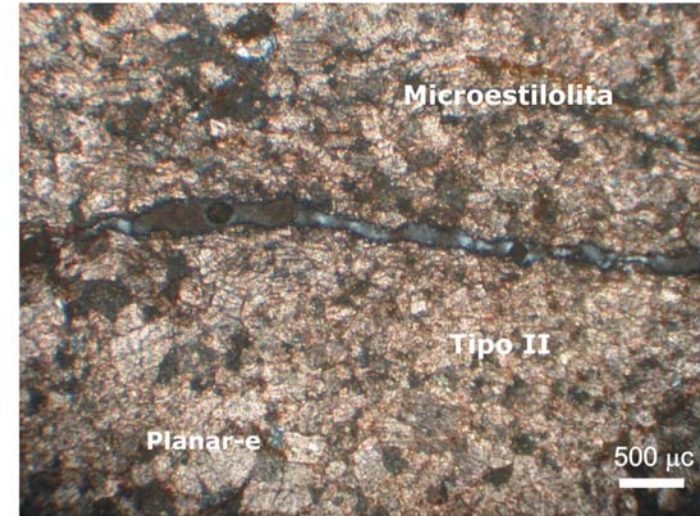


Foto 14. Tipo II. Los romboedros dolomitade tamaño variable (100 a 800µm). Se reconoce una venilla rellena con chert y microestilolitas paralelas a la estratificación .

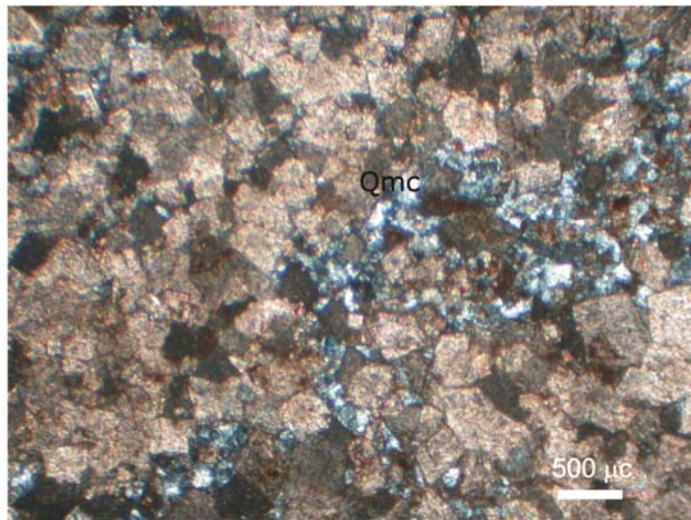


Foto 15. Tipo II: mosaico de doloesparita con textura planar-e de hasta 800µm. Se reconoce cuarzo microgranulado como relleno de poros intergranulares.

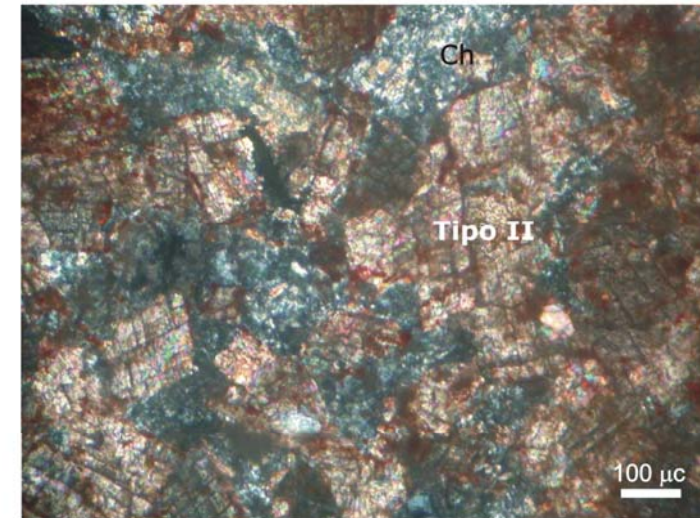


Foto 16. Tipo II. Romboedros de dolomita de 150µ, con textura planar-e. En los poros se observa chert y cemento ferruginoso en las caras de los cristales .

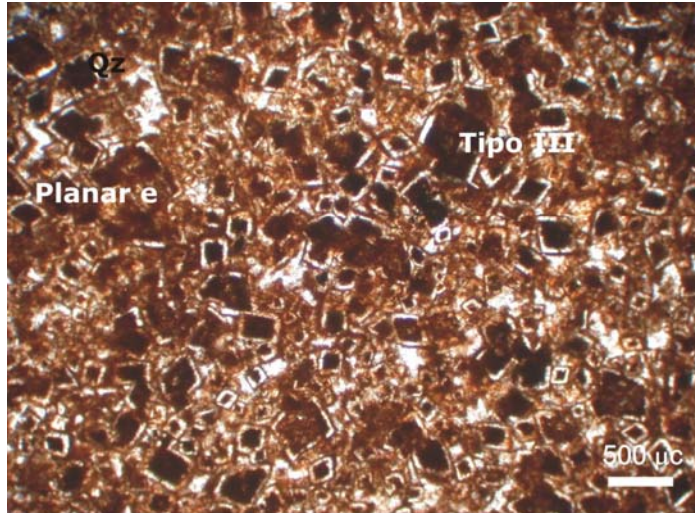


Foto 17. Tipo III: mosaico idiotópico, textura planar-e, los núcleos y bordes de los rombos son muy ricos en Fe. Tamaño promedio: 300µm. Cemento: cuarzo microcristalino.

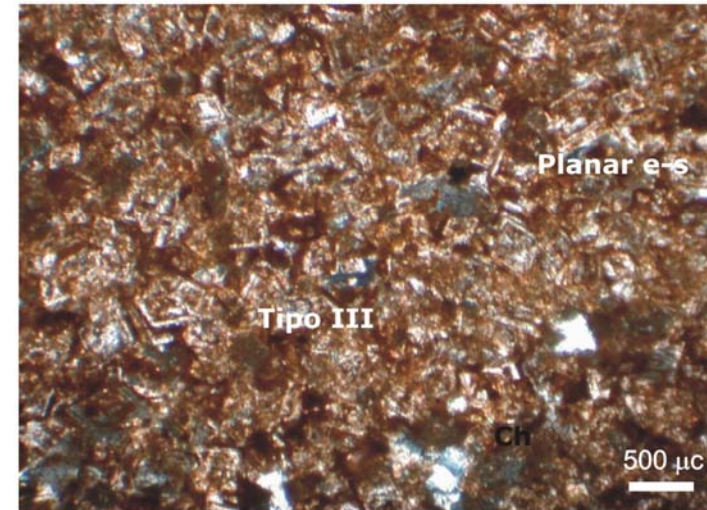


Foto 18. Tipo III. los cristales presentan zonación difusa. La textura es planar-e / s en mosaico hipidiotópico. Los poros intercristalinos están rellenos con *chert*.

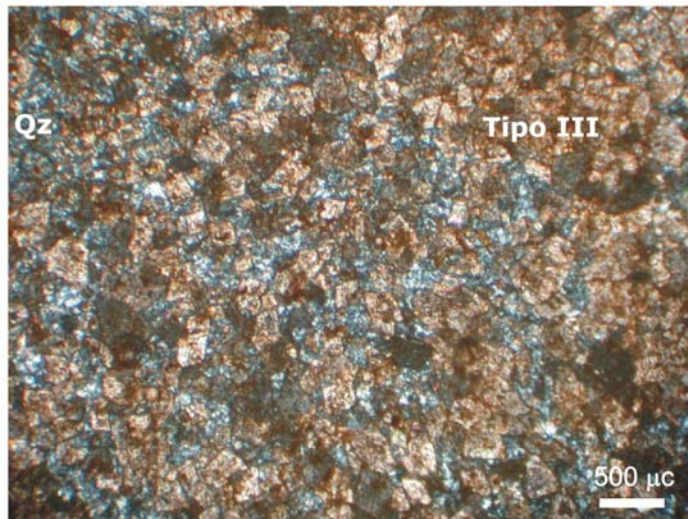


Foto 19. Tipo III: dolomita rica en hierro con textura planar-e de 300µm, el cemento de cuarzo microcristalino ocupa los espacios entre los rombos.

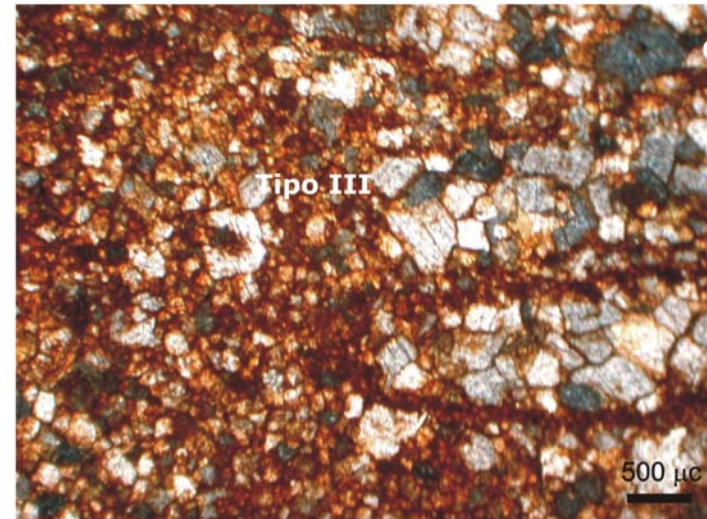


Foto 20. Los óxidos de hierro se encuentran en los núcleos de los rombos y como cemento en los bordes intercristalinos. Se observa reemplazo de dolomita por *chert*.

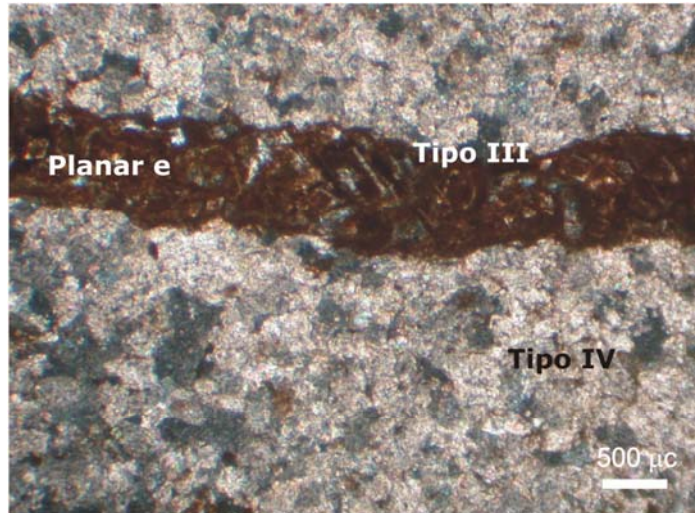


Foto 21. Tipo III: la dolomita rica en hierro reemplaza al Tipo IV constituyendo una superficie similar a una estilolita.

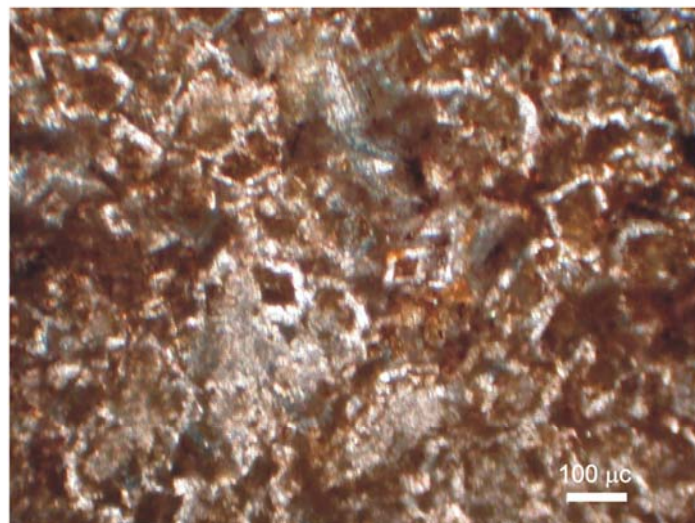


Foto 23. Tipo III: detalle de los rombos de dolomita con núcleos y bordes ricos en hierro. Se reconoce reemplazo parcial por sílice (*chert*).

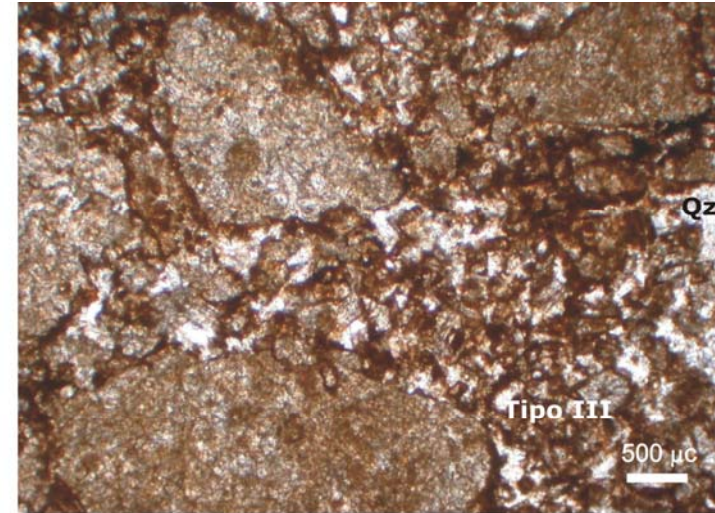


Foto 22. Tipo III. Se observa como relleno de poros secundarios en un conglomerado dolomítico asociada a cuarzo microgranudo.

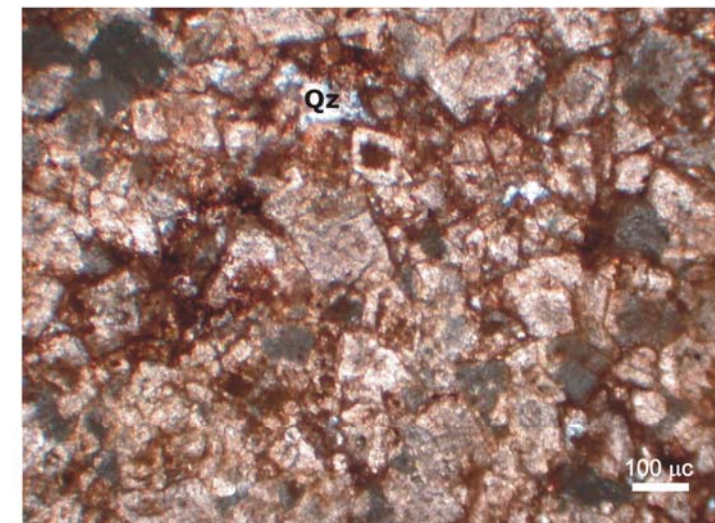


Foto 24. El hierro se concentra en núcleos de los rombos y en los espacios entre los cristales romboidales. Algunos están reemplazados por *chert*.

Interpretación: Tipos II y III

Constituyen tipos de dolomita de reemplazo con textura planar-e(s), con romboedros frecuentemente con bandas intercaladas ricas y pobres en hierro, que son luminiscentes y no luminiscentes respectivamente. La dolomita ferrosa es comúnmente asociada a fenómenos de diagénesis por enterramiento tardío. Sobre la base de esta aseveración se considera al tipo III relacionado a un origen mesogénico más avanzado respecto al tipo II.

De la misma manera que la calcita, la dolomita que se origina cerca de la superficie tiene bajas concentraciones de Fe^{+2} y Mn^{+2} ya que los fluidos los oxidan. En contraste las dolomías originadas por soterramiento tienen altas concentraciones de estos elementos, ya que precipitan a partir de un fluido con Eh negativo que permite que estos iones permanezcan en solución (Tucker y Wright, 1990).

Por otra parte, cabe considerar que en las dolomías ricas en hierro, los cristales de dolomita suelen incluir tenores significativos de Fe que ingresa a la estructura cristalina como sustituyente del magnesio.

Tipo IV

Constituida por un mosaico de doloesparita con textura xenotópica, formado por cristales anhedrales a subhedrales de dolomita límpida, de tamaño variable entre 100 y 500 μ m. En algunos cristales se observa reemplazo por chert (Foto 25 y 26) en partes se reconocen zonas de disolución con relleno de cemento dolomítico rico en hierro (Fotos 27 y 28), o venas rellenas por calcita (de 2mm de espesor) (Fotos 29 y 30). También se identifican microestilolitas con distribución azarosa (fotos 31 y 32). La textura de este tipo de dolomita es no planar (25, 26, 29 y 30) y planar-s (27, 28, 31 y 32). Este tipo de dolomita es muy frecuente y se encuentra principalmente en las facies 5, 7, 8 y 9. (ver. Cap. 4, Cuadro 4.2).

Tipo V

Es una base de cristales anhedrales de dolomita gruesa tipo *saddle*, con bordes suturados o aserrados (apretados) de tamaño promedio de 2mm algunos de los cuales muestran reemplazo por chert (Fotos 33 y 34) y extinción ondulosa muy marcada. La textura es no-planar xenotópica y son mayormente límpidos aunque

algunos presentan zonas ricas en hierro o reemplazo por chert. Este tipo de dolomita es muy poco frecuente y sólo se lo ha reconocido ocasionalmente en la facies 9.



Foto 25. Tipo IV: mosaico de doloesparita de cristales anhedrales. Tamaño promedio: 500 μ m. Textura xenotópica. Reemplazo por *chert*.

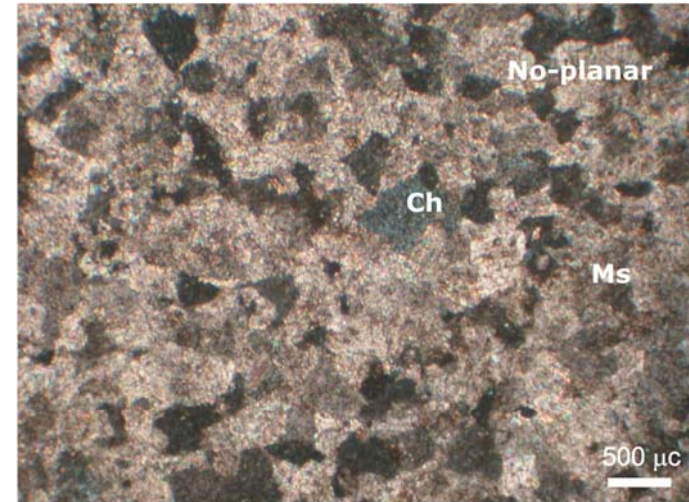


Foto 26. Misma vista con analizador.

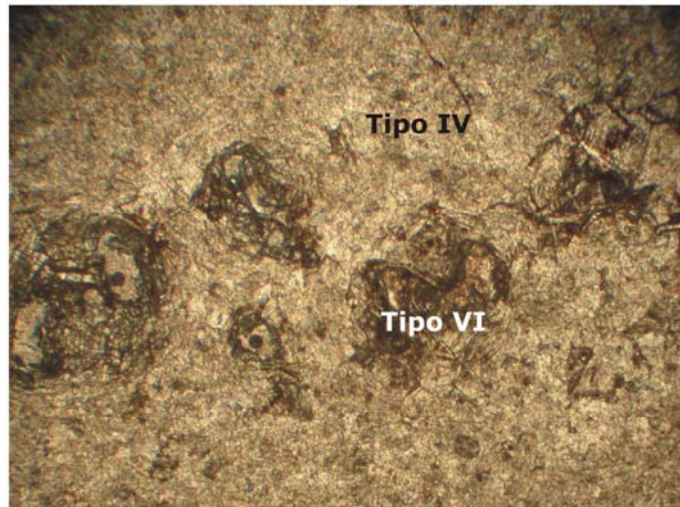


Foto 27. Tipo IV. Mosaico de doloesparita fino (100 μ m), cristales subhedrales a anhedrales. Zonas con disolución y cemento de dolomita (VI) ferrosa subhedral (hasta 500 μ m).

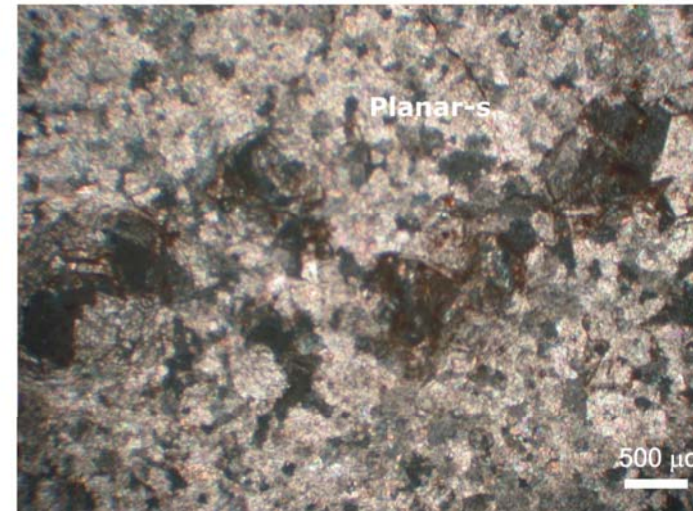


Foto 28. Misma vista con nicoles cruzados.

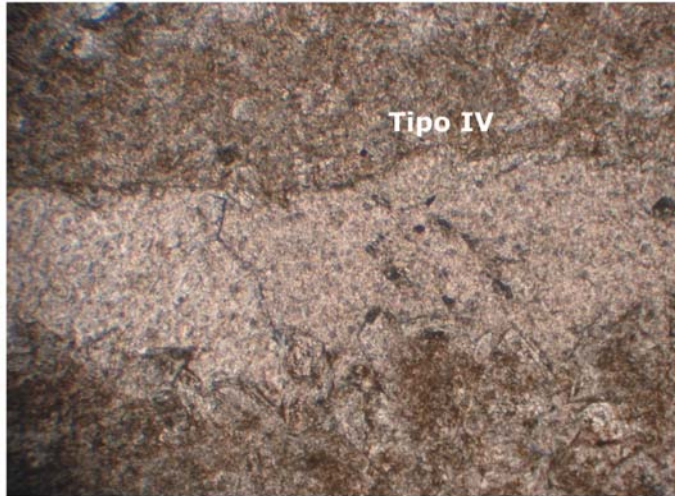


Foto 29. Tipo IV: doloesparita con cristales anhedrales de 200 a 500 μ m. Se observa una vena de calcita de 1 a 2mm de ancho.

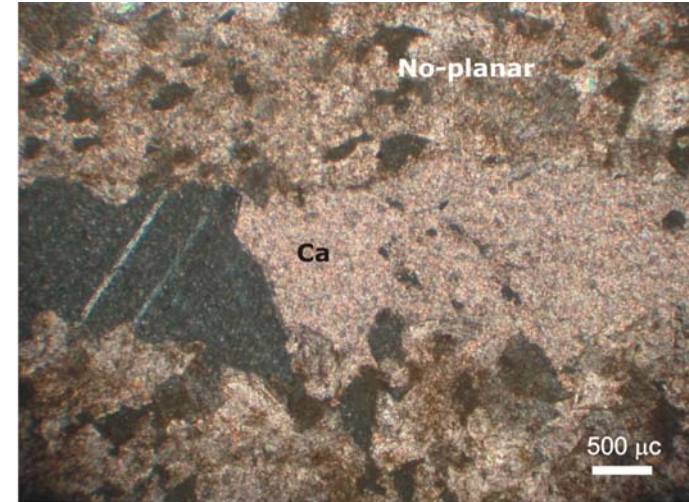


Foto 30. Misma vista con nicoles cruzados.

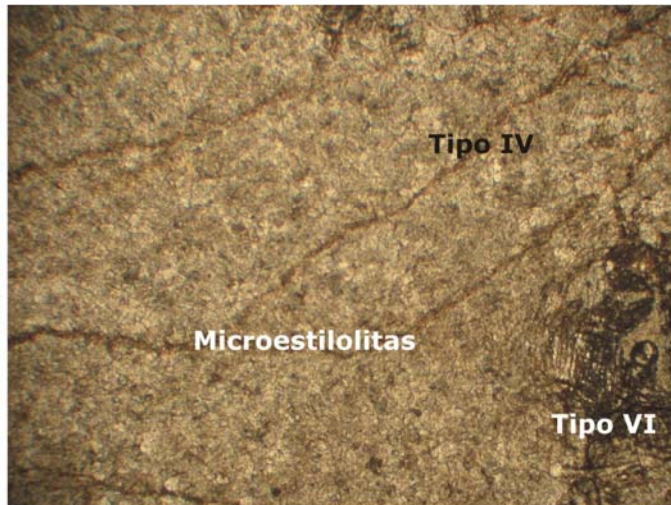


Foto 31. Tipo IV. doloesparita (200 μ m), cristales subhedrales a anhedrales. Se reconocen zonas con disolución y formación de microestilolitas de distribución anisótropa.

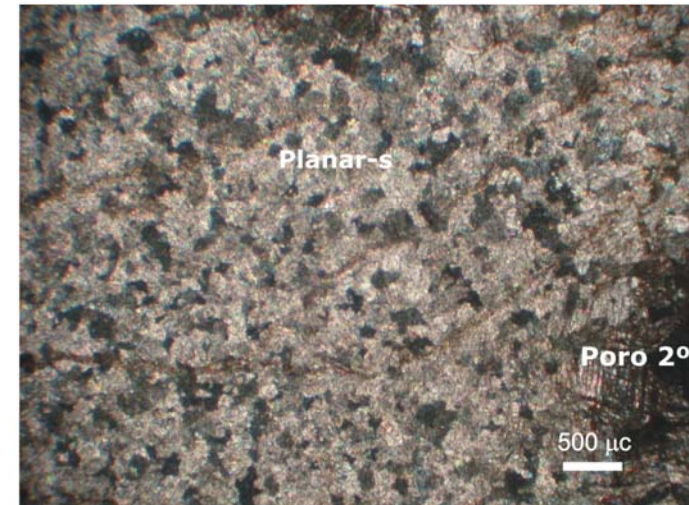


Foto 32. Misma vista con analizador.

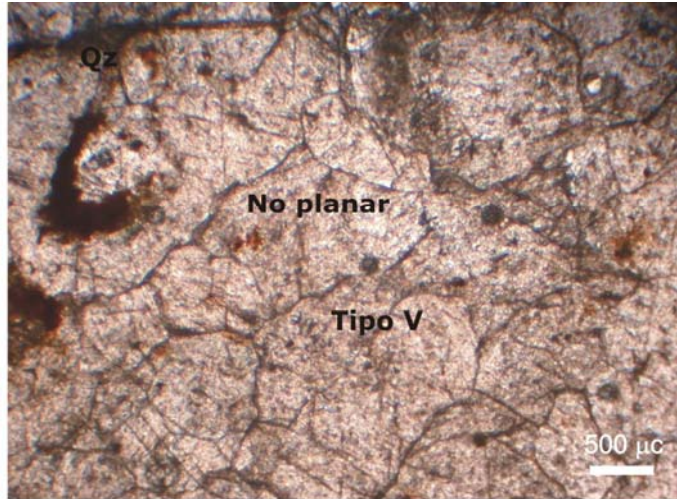


Foto 33. Tipo V: mosaico xenotópico con textura no-planar, que conforma una base de tipo *saddle* con bordes aserrados y alcanzan los 2mm. Reemplazo por *chert*.

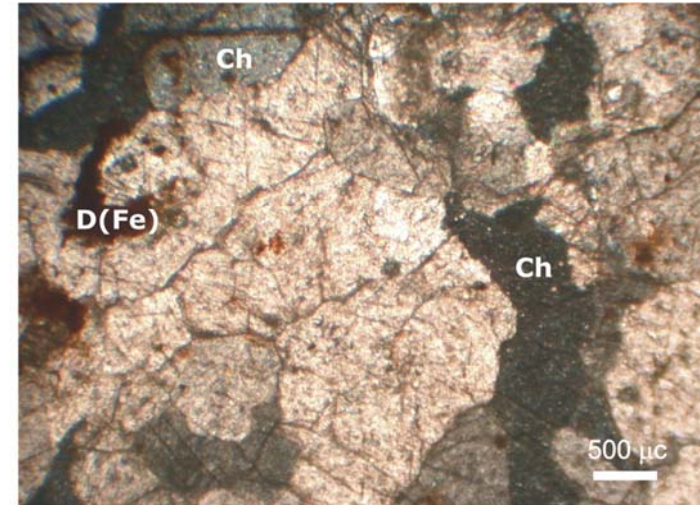


Foto 34. Misma vista con analizador.

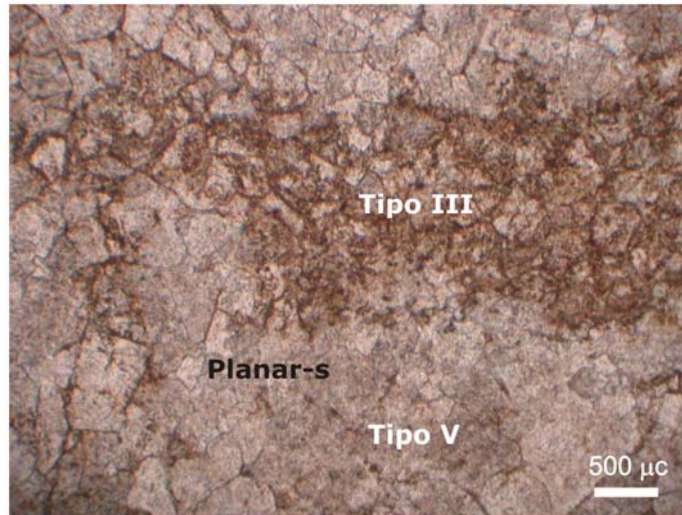


Foto 35. Tipo V: base de dolomita con textura planar-s, tamaño de grano variable (0,5 a 1,5mm), asociado a zonas con disolución y dolomita tipo III.

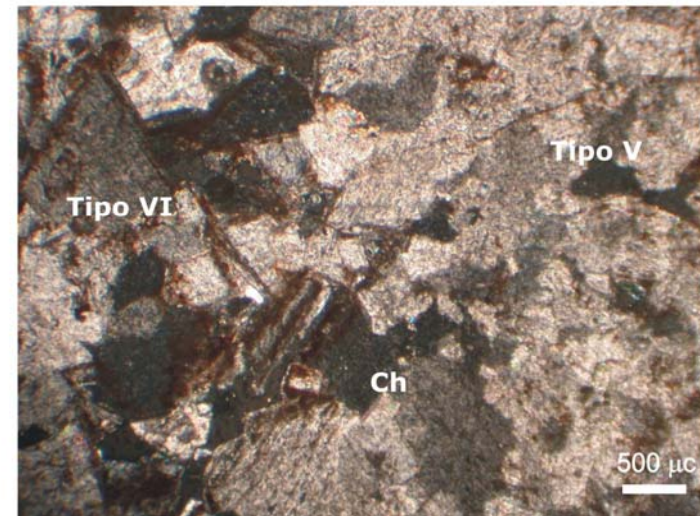


Foto 36. La textura es no-planar y se asocia a cemento Tipo VI. Se observa reemplazo de dolomita por *chert*.

Otra variedad un poco más fina (500 μ m a 1,5mm) de textura hipidiotópica planar-s se encuentra asociada al tipo III en *parches* (Fotos 35). En algunos casos se observan dentro de el tipo V, la presencia de oquedades rellenas con cemento dolomítico tipo IV y reemplazo por chert (Foto 36).

Interpretación: los tipos IV y V están constituidos por mosaicos xenotópicos a idiotópicos y se presentan en calizas dolomitizadas masivamente por lo que no preservan rasgos de la fábrica original. La dolomita tipo *saddle* es referida a un ambiente diagenético de enterramiento profundo.

Tipo VI

Está constituido por un cemento dolomítico de cristales euhedrales a subhedrales que crecen en las paredes de oquedades. Se reconocen dos subtipos **a**: conformado por romboedros límpidos de hasta 1,5mm (Fotos 37 y 38) y **b**: romboedros de dolomita rica en hierro con zonación poco marcada y en tamaño de 500 μ m (Fotos 39 y 40) o muy acentuada y en cristales mayores de 2mm o más (fotos 41 a 44).

Este cemento se encuentra asociado a otros cementos tales como cuarzo euedral, calcita y chert, que comúnmente ocluyen todo el espacio poral (Fotos 37 a 44). En algunos casos se reconocen microfracturas asociadas a la cementación dolomítica (Fotos 43 y 44).

La base o mosaico donde se encuentran las oquedades puede ser de tipo II o IV (Fotos 37 a 44).

Interpretación: Las características petrográficas, la yacencia y la asociación paragenética con otros minerales permiten arribar a que el tipo VI de dolomita tendría un origen epigénico (cemento típico de depósitos tipo *Mississippi Valley*) es decir por precipitación a partir de la mezcla de fluidos hidrotermales (de los cuales no se reconoce la procedencia) con fluidos meteóricos. A pesar de que la dolomita de este tipo es comúnmente asociada a un ambiente diagenético de enterramiento profundo es ampliamente conocido (Tucker y Wright 1996; Flugel, 2004) que la misma puede ser generada, asimismo, por el aporte de fluidos hidrotermales en donde hay mayor participación de hierro y se favorece el crecimiento de cristales con caras cristalinas planas o euhedrales como en este caso. En principio se habría

producido un ascenso de la columna estratigráfica con el ingreso de fluidos que dieron lugar a una disolución originando cavidades irregulares tanto en forma de geodas como en planos de fracturas, etc., en las cuales precipitaría posteriormente este cemento dolomítico recubriendo las paredes de las mismas.

El termino *sucrosic* (o sacaroide) es comúnmente aplicado a mosaicos porosos de cristales euhedrales. Los cristales de dolomita usualmente presentan sus centros nublados y desarrollo de anillos claros. En muchas dolomitas con dolomitización masiva o pervasiva, la precipitación tiene lugar en más de una etapa, y además ocurre en un amplio período de tiempo desde el enterramiento somero al profundo. Una clara evidencia de esto es la fracturación de la dolomita temprana y el sobrecrecimiento de dolomita tardía en las superficies de disolución (p.e. como cemento en venas).

Por otra parte, dentro de la facies 7 de dolomías moteadas, se han reconocido tres variedades dentro de la misma las cuales son denominadas "atigrada", "leopardo" y con motas irregulares (manchas). En los tres casos la parte oscura de dolomita rojiza (manchas pseudocirculares = leopardo, alargadas atigrada, o irregulares = motas irregulares) están compuestas mayormente por dolomita del tipo III, rica en hierro y con cristales con zonación interna. Mientras que los sectores de dolomita clara en general están compuestos de dolomita de los tipos II y IV. La variedad atigrada, ha sido citada por otros autores como dolomita cebra o textura *zebra* (p.e. Nielsen, et al, 1998).

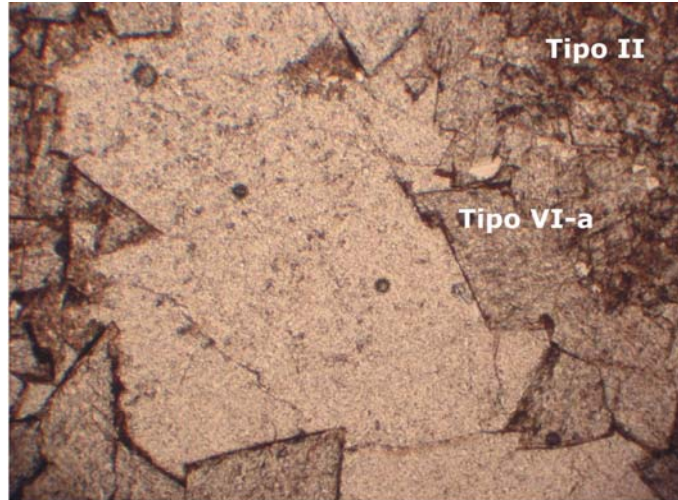


Foto 37. Tipo VI-a: cemento dolomítico límpido con cristales euhedrales de 1mm, crecen en la pared de una oquedad irregular, asociado a cemento cuarzo.

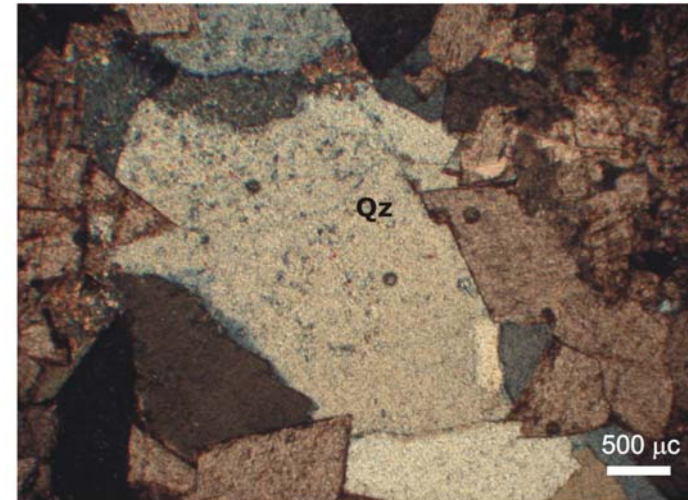


Foto 38. Misma vista con analizador.

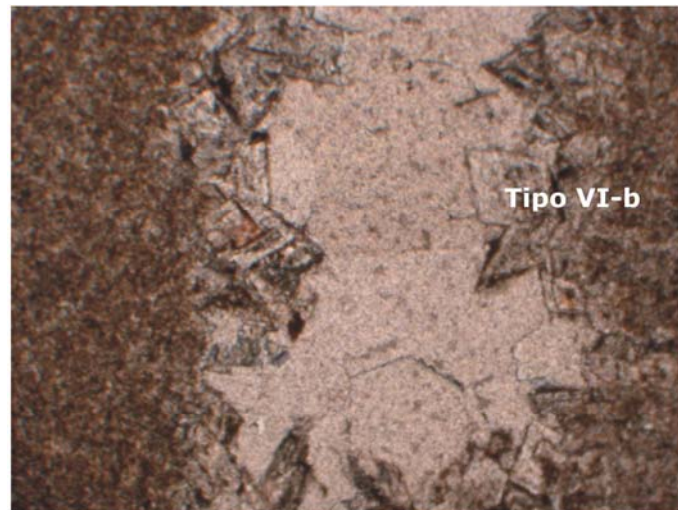


Foto 39. Tipo VI-b. Cemento dolomítico de cristales de 500 μm , se reconoce una oquedad con cuarzo euhedral y subhedral. La base es de dolomita tipo IV.

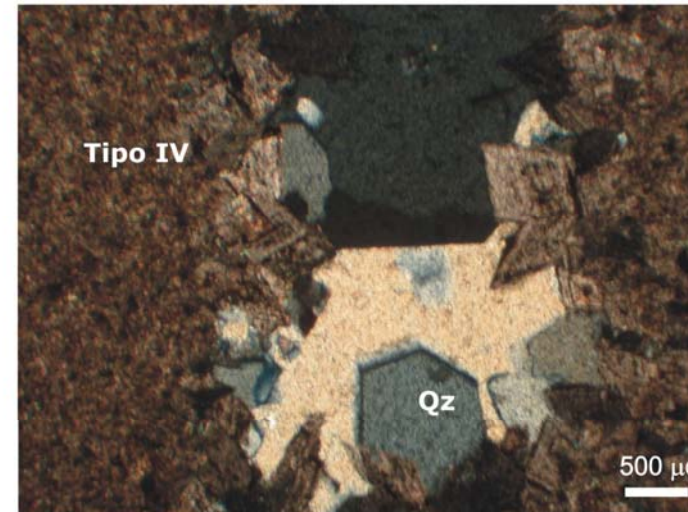


Foto 40. Misma vista con analizador.

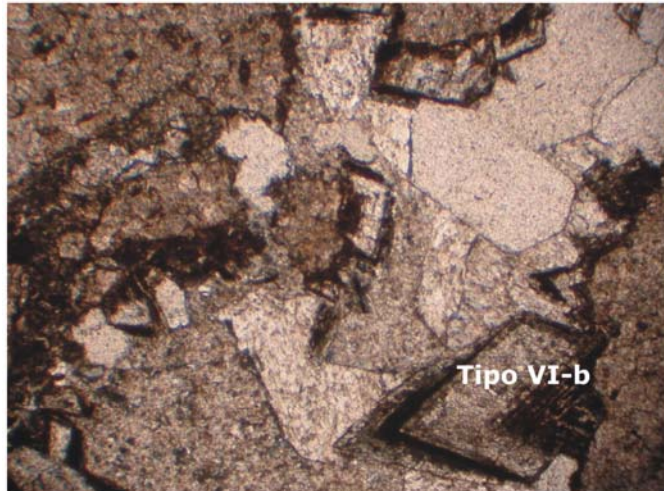


Foto 41. Tipo VI-b: cristales de doloesparita de hasta 2mm, se reconoce cementos de cuarzo, calcita y *chert*.

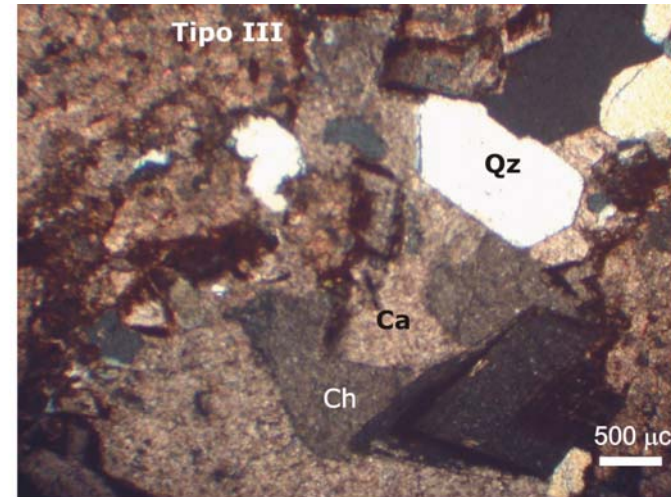


Foto 42. Misma vista con analizador.

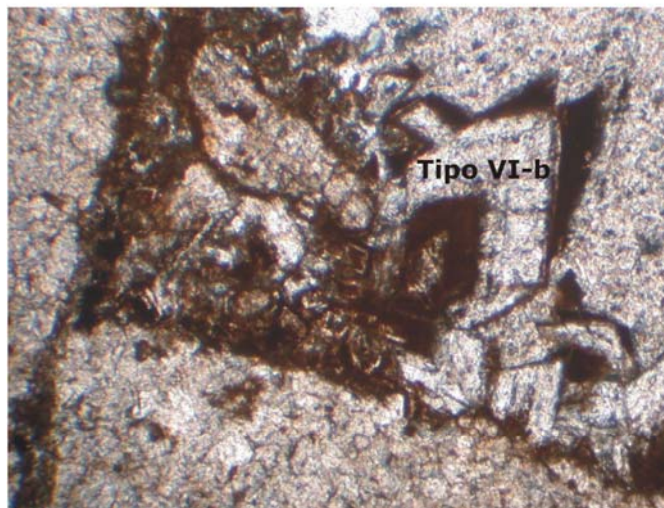


Foto 43. Tipo VI-b. Cemento de doloesparita (400 a 2000µm) con microfracturas. Cemento de dolomita zonación con hierro (Tipo III). La base es de dolomita tipo IV.

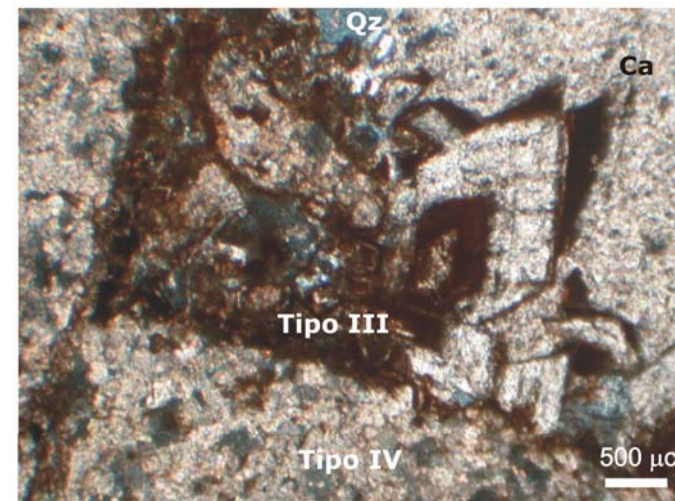


Foto 44. Misma vista con analizador.

5B.3.2.2 Componentes terrígenos

El cuarzo es el más abundante de los componentes terrígenos y puede estar como clastos asociado a escaso feldespato y arcillas. En el primer caso se muestra como fragmentos de cuarzo tamaño limo que se distribuyen de manera saltuaria entre la dolomita, principalmente conformando parte de la lámina detrítica en los estromatolitos laminares o relleno entre los columnares.

5B.3.2.3 Cementación

Se reconocen cementos relacionados al ingreso de fluidos hidrotermales. En principio estos fluidos habrían generado cavidades como resultado de la disolución de las dolomías sobre las cuales precipitarían los siguientes cementos, en orden cronológico:

- 1- Dolomita Tipo VI
- 2- Cuarzo (cristales prismáticos)
- 3- Calcita (ferrosa y magnesiana)

Estos permiten determinar una clara estratigrafía de cementos dividida en tres estadios principales.

a) Cuarzo

Se reconoce un cemento de cuarzo constituido por cristales prismáticos euhedrales que crecen frecuentemente en varias generaciones (Fotos 49, 50, 51 y 52) y dentro de los que se han detectado numerosas inclusiones fluidas tanto primarias como en trenes secundarios. El cemento cuarzoso se observa en oquedades, revistiendo las paredes de las mismas (Fotos 49 y 50) dejando un espacio poral en el centro, junto a calcita magnesiana (fotos 51 y 52) o rellenando todo el espacio poral (Fotos 53 y 54). Los cristales tienen tamaños variables entre 20-60 μ m, y pueden alcanzar hasta los 7cm en muestra de mano y presentan numerosas líneas de crecimiento (Fotos 55 y 56).

b) Calcita

La calcita se presenta como cemento en oquedades y venas, compuesta por calcita rica en Mg (HMC), en cristales anhedrales de tamaño esparítico (30 μ m a 2 cm), eventualmente asociada a cristales de cuarzo.

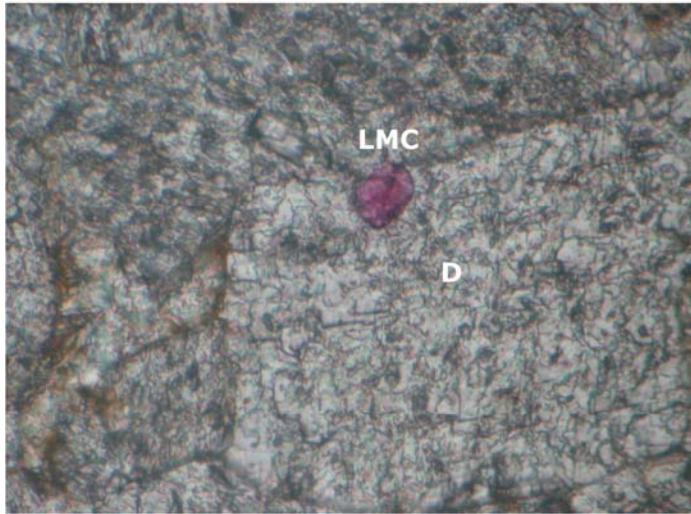


Foto 45. Detalle de romboedros de dolomita con grano relíctico de calcita pobre en magnesio y reemplazo por chert.

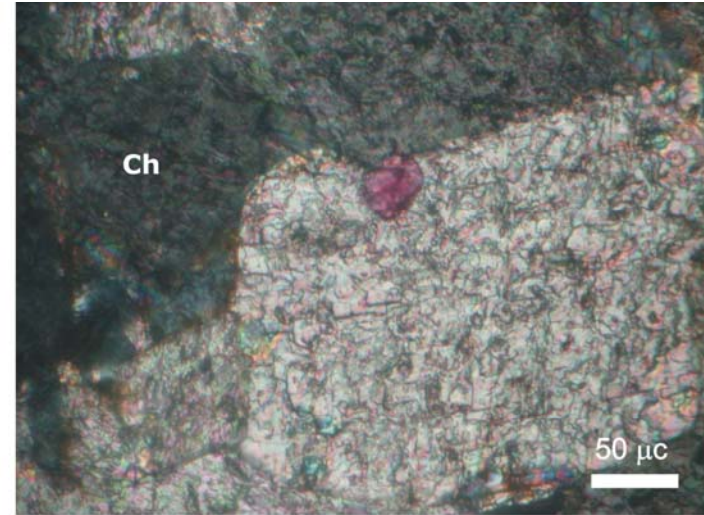


Foto 46. Misma vista con analizador.

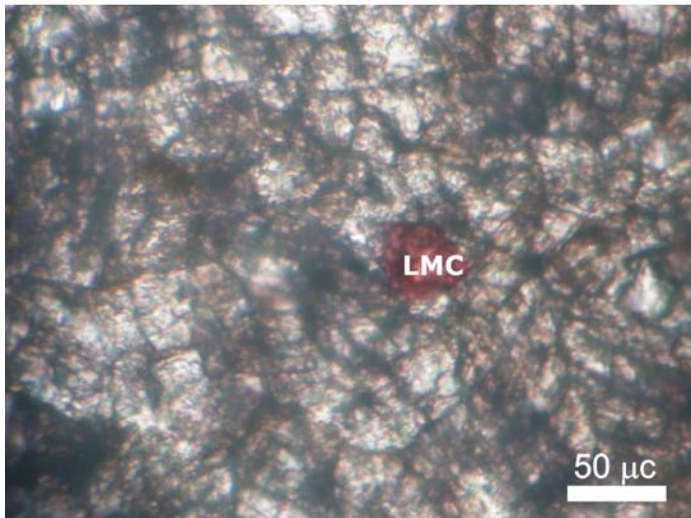


Foto 47. Se reconoce calcita pobre en magnesio en el centro de un cristal de dolomita subhedral .

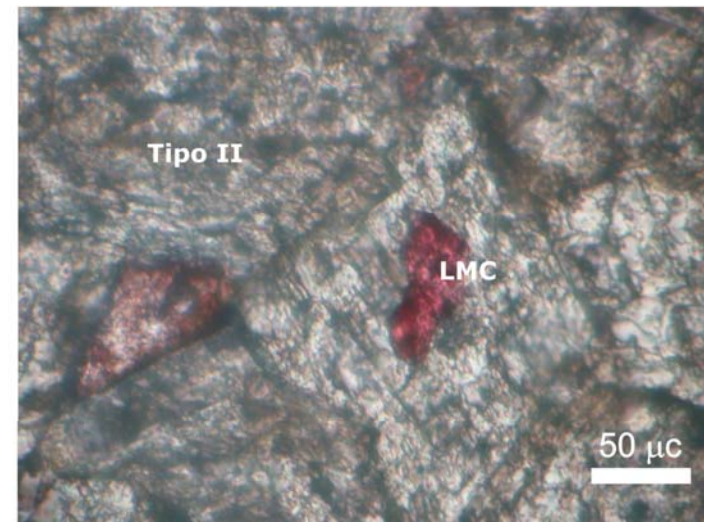


Foto 48. Se observa calcita pobre en magnesio intracrystalino (en el centro de un romboedro de dolomita) e intercrystalino.

Se reconoce calcita esparítica que rellena casi exclusivamente una cavidad (Fotos 57 y 58), la misma comienza con calcita ferrosa (FC) y se hace magnesiana hacia el centro (HMC). Como es ampliamente conocido los cementos de calcita rica en hierro son asociados a un origen por enterramiento profundo. Esto se atribuye a que resultan de la precipitación de aguas porales con Eh negativos y con Fe^{+2} en solución proveniente de minerales de arcillas y capas de lutitas aledañas.

En algunos casos se observa calcita tipo HMC en cristales esparíticos prismáticos de gran tamaño (1mm x 3mm), (Fotos 59 y 60) de acuerdo a lo sugerido por Choquette y James (1987) su origen podría atribuirse a diagénesis de soterramiento, aunque también podría atribuirse a zona de mezcla o a partir de agua meteórica. Sin embargo, esto último no se considera ya que la calcita de origen meteórico suele ser siempre pobre en magnesio (ver Tucker y Wright, 1990). Además, la presencia de contactos aserrados entre los cristales constituye una evidencia clara de su relación con un ambiente de soterramiento.

c) Cementos argilíticos

Localmente, se desarrollan arcillas autigénicas, probablemente caolinita y/o illita, en poros intercristalinos dentro de la dolomita. Dichos argilominerales se disponen en agregados fibrosos y con formas de “plumerillos” que ocupan totalmente algunos espacios porales (Fotos 61 y 62) y que no denotan ninguna orientación preferencial (Fotos 63 y 64).

Interpretación: estas arcillas podrían tener un origen a partir de fluidos hidrotermales o meteóricos o de la combinación de ambos, el cual puede ser atribuido sobre la base de los resultados de los análisis de difracción de rayos x (Cap. 7) y otras consideraciones geológicas.

d) Chert

Otro tipo de cemento, es el *chert*, el cual se presenta como el más abundante, y se lo reconoce como relleno de oquedades irregulares (Fotos 73 a 76), como reemplazo de carbonatos (Fotos 45 y 46), manteniendo o no las sombras del clivaje del mineral precursor (evidenciado por la presencia de *carbonate cleavage gost*).

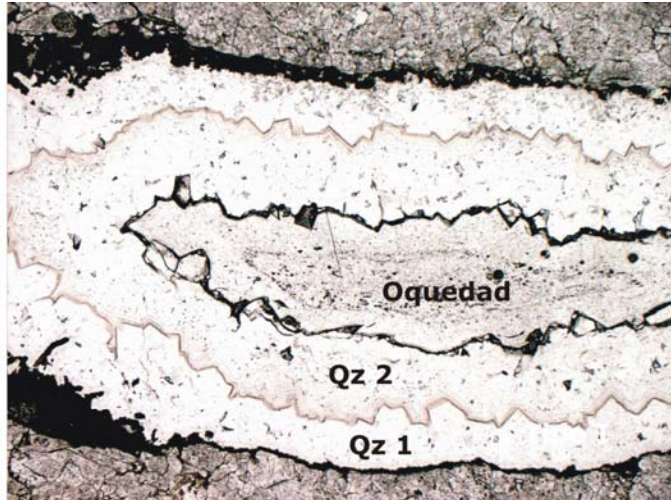


Foto 49. Oquedad irregular rellena con cemento de cuarzo ehedral, y una oquedad en el centro.



Foto 50. Misma vista con analizador.

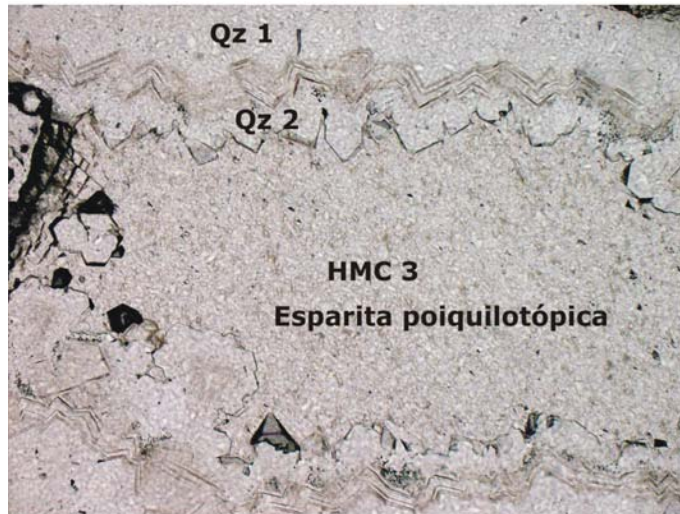


Foto 51. Se reconocen dos pulsos de cementación con cuarzo ehedral y posteriormente calcita esparítica que ocluye todo el poro.

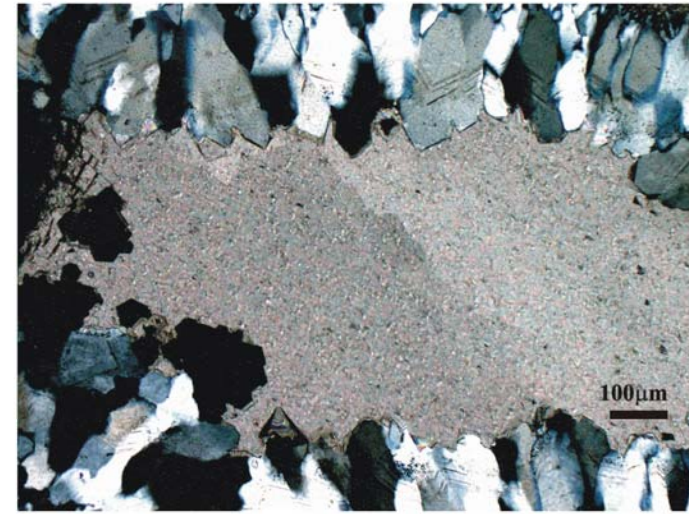


Foto 52. Misma vista con analizador.

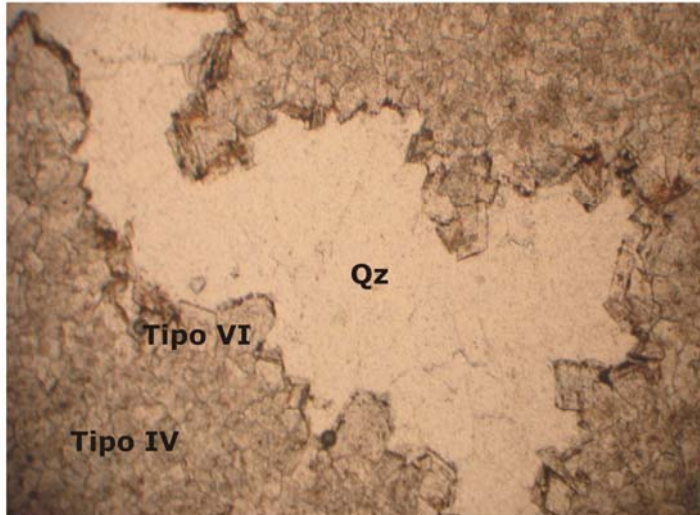


Foto 53. Se observa una cavidad que presenta cemento dolomítico tipo VI en las paredes y relleno con megacuarzo que oblitera todo el espacio.

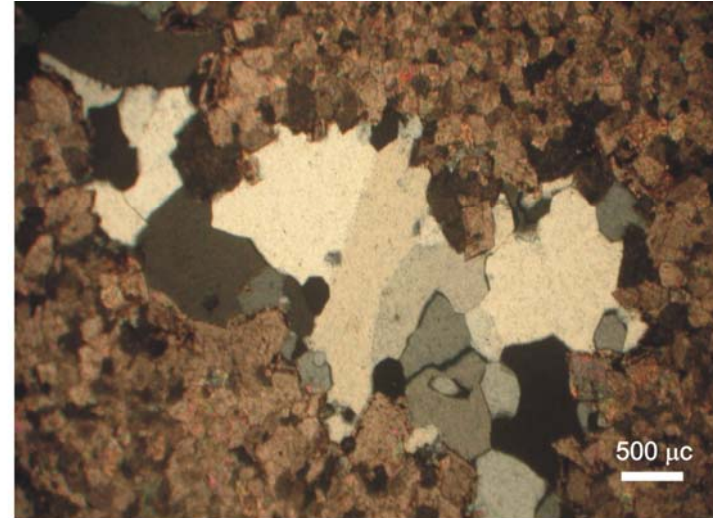


Foto 54. Misma vista con analizador.



Foto 55. Detalle de los cristales de cuarzo ehedrales, pueden observarse por lo menos 7 pulsos de cementación

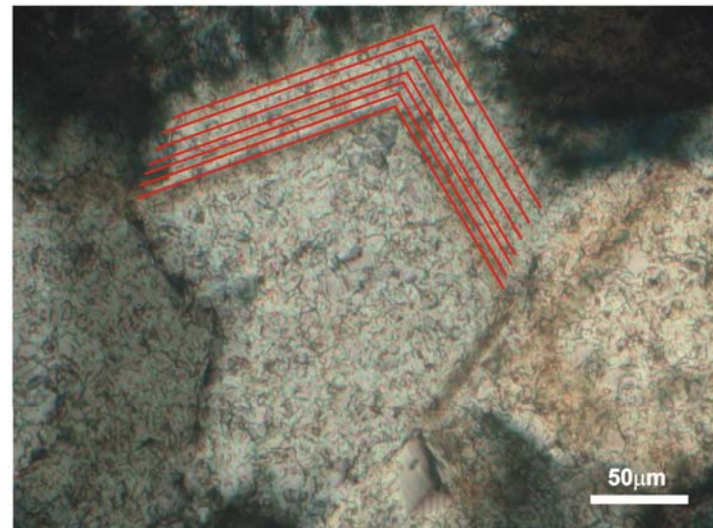


Foto 56. Misma vista con analizador.

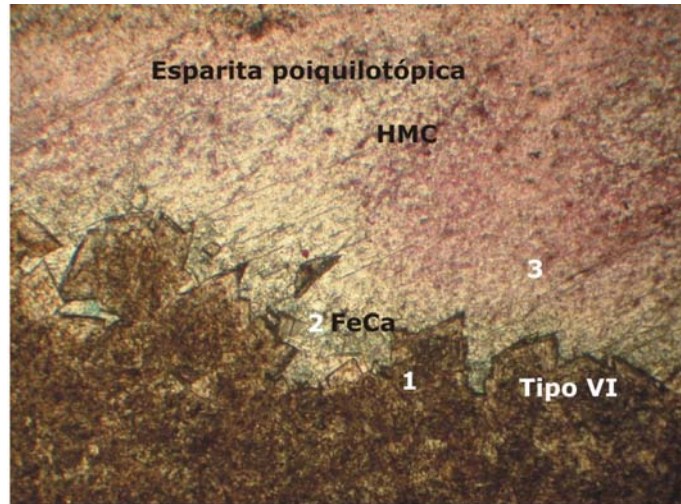


Foto 57. Cementos: en la pared se reconoce 1 cemento de dolomita VI, 2 calcita ferrosa y 3 calcita esparítica (HMC).

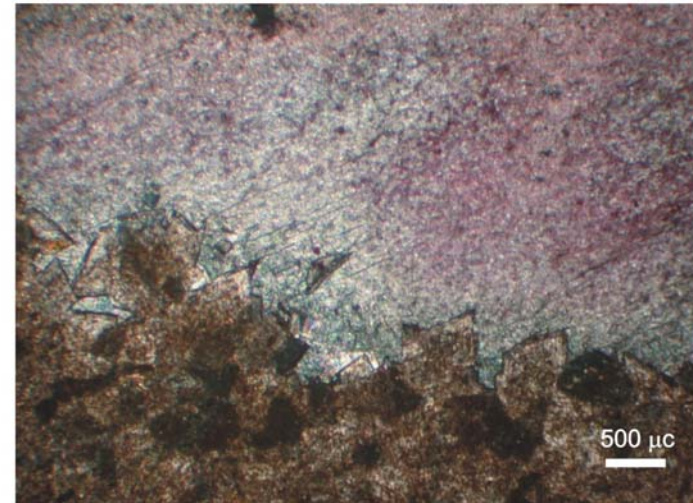


Foto 58. Misma vista con analizador.

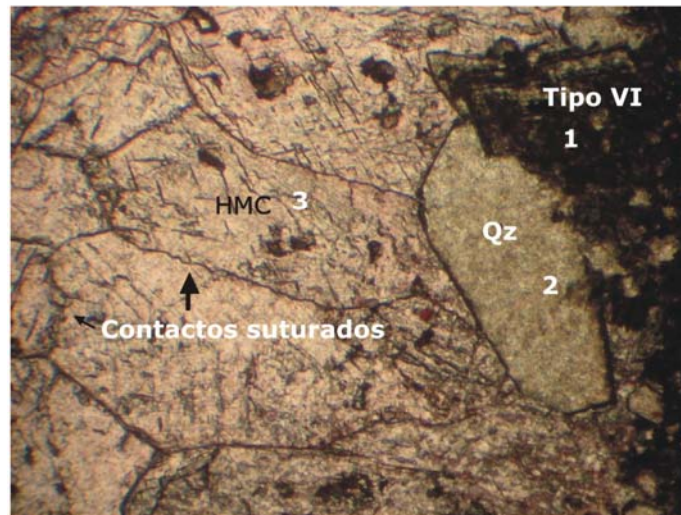


Foto 59. Cementos: 1 dolomita rica en hierro con zonación concéntrica tipo VI, 2 Cuarzo ehedral y 3 calcita en grandes cristales esparíticos prismáticos tipo HMC.

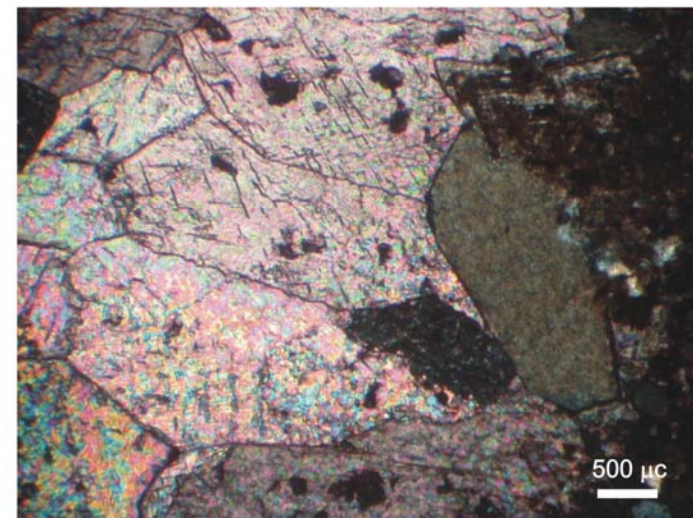


Foto 60. Misma vista con analizador.

Asimismo el *chert* también ha sido reconocido como:

- a) relleno de venas, muy penetrativas y continuas (Foto 14).
- b) relleno de cavidades irregulares (poros secundarios) en la base de dolomita (Fotos 73 a 76)
- c) reemplazo total de un nivel dolomítico con oolitas (Fotos 77 a 80), en donde se ha preservado la estructura interna de las mismas.
- d) reemplazo de dolomita junto a hematita (Fotos 81 a 84).

Interpretación: los cementos silíceos reconocidos son mucho más abundantes en las facies del techo de la AFDP II en donde se encuentran representados por *chert* y cuarzo microgranudo. Ambos componentes son asociados a un origen por diagénesis meteórica previa disolución de carbonatos, relacionados a la formación de una superficie cárstica.

5B.3.2.4 Evidencias de dolomitización por reemplazo

Muchos granos de calcita pobre en magnesio tienden a ser muy resistentes ante los procesos de reemplazo por dolomita (Tucker y Wright, 1990). Como puede observarse en la asociación de facies dolomítico pelítica, se han preservado cristales de calcita relícticos tanto entre los cristales de dolomita (intercristalinos, Fotos 45 y 46) como en el centro de los cristales de dolomita subhedrales (intracristalinos, Foto 47) o euhedrales (Foto 48) conformando sus núcleos. En todos los casos estos cristales de calcita son anhedrales, compuestos de calcita pobre en Mg (LMC) reconocidos por tinción y con tamaños menores a los 30 μ m. Estos granos relícticos de LMC podrían considerarse como los precursores de las dolomías y a los que podría atribuirse un origen marino o por diagénesis marina que de acuerdo a lo propuesto por Poiré (1987) originalmente habrían sido de calcita rica en magnesio HMC y por diagénesis posterior se encuentran como hoy en la variedad LMC.

5B.3.2.5 Disolución y dedolomitización

En las facies sedimentarias del techo de la AFDP II se reconocen niveles con importante disolución de la dolomita original, generado espacios porales

secundarios, y posterior precipitación de cementos entre los cuales predomina la calcita acompañada de cuarzo microcristalino, *chert* y hematita (Fotos 65 a 72).

Se observa que los procesos de dedolomitización afectan a las rocas del techo del miembro dolomítico en diferentes formas, principalmente evidenciados por el reemplazo parcial o total de dolomita por calcita.

Las características petrográficas indican que este evento diagenético se relaciona a un régimen meteórico o asociado a fluidos meteóricos (Fotos 67 y 68). Las mismas están representadas por los efectos de una disolución muy penetrativa que afecta a estas rocas con una cementación posterior que oblitera completamente a la porosidad secundaria generada en la etapa anterior.

En respuesta a esta intensa disolución y posterior precipitación en este ambiente diagenético tan diferente al de enterramiento se reconocen cementos que reemplazan a las dolomías ricas en hierro y que en algunos casos no dejan rastros de texturas originales (Fotos 69, 70, 71 y 72).

5B.3.2.6 Componentes de las facies reconocidas en este trabajo

De las nueve facies sedimentarias reconocidas en la AFDP II, tres son descritas por primera vez en esta investigación (ver Cap. 4). Las características petrográficas más representativas de estas tres nuevas facies son:

La facies **(7)** de dolomías moteadas se caracteriza petrográficamente por la presencia de una base en mosaico de dolomita límpida (Tipos II y IV) con motas marrón rojizas de dolomita ferrosa (Tipo III). La dolomita ferrosa de las motas está constituida por romboedros con núcleos y zonas de alteración concéntricas ricas en hierro alternando (Tipo III) y otras claras pobres en Fe, que marcan los estadios de crecimiento de los rombos.

Facies **(5m)** y **(12)** de margas dolomíticas la primera (5m) está constituida por una base dolomítica rica en hierro con participación de cuarzo y arcillas clásticos, mientras que la (12) está compuesta por dolomita parcialmente dedolomitizada por procesos meteóricos por lo que se encuentra una base

conformada por la combinación de dolomita (parcialmente desferrizada), calcita, chert y óxidos de hierro (Fotos 65 a 72).

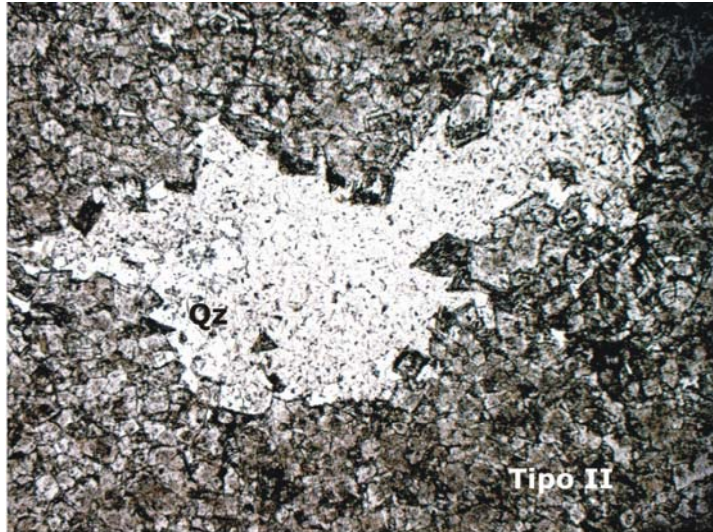


Foto 61. Oquedad rellena por argilominerales autigénicos(caolinita y/o illita) y cuarzo microgranulado, la base es de dolomita tipo II.

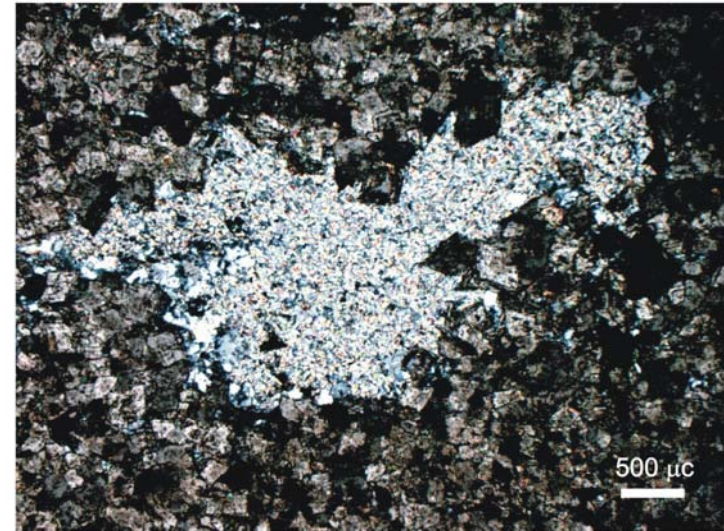


Foto 62. Misma vista con analizador.

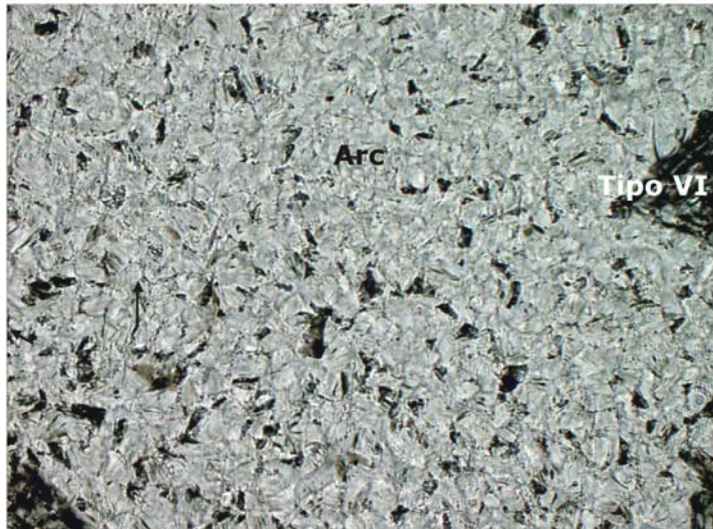


Foto 63. Detalle de los *plumerillos* de argilominerales, se observa una disposición al azahar.

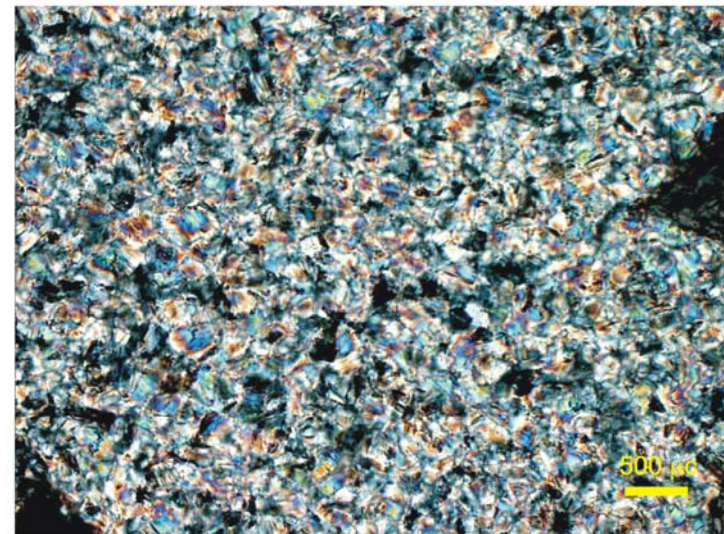


Foto 64. Misma vista con analizador.

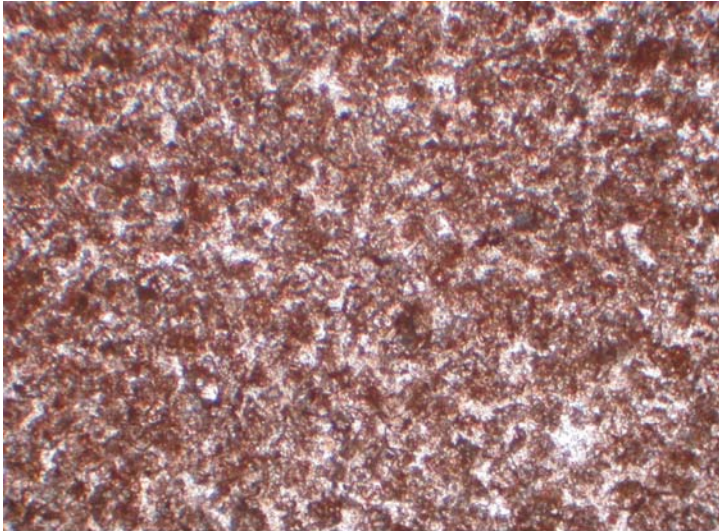


Foto 65. Esta se encuentra parcialmente dedolomitizada, se reconocen dolomita, calcita, *chert*, *cuarzo microgranudo* y hematita

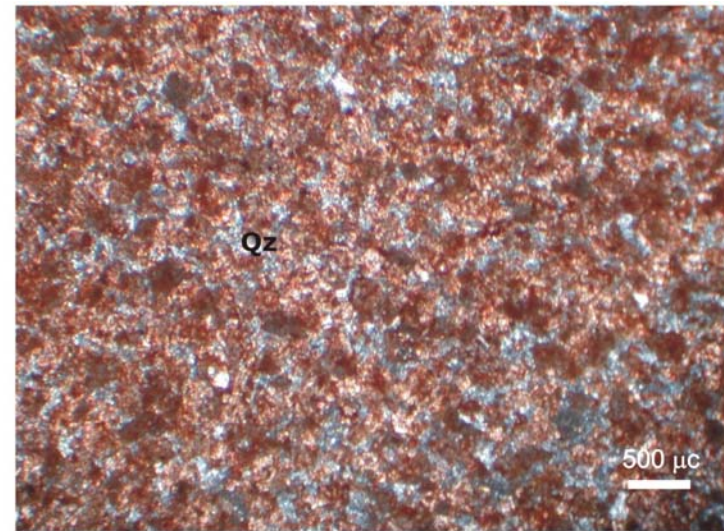


Foto 66. Misma vista con analizador.



Foto 67. Nivel de calcita y *chert* intercala en las margas del techo.

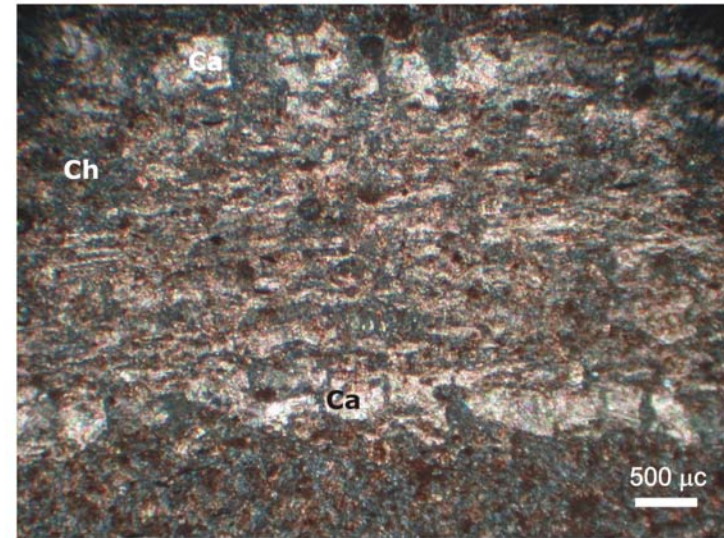


Foto 68. Misma vista con analizador.



Foto 69. Se reconocen cementos de calcita, *chert* y hematita en zonas como reemplazo de la dolomita original.

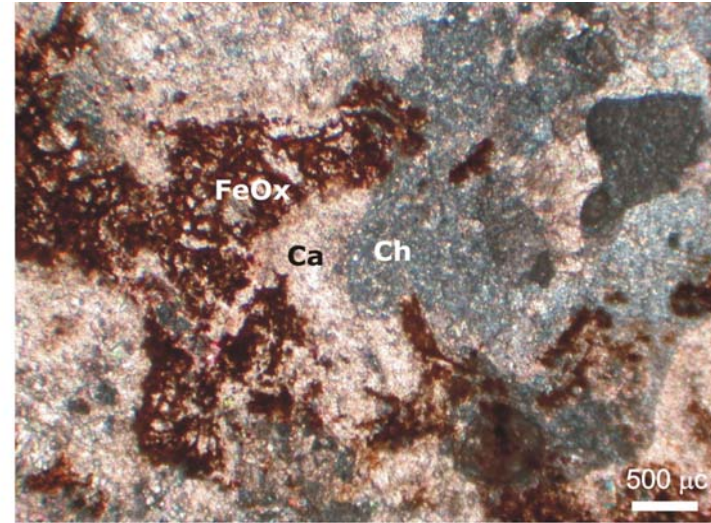


Foto 70. Misma vista con analizador.

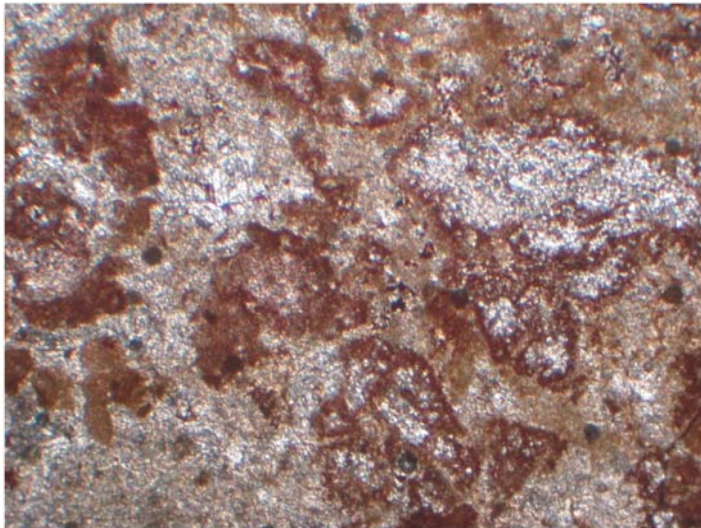


Foto 71. La base dolomítica ha sido meteorizada y reemplazada por calcítica, cementos ferruginosos, microcuarzo y *chert*.

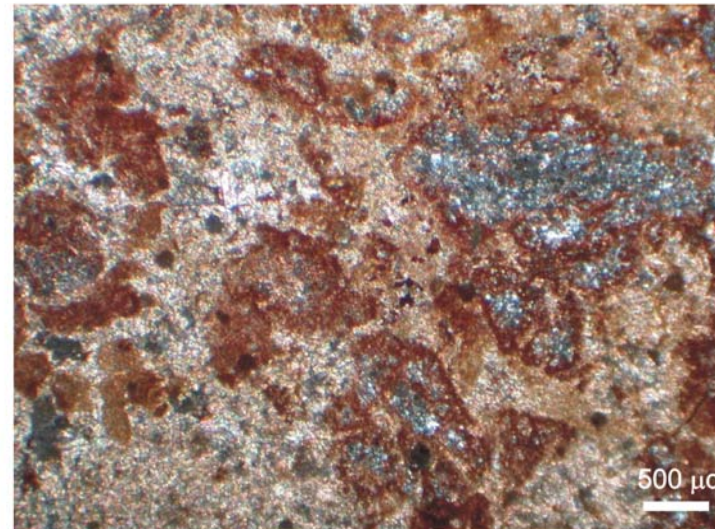


Foto 72. Misma vista con analizador.

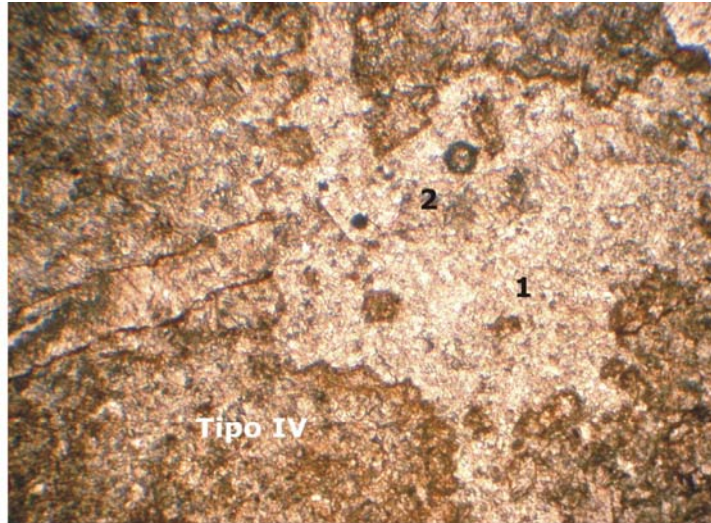


Foto 73. Cementos: oquedad irregular rellena po cuarzo microgranudo y *chert*, la cual es cortada por una vena de calcita esparítica, la base es de dolomita tipo IV.

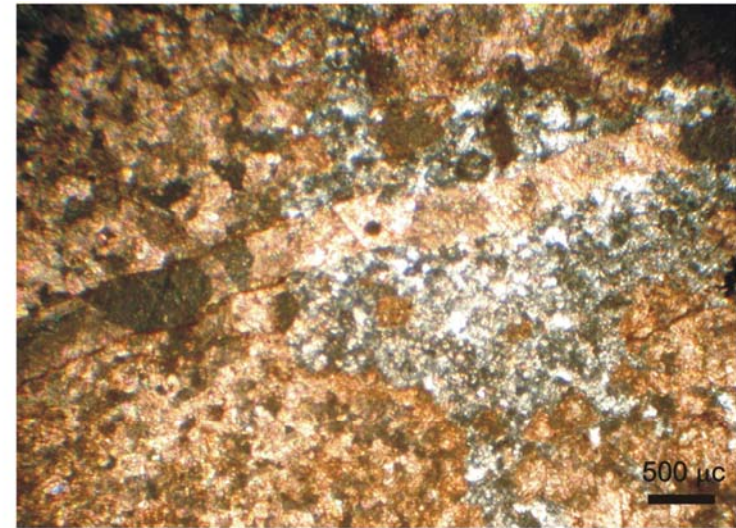


Foto 74. Misma vista con analizador.

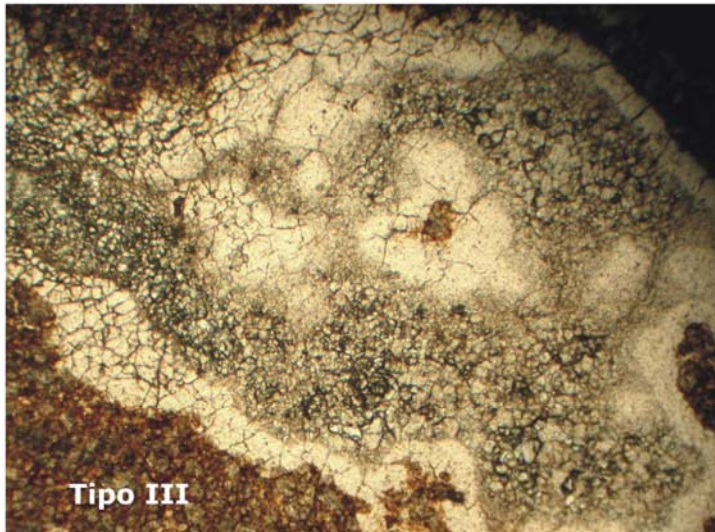


Foto 75. Cementos: oquedad irregular rellena por calcedonia, la base es de dolomita tipo III.

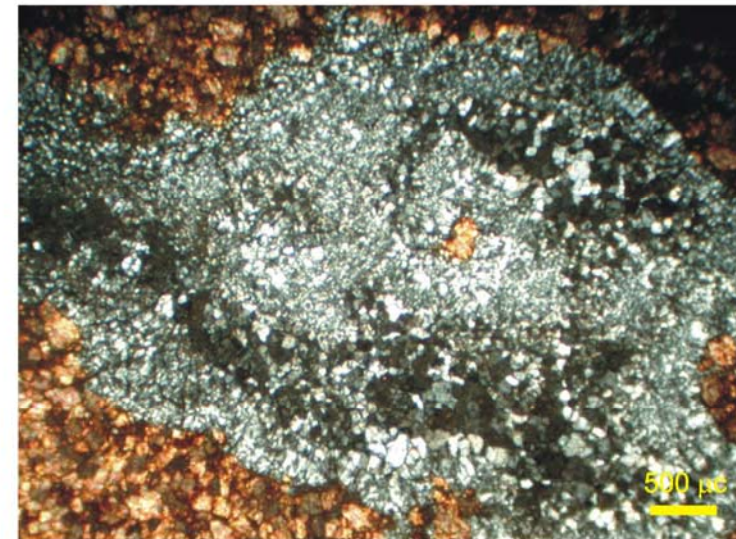


Foto 76. Misma vista con analizador.

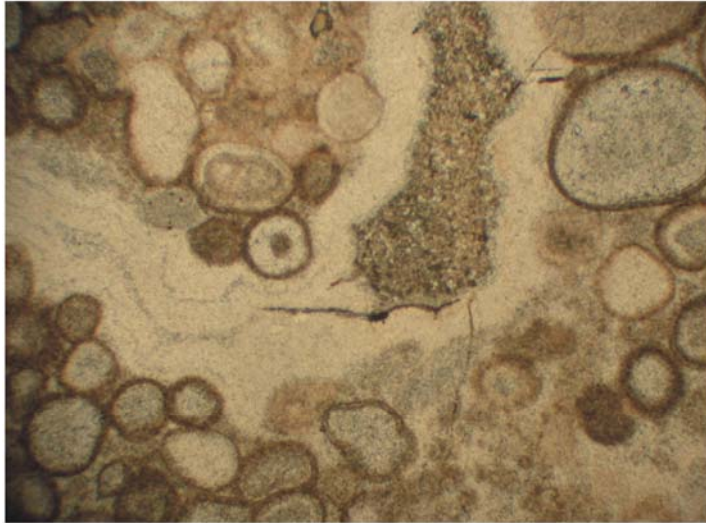


Foto 77. Ooides silicificados, algunos con núcleos y formas circulares y otros más irregulares de 500mc a 1,5mm. Se reconoce una oquedad irregular con calcedonia y micrita.

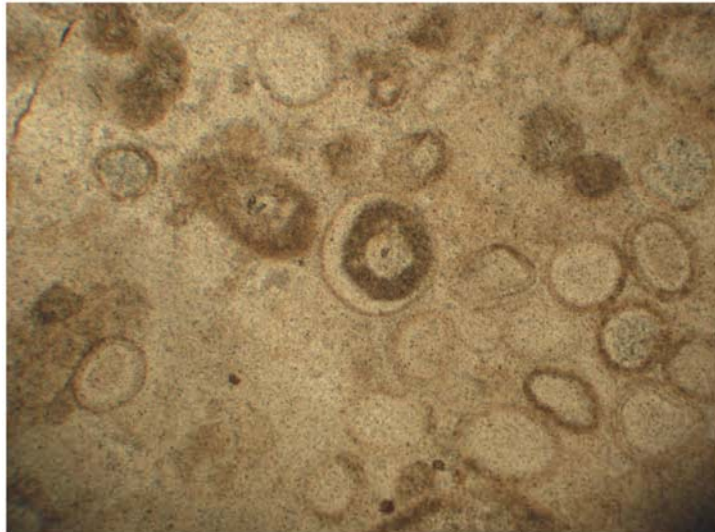


Foto 79. Ooides silicificados, en algunos se preserva una estructura interna radial.

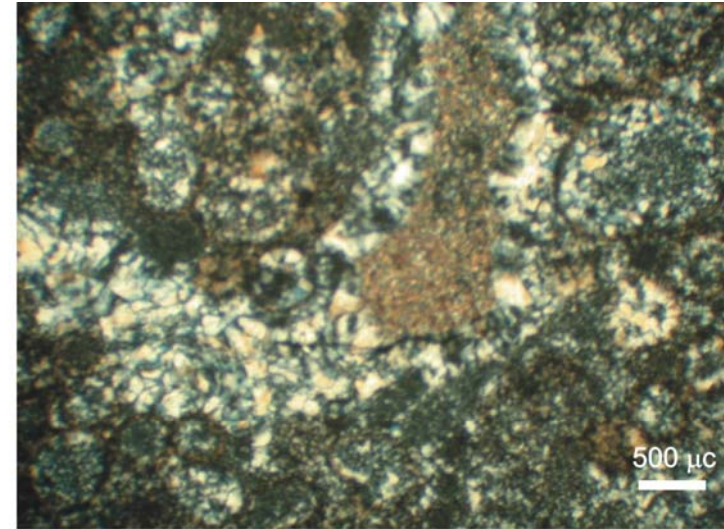


Foto 78. Misma vista con analizador.

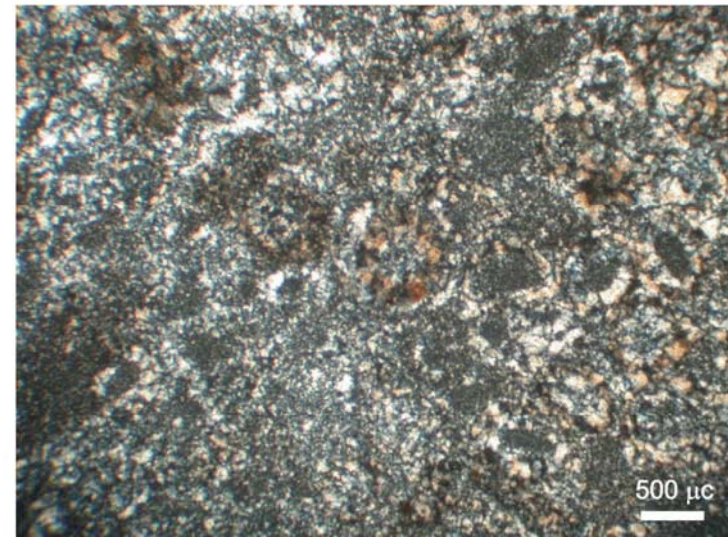


Foto 80. Misma vista con analizador.

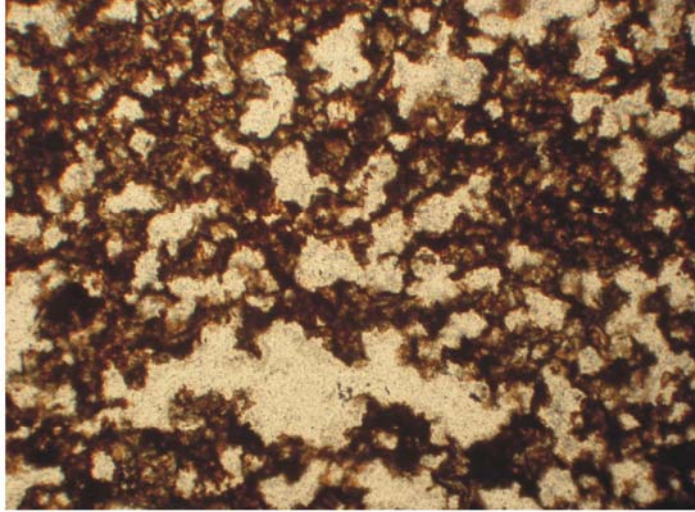


Foto 81. La dolomita ha sido totalmente reemplazada por *chert* y hematita, se conservan en algunos casos las formas cristalinas de los romboedros.

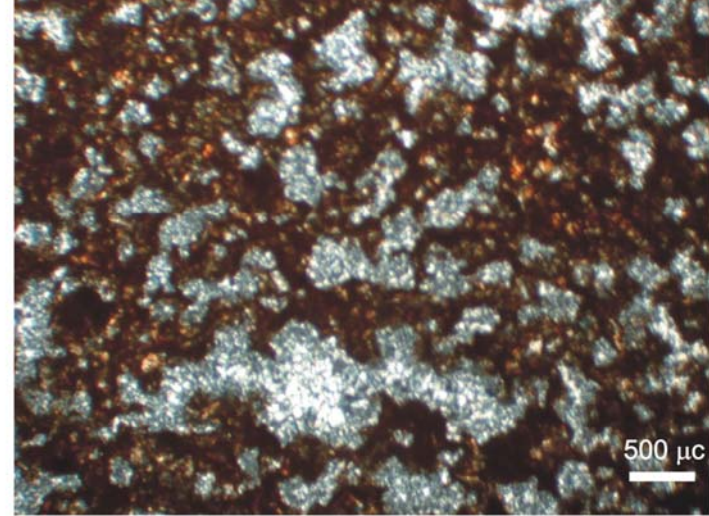


Foto 82. Misma vista con analizador.

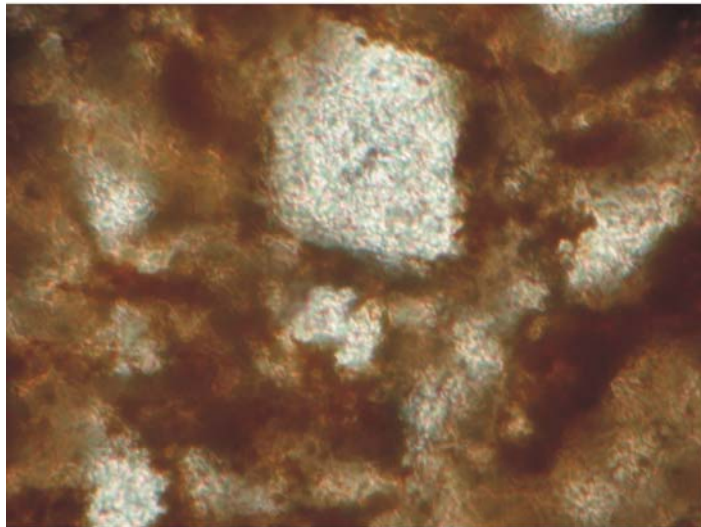


Foto 83. Detalle de un romboedro de dolomita reemplazado por *chert* y rodeado de cemento hematítico.

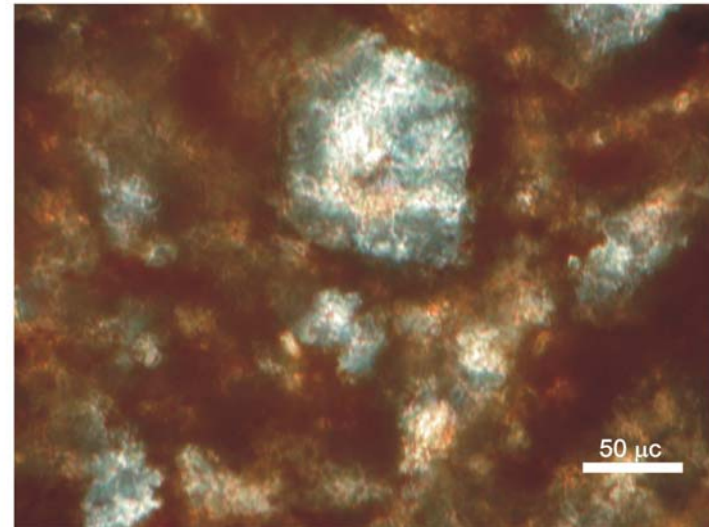


Foto 84. Misma vista con analizador.

La facies (13) de dolomías oolíticas silicificadas que están constituidas enteramente por *chert* y calcedonia con preservación de las estructuras internas de oolitas con o sin núcleos y con diferente número de bandas de crecimiento (Fotos 77 a 80).

5B.4 RESULTADOS DE MEB - EDAX

La combinación de análisis obtenidos por Microscopio electrónico de barrido (MEB) y la determinación de composición con EDAX, permitió la identificación y caracterización geoquímica semicuantitativa 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 (*high calcium dolomite* HCD) y pobre en calcio (*low calcium dolomite* LCD) (Fig. 5B2 – fotos 1, 2, 3), cemento de calcita pobre en Mg (LMC) (Fig. 5B2 -foto 1), cristales de dolomita con bordes ricos en Fe y huecos con material lixiviado (Fig. 5B2 – foto 4), cemento dolomítico asociado a cemento de calcita rica en Mg (HMC) en una vena (Fig. 5B2 – foto 5), y cristales euhedrales de cuarzo asociado a LMC (Fig. 5B2 – Foto 6).

Respecto al origen de la zonación de dolomita de tipo HCD/LCD el mismo podría ser atribuido a cambios en la composición del fluido de acuerdo a lo propuesto por Jones (2004). Otra posibilidad es la postulada por Kartz (1971) quien indicó que la zonación con variación en %Ca en cristales se atribuye a cambios en la relación Mg/Ca de los fluidos parentales causados por factores extrínsecos como el influjo de aguas meteóricas o marinas.

Por otra parte Jones y Luth (2002) indicaron que este tipo de zonación se originaría a partir de un mismo fluido parental donde el %Ca es controlado ampliamente por factores intrínsecos del fluido (como composición, propiedades físicas, etc.). Ellos agregan, sin embargo que los factores extrínsecos (composición de la roca, porosidad, ambiente diagenético, etc.) son los que probablemente controlan la composición de los fluidos parentales y en consecuencia controlan el %Ca.

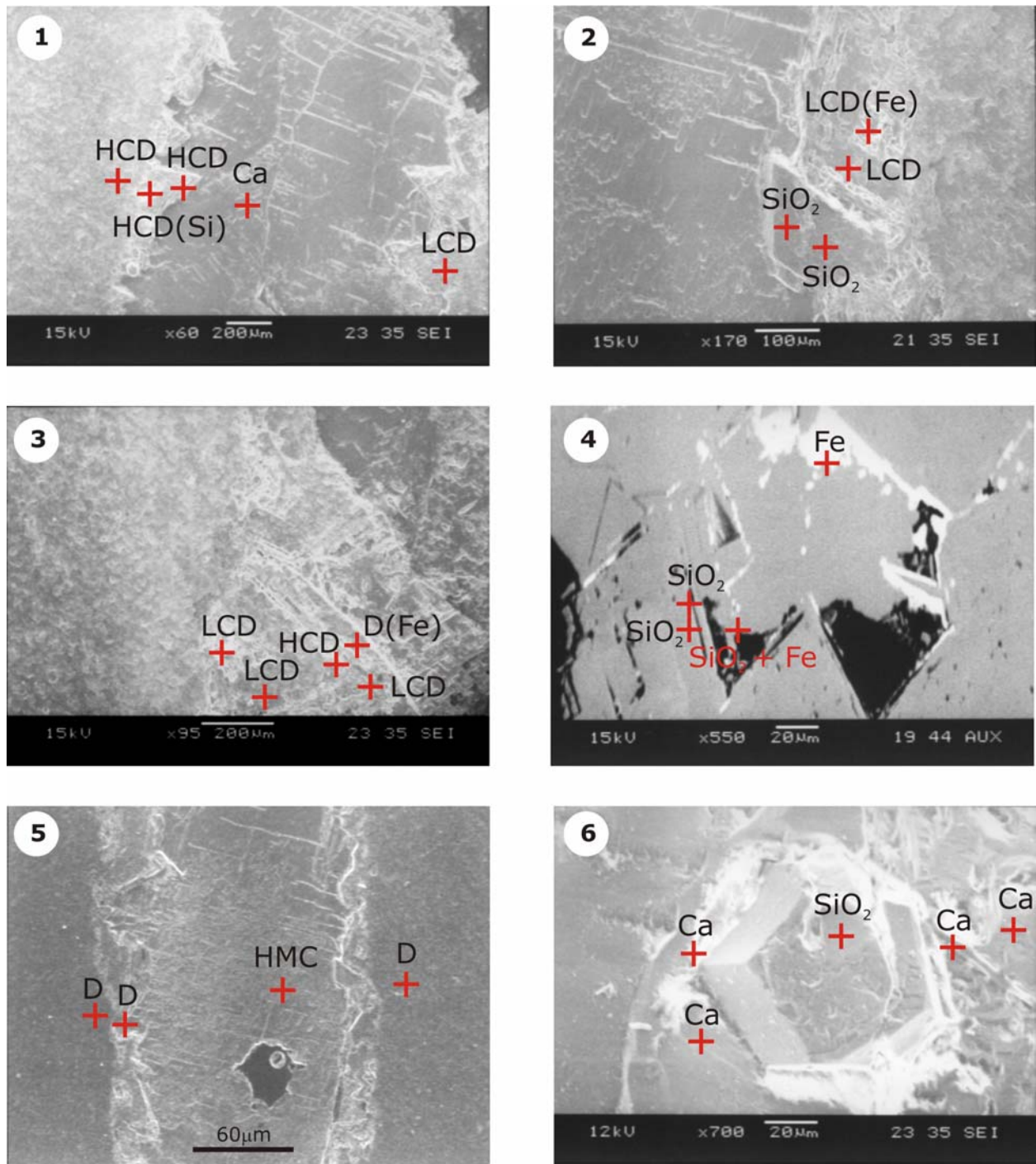


Figura 5B.1. Microfotografías tomadas con Microscopio electrónico de Barrido. Se indican con cruces rojas los puntos medidos con EDAX en los que se reconocen los elementos más abundantes. 1) Cavity con cemento en las paredes de dolomita zonada, con alternancia de zonas con HCD y LCD y reemplazo parcial por sílice, en el centro se observa cemento esparítico de calcita pobre en Mg. 2) detalle de 1. 3) Cristales romboidales de dolomita con zonación dada por: LCD, HCD y D(Fe). 4) Cristales romboidales con bordes ricos en Fe, reemplazo parcial por sílice y espacios con material lixiviado. 5) Vena con cemento dolomítico en los bordes y de calcita magnesiana en el centro. 6) poro con cristal euhedral de cuarzo rodeado de calcita pobre en Mg.

Finalmente otra de las conclusiones arribadas por Jones (2004) es que los procesos que originan este tipo de cementos probablemente representan regimenes

diagenéticos que varían entre la zona de mezcla (dolomita zonada LCD/HCD) y la zona freática (calcita esparítica gruesa).

Por otra parte, la presencia de dolomita euhedral con zonación interna dada por la alternancia de dolomita rica en Ca y pobre en Ca (LCD/HCD) puede ser atribuida a fenómenos de reemplazo durante procesos de dedolomitización.

Asimismo, mediante los análisis por MEB-EDAX se ha reconocido la presencia de venillas rellenas con calcita (LMC) (Fig. 5B2 – foto 7), estilolitas con sílice y arcillas en su interior (Fig. 5B2 – foto 8, ver sección.5D), oquedades irregulares y venas con cuarzo y baritina (Fig. 5B2 – fotos 9 y 10), o con cuarzo y goethita y con pequeñas motas de dolomita rica en fósforo P (Fig. 5B2 – fotos 11 y 12).

La alteración hidrotermal es comúnmente asociada al emplazamiento de venas con baritina formadas a temperaturas menores a los 200°C (Galán, 2006). En consecuencia, se sugiere que la presencia de baritina se deba a la participación de fluidos hidrotermales como así también de los megacrystales de cuarzo asociados.

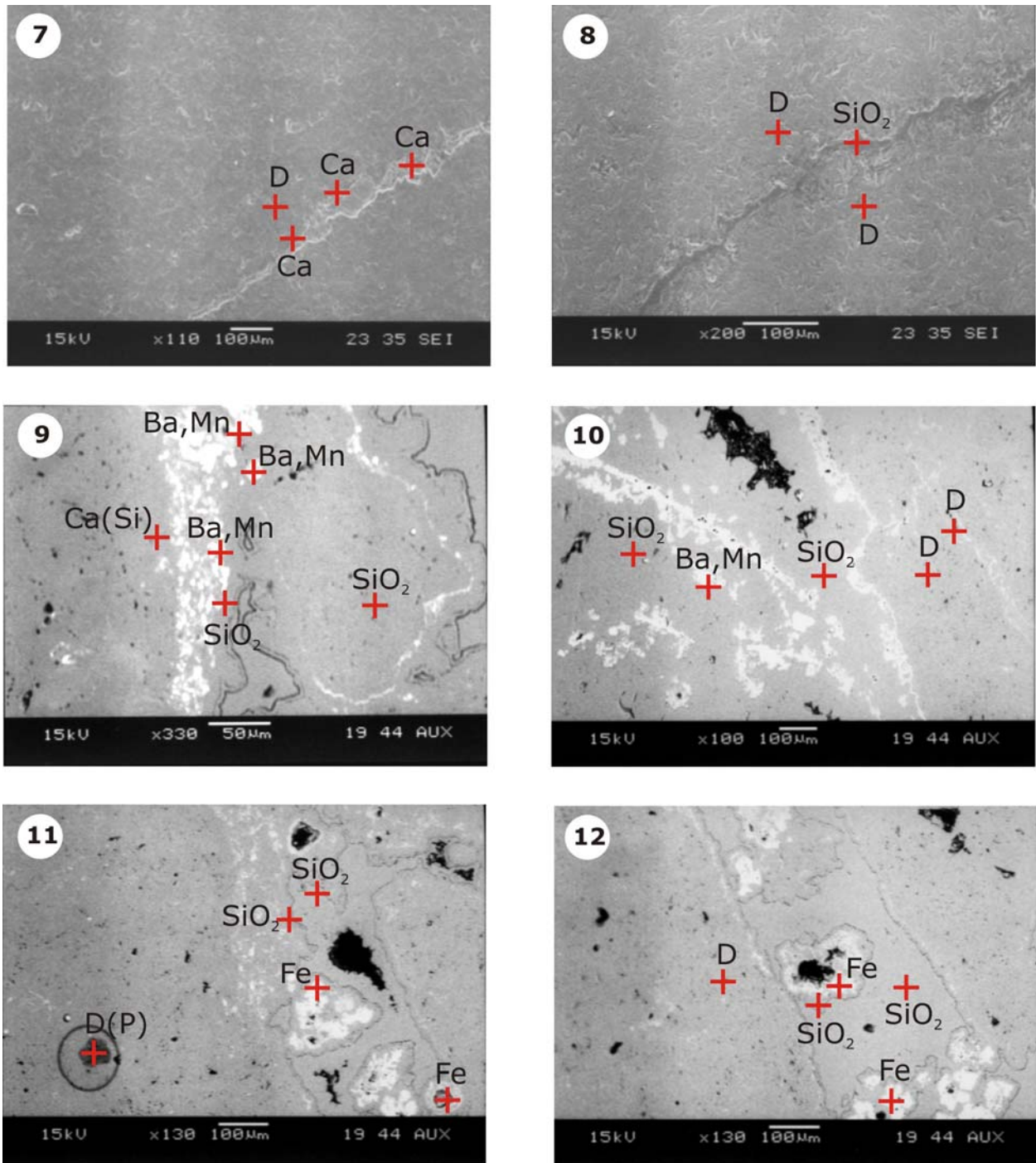


Figura 5B2. Microfotografías MEB, con puntos EDAX: 7) Venilla rellena con calcita pobre en magnesio. 8) Estilolita con relleno silíceo en base dolomítica. 9 y 10) Oquedad con cristales de cuarzo euhedral, cemento de calcita y venillas de baritina. 11 y 12) Oquedad con sílice y goethita, el círculo de la foto 11 señala una mota de dolomita rica en fósforo (P).

Leyendas:

HCD: dolomita rica en calcio
 LCD: dolomita pobre en calcio
 Ca: calcita
 D: dolomita
 SiO₂: cuarzo
 D(Fe): dolomita ferrosa

(Fe): mineral rico en hierro (p.e. goethita)
 (Si) con reemplazo parcial o total por sílice
 Ba, Mn: mineral rico en bario y manganeso (p.e. baritina)
 HMC: calcita rica en magnesio

5B.5 DIAGENESIS

5B.5.1 Diagénesis sindepositacional - Eodiagénesis

Sobre la base de la fábrica se interpreta que la dolomita ha crecido a partir de la calcita primitiva pobre en Mg. Las evidencias de reemplazo de calcita por dolomita se vinculan a la presencia de cristales relícticos de calcita en los núcleos de los romboedros observados microscópicamente. Por lo tanto se infiere que las dolomías tendrían un origen secundario.

Se considera que la microesparita LMC habría sido el constituyente principal de las bioconstrucciones estromatolíticas durante su formación asociada a láminas ricas en MO, de acuerdo a lo propuesto por Poiré (1987).

5B.5.2 Etapa de enterramiento - Mesodiagénesis

Las variaciones texturales y químicas de los tipos de dolomita sugieren que los mismos representan diferentes episodios diagenéticos. Con la finalidad de dar una historia diagenética completa durante el enterramiento se incluyen a todos los tipos descritos más arriba.

5B.5.2.1 Dolomitización de enterramiento somero

El tipo I de dolomita probablemente se ha formado durante una dolomitización por enterramiento somero a intermedio de acuerdo a lo interpretado por su tamaño de grano y bajo contenido de hierro revelado por tinción. Este tipo es comúnmente asociado con litofacies finas subtidales. Se interpreta como una dolomita formada tempranamente, a pesar de no contar con un factor determinante de la profundidad de formación, muchos autores han referido microfacies similares (Srinivasan, et al., 1994; Gregg y Sibley, 1984; Tucker y Wright, 1996; Flugel, 2004; entre otros).

5B.5.2.2 Dolomitización de enterramiento intermedio a profundo

Los tipos II, III (planar-e con o sin zonación de hierro), IV (doloesparita, no planar) y V (xenotópica tipo *saddle*) son reconocidos como producto de una diagénesis intermedia a profunda. A su vez los tipos II, II y IV se encuentran a

menudo asociados a estilolitas de moderada a gran amplitud (ver sección estilolitas 5D), que apuntan en el mismo sentido. El tipo III presenta elevada concentración de hierro el cual se evidencia en una zonación composicional posiblemente como resultado de las fluctuaciones en la composición química del agua poral tales como el aumento y disminución del contenido de hierro respecto al Mn en el fluido. La incorporación del Mn (activador de la luminiscencia) a lo largo de algunos anillos de los cristales resulta en zonas luminiscentes respecto a otras no luminiscentes ricas en hierro.

De acuerdo a lo propuesto por Gregg y Sibley (1984) y Gregg y Shelton (1990), los bordes cristalinos planos indican bajas temperaturas de formación, mientras que los bordes irregulares (no-planares) se formarían a temperaturas por encima de los 50°C. Teniendo en cuenta esto se sugiere que el tipo II y III corresponderían a un enterramiento intermedio, luego el tipo IV se habría formado a mayor profundidad y finalmente el tipo V indicaría un enterramiento profundo.

De acuerdo a lo presentado por Nielsen et al (1998) el patrón *zebroide* refleja claramente un origen diagenético. La textura *zebroide* reconocida en la facies de dolomita moteada es atribuida en este caso a un enterramiento intermedio a profundo.

5B.5.2.3 Ingreso de fluidos hidrotermales durante el soterramiento

El ingreso de fluidos hidrotermales podría ser en parte el precursor de algunos procesos y productos sobre estas facies dolomíticas como los que se enumeran a continuación:

- Disolución y generación de porosidad secundaria en forma de cavidades irregulares.
- Precipitación de dolomita esparítica ehuedral en las paredes de las cavidades con o sin zonación con hierro
- Precipitación de cuarzo ehuedral en cristales prismáticos bien desarrollados
- Precipitación de calcita que comienza ferrosa y se hace magnesiana hacia el centro del poro
- Precipitación de arcillas tipo sericita (muscovita fina) y pirofilita

5B.5.4 Etapa de Telodiagénesis

Esta etapa estaría relacionada a un levantamiento tectónico de la sucesión carbonática seguida del ingreso de fluidos superficiales donde las rocas son afectadas por procesos meteóricos, carstificación y consecuente generación de porosidad secundaria.

La misma se inicia con una disolución que generó una porosidad en las dolomías dejando oquedades y/o cavidades de 1 a 20cm de diámetro, (localmente se han reconocido de decenas de centímetros y hasta el metro). Posteriormente, se dieron fenómenos de cementación como relleno y/o reemplazo a partir de la precipitación de *chert*, calcita, óxidos de hierro, neoformación de caolinita.

La dedolomitización es un proceso que consiste en el reemplazo de dolomita por calcita durante la diagénesis, particularmente bajo la influencia de aguas meteóricas que generan porosidad secundaria (Flügel, 2004). Algunas de los procesos y productos que ocurren durante la misma son: la meteorización; formación de calcita como pseudomorfo; alteración de dolomitas (muchas veces ricas en hierro); rasgos de exposición subaérea asociada a carstificación.

Las características que permiten la identificación de este tipo de rocas son: la coloración rojiza-castaña dada por la liberación de hierro de dolomitas ferrosas donde se puede formar hematina. Por esto es que a menudo las dedolomitas están fuertemente teñidas de óxidos de hierro.

En resumen se propone dividir a esta etapa en las siguientes sub-etapas

- i) Levantamiento tectónico y/o descenso del nivel del mar
- ii) Dedolomitización: formación de dedolomita (calcita) asociada a generación de porosidad secundaria, precipitación de cementos de calcita, hematita-goethita, *chert*, y caolinita y/o illita.
- iii) Silicificación: Los procesos de carstificación asociados a procesos de disolución continúan con una intensa silicificación generando abundante cemento silíceo en donde predomina el *chert*.

5B.5.5 Secuencia Paragenética

Sobre la base de las características arriba descritas, puede interpretarse la siguiente historia diagenética (Fig. 5B2).

La misma comienza con una etapa de diagénesis marina evidenciada por la preservación de protonúcleos constituidos por microesparita (LMC).

Posteriormente se reconocen tipos o microfacies de dolomita asociados a procesos de soterramiento como son los Tipos de dolomita I, II, III, IV y V. Durante esta etapa se habrían desarrollado procesos de disolución por presión con generación de estilolitas como respuesta a la intensa compactación química y por otra parte la fracturación dada por compactación mecánica.

Durante el enterramiento se supone el ingreso de fluidos hidrotermales, mediante los cuales habría precipitado la dolomita de Tipo VI (macroesparita y/o *saddle*), seguida de un cemento silíceo constituido por cristales euhedrales de cuarzo que cubren a modo de "geoda" las paredes, cerrando parcial o totalmente los huecos; y finalmente un cemento carbonático de calcita que comienza ferrosa y se hace rica en Mg (HMC) hacia el centro, en cristales esparíticos poiquilíticos o prismáticos. Estos fluidos podrían ser los precursores de otros poros rellenos con sericita y pirofilita como así también de venas con baritina.

Finalmente, se propone que toda la secuencia es ascendida por un levantamiento tectónico y durante la exposición de las facies del techo de la Asociación de facies dolomítico pelítica se observan procesos de dedolomitización, asociada a una silicificación intensa y generación de una superficie cárstica (Fig. 5B.2).

5B.6 DISCUSIÓN

Durante estos estudios se ha encontrado que el miembro dolomítico posee un espesor variable entre 35 y 51m (y no un manto homogéneo de 36 m como se creía previamente) esta variación se atribuye mayormente a las canalizaciones entre los biostromas o bioconstrucciones que se encuentran en el tope de este miembro o asociación de facies dolomítico-pelítica y a una discontinuidad erosiva representada en el techo de la misma (Poiré, 2004 y el presente estudio).

Petrográficamente se han encontrado seis tipos o microfacies de dolomita atribuidos a diferentes estadios de dolomitización por enterramiento desde somero a profundo. Como así también se reconocen cementos asociados a fenómenos posteriores a la dolomitización con participación de fluidos hidrotermales, meteóricos y procesos de dedolomitización.

Se realizan nuevos aportes a partir de los análisis de MEB y EDAX que permiten la identificación de cristales de dolomita con zonas de diferente contenido de Ca, dado por zonas de dolomita rica en Ca (HCD) y pobre en Ca (LCD).

5B.7 CONCLUSIONES

Las dolomías de la Fm. Villa Mónica presentan un amplio rango de formas cristalinas y mosaicos los cuales permiten determinar tipos específicos de dolomita que conllevan características particulares de mucha utilidad para establecer la historia diagenética de estas rocas, en este caso dada por una sucesión de procesos de dolomitización. Se identifican 6 tipos de dolomita cuyas características petrográficas permiten interpretar los diversos episodios de dolomitización acontecidos en estas rocas.

Existen claras evidencias de una dolomitización temprana por reemplazo y con preservación de microcristales de calcita relícticos tanto entre los cristales de dolomita como en el centro de los mismos conformando sus núcleos. Estos granos relícticos son de calcita pobre en magnesio y podrían considerarse como los precursores de las dolomías. Por lo tanto se les podría atribuir 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 la dolomita (y de los tipos determinados), 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 telogénico 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, megacuarczo, calcita y arcillas con claras evidencias de un origen hidrotermal (para mayor detalle ver capítulo 7).

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.

Los procesos de carstificación están asociados a una intensa silicificación representada por una fuerte cementación con *chert* que caracteriza a las facies del contacto superior. Esto sumado a la presencia de dedolomita constituye una evidencia clara de exposición subaérea.

Sobre la base de las características arriba descritas, se ha interpretado la historia diagenética completa del miembro dolomítico que incluye tanto a los procesos de dolomitización como a los de postdolomitización.

5.C CALIZAS

5.C.1 INTRODUCCIÓN

La Formación Loma Negra, de hasta 34m de espesor, está compuesta casi exclusivamente por mudstones calcínicos de tonalidad rojiza (en la parte inferior) y negra en la parte superior originados por la depositación de fangos carbonáticos en suspensión en una rampa marina abierta que pasa a albufera (Poiré, 1987, 1993). Esta formación ha sido reconocida como la secuencia depositacional Villa Fortabat (Spalletti et al, 1996). Poiré et al (2003) han mencionado la presencia de trazas fósiles de *Helminthopsis* isp., y posibles marcas de medusas en esta unidad. Recientemente, Gaucher et al (2006) describen por primera vez, la presencia de *Cloudina* cf. *C. riemkeae* en las calizas micríticas de esta formación.

Dada la homogeneidad de esta unidad, la descripción petrológica y diagenética resultan bastante simples, sin embargo como se verá mas adelante (ver capítulo 8) se han encontrado resultados muy interesantes del análisis geoquímico de esta asociación de facies sedimentarias.

5C.2 ANTECEDENTES

5C.2.1 Asociación de facies de mudstones micríticos (AFMM VI)

5C.2.1.1 Facies y ambiente de depositación

Poiré (1987) explica: "*Las facies basales de la asociación de facies carbonáticas son esencialmente rojizas, se presentan en estratos con óndulas, laminación ondulítica, estratificación entrecruzada de pequeña escala y artesas, estas características señalan un ambiente por arriba del nivel de base del tren de olas, vale decir que las corrientes de oleaje y marea influyeron en su depositación. De lo anterior se desprende que el ciclo comienza con la instalación de una rampa carbonática, por lo cual debieron darse una serie de condiciones favorables para su depositación. Por su parte, la facies de mudstones negros laminados, representan una zona de aguas calmas, ricas en materia orgánica, que por sus características sedimentarias y por su geoquímica, indican un ambiente de albufera.*"

En este trabajo, y corroborando lo presentado por Poiré (1987), se reconocen dentro de esta unidad dos facies sedimentarias principales: una inferior formada por mudstones carbonáticos castaño-rojizos (de hasta 8m de espesor) interpretados como de ambiente de rampa carbonática y una superior compuesta por mudstones carbonáticos negros con materia orgánica asociados a un ambiente de tipo albufera o *lagoon* (que alcanzan un espesor de hasta 26m, aunque el mismo es variable ya que el techo de la secuencia se encuentra erosionado por una intensa carstificación).

En el cuadro de abajo se resumen las características principales de cada una de las facies antes descriptas (Cap. 4).

Facies	Mudstones calcíticos rojizos	Mudstones calcíticos negros
Espesor máximo medido	8 m	26 m
Rasgos principales	Hasta 20% material terrígeno o silicoclástico (arcillas, cuarzo, etc)	Abundante materia orgánica, escaso % de material terrígeno (<5%), techo erosivo
Ambiente	Rampa carbonática	albufera

Cuadro 5C.1. Se resumen los espesores medidos, rasgos principales y ambientes de las facies de mudstones carbonáticos de la Fm. Loma Negra.

5C.2.3 Plataformas y Rampas carbonáticas

Las rampas y plataformas carbonáticas difieren en su geometría, profundidad deposicional y patrón de distribución de las facies. El estudio de las microfacies suele reflejar, como en este caso, esas diferencias. Las plataformas y rampas carbonáticas son controladas por variaciones en la productividad biogénica como así también por las fluctuaciones tanto en el nivel del mar como en las velocidades de acomodación y sedimentación, (Flügel, 2004).

La depositación de las calizas micríticas de la Formación Loma Negra puede ser dividida en dos etapas:

Etapas de Rampa carbonática: con mayor aporte silicoclástico fundamentalmente dado por la presencia de cuarzo, feldespato, arcillas (illita, I/S, clorita y Cl/S).

Estructuras de oleaje (ondulas suaves asociadas a la laminación). Mayor oxigenación que le otorga una coloración rojiza a las sedimentitas carbonáticas de la facies sedimentaria basal.

Etapa de Albúfera: el aporte silicoclástico es de muy bajo a inexistente. Solo se reconoce una laminación paralela a la estratificación. La escasa oxigenación favorece la preservación de la materia orgánica y se reconoce la presencia de pirita (ambiente reductor).

5C.3 METODOLOGÍA

Se relevaron tres perfiles de detalle en los que se recolectaron un total de 113 muestras, para ser analizadas en detalle mediante trabajo de laboratorio (análisis petrográficos, DRX, tinción, RAI, CL, FRX, análisis de isótopos estables, MEB, Microsonda electrónica). Las localidades estudiadas, fundamentalmente canteras originadas a partir de la explotación de las calizas en la región, son: Cantera Portcecal (en el área de Sierras Bayas o Núcleo Septentrional), Cantera Cementos Avellaneda S.A (en el Núcleo Central), y la Cantera Loma Negra (en el Núcleo Austral). Estos perfiles incluyen la base y parte inferior de la Fm Cerro Negro y en las canteras C.A.S.A. y L.N.S.A. se pudo reconocer el contacto inferior con el techo de las pelitas de la Fm Olavarría (ver Cap. 4 Fig. 4.23).

5C.4 PETROGRAFÍA

5C4.1 Generalidades

Se denomina mudstones carbonáticos a rocas de composición mayormente carbonática, con más del 85% de carbonato, cuyo tamaño de grano no supera los 62 μm .

El término micrita es una abreviación de *microcrystalline calcite*. Originalmente, este término fue introducido por Folk (1959) para referirse a la depositación de un fango carbonático cuyo tamaño de grano debería ser menor a

4 μ m. Por su parte, la microesparita está caracterizada por una calcita de grano fino cuyo tamaño se encuentra en el rango entre 5 y 15 μ m.

La micrita se caracteriza por presentar una textura cripto a microcristalina. La mayoría de los autores actualmente, le dan un uso al término no genético, sino se refieren a ésta como una roca compuesta de cristales de calcita de grano fino y partículas formadas *in situ* o por acumulación. Esta ampliación de la definición incluye al cemento microcristalino y cemento micrítico (Flügel, 2004).

Otra forma de definir a la micrita es como un agregado de granos finos, usualmente con matriz oscura o compuesto enteramente por carbonato de grano fino. Los estudios con microscopio electrónico muestran que la micrita no es homogénea si no que presenta sectores con cristales más finos y otros con cristales más gruesos, y los bordes intercristalinos pueden ser planares, curvados, irregulares o suturados (Tucker, 1982).

Cabe destacar, que la micrita es susceptible a los cambios diagenéticos y suele ser transformada en mosaicos de microesparita más gruesa (5-15 μ m) por medio de un neomorfismo agradacional, tal como se observa en las calizas de la Fm. Loma Negra (Tucker, 1982).

Los fangos carbonáticos se acumulan actualmente en ambientes de planicie de marea y albufera que van de someros a profundos en el fondo oceánico. Existen muchas posibles fuentes de aporte de fango calcáreo, algunas de la cuales resultan importantes desde el punto de vista ambiental, otras insignificantes o hipotéticas (Flügel, 2004).

La desintegración de algas verdes calcáreas se ha transformado en el principal proceso aceptado para el origen de fango carbonático (Stockman et al., 1967; Neumann y Land, 1975). Cuando un alga tal como *Penicillus* se rompe, una vasta cantidad de anillos de aragonita se incorporan al sedimento. Otros tres procesos productores de fango calcáreo pero que son considerados de menor importancia son: la bioerosión, donde organismos tales como esponjas perforantes y algas atacan los granos carbonáticos y substratos; rotura mecánica de granos esqueléticos por medio de las corrientes y olas; y precipitación bioquímica a través de la fotosíntesis de algas y descomposición (Tucker, 1982).

Ya sea de origen autóctono o alóctono, la micrita es comúnmente un indicador de ambiente de baja energía de depositación en áreas marinas someras protegidas o en aguas marinas profundas por debajo de la línea del tren de olas (Tucker, 1982).

5C4.2 Calizas de la Formación Loma Negra

La Formación Loma Negra está compuesta enteramente de calizas micríticas a microesparíticas y en menor medida esparíticas finas (con tamaño de grano menor a los 35 μm), las cuales pueden ser subdivididas en dos tipos principales.

Tipo A: mudstones rojizos laminados (mrl) con menor porcentaje de CaCO_3 , y ricas en arcillas como clorita e illita (I/S), y en material silicoclástico, y el

Tipo B: mudstones negros laminados (mnl) ricos en CaCO_3 y en materia orgánica.

En las muestras de mudstones carbonáticos analizadas petrográficamente se han reconocido los siguientes componentes clasificados de acuerdo a su génesis en:

a) Base carbonática: compuesta de calcita (LMC) de micrítica a esparita, aunque predomina el tamaño microesparítico (5 a 15 μm). Esta fase mineral conforma la mayor parte de la AFMM VI y se encuentra aproximadamente constituyendo entre el 80 y 95% de la misma.

b) Componentes terrígenos: son muy poco frecuentes y están compuestos por cuarzo, feldspatos, arcillas, material fino indiferenciado, y eventualmente circones pequeños.

c) Cementos y minerales autigénicos: su participación es variable de acuerdo a la fracturación de la roca y a la relación con los efectos de exposición subaérea de la misma. Se reconocen calcita (LMC, HMC y FC), cuarzo, opalo CT, *chert*, clorita, illita, hematita, goethita y pirita.

d) Material fino indiferenciado: es en general muy escaso y se encuentra diseminado en pequeños espacios intersticiales entre los granos.

5C4.2.1 Base micrítica-microesparítica

Los mudstones calcíticos muestran una textura xenotópica constituida por un mosaico homogéneo micrítico a microesparítico que conforma la base de la roca. La sección superior (tope de la secuencia) presenta una superficie cárstica en el techo (Barrio et al., 1991) donde los fluidos silíceos penetran hasta los primeros centímetros de las calizas de la Fm. Loma Negra.

5C4.2.2 Microfacies

La microfacies **MR** corresponde a la facies de mudstones rojizos en la que se distingue una base micrita – microesparita menor a 10 μm (Foto 1) o un poco más agradacional hasta 15 μm constituida por calcita pobre en Mg (LMC) determinada por tinción con alizarina (Foto 2)

Por otra parte la microfacies **MN** (facies de mudstones negros) está formada por una base microesparítica con granos de tamaño inferior a los 30 μm (Fotos 3 y 4) la cual está compuesta por calcita no luminescente pobre en Mg.

Las observaciones realizadas bajo catodoluminiscencia (CL), en toda la secuencia carbonática, indican que domina volumétricamente la base de calcita de grano fino anhedral compuesta de calcita no luminescente o *dull*. Sin embargo, se reconoce una generación de calcita luminescente en el interior de las venas y cavidades. A través de los análisis se han distinguido dos clases de venación: la primera generación (venas de hasta 250 μm de ancho) está internamente constituida por calcita esparítica anhedral con luminiscencia naranja, mientras que la generación más tardía (en venas de hasta 30 μm de ancho) corta transversalmente a la anterior y contiene calcita con luminiscencia amarilla brillante.

Los análisis de microsonda muestran que las venas que cortan la base están rellenas con calcita esparítica a subesparítica y *chert* microgranudo (hasta 5 μm), mientras que las estilolitas contienen minerales residuales como illita, clorita, óxidos de Fe, etc. (Ver sección D de este capítulo).

5C4.2.3 Microfacies diagenéticas

Esta secuencia puede ser dividida en tres unidades que corresponden a 3 microfacies diagenéticas (**MFD**) de acuerdo con las observaciones petrográficas:

MFD1 (de la base a los 8,5m) compuesta por mudstones rojizos, levemente afectada por procesos de diagénesis.

MFD2 (de 8,5 a los 25m) compuesta por mudstones negros muy poco afectados por los procesos diagenéticos, y

MFD3 (de los 25 a los 34m) constituida por mudstones negros con claras evidencias de alteración diagenética (principalmente disolución y cementación) asociada a la introducción de fluidos meteóricos particularmente más pronunciada en el contacto discordante con la Formación Cerro Negro (suprayacente).

5C4.2.4 Componentes terrígenos

Dentro de los componentes detríticos se reconocen granos de cuarzo, arcillas y pequeños circones redondeados.

Los granos de cuarzo son generalmente límpidos, de subredondeados a angulosos, encontrándose aislados o agrupados, y en algunos casos orientados preferencialmente en forma acorde con la laminación (Foto 5).

Los circones son muy escasos, con bordes bastante redondeados y de tamaño muy pequeño no superan los 40 μm (Fotos 7 y 8). Su tamaño pequeño los hace inaptos para futuros análisis de edades por SHRIMP o ablación láser.



Foto 1. Mudstone rojizo de la base (MR 2,6): base de micrita y microesparita fina (tamaño de grano menor a $10\mu\text{m}$) con textura no-planar xenotópica bastante equigranular.



Foto 2. Mudstone rojizo, se observa una base micrítica y zonas constituidas por microesparita (tamaño promedio $15\mu\text{m}$) ambos con textura xenotópica (cristales anhedrales)

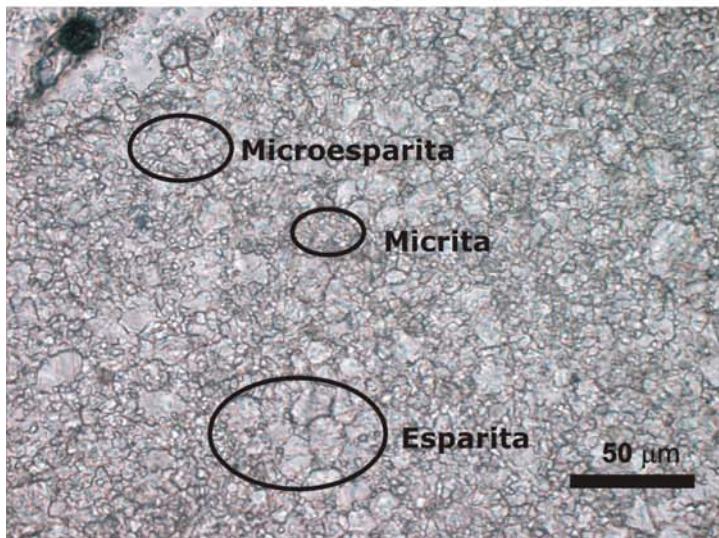


Foto 3. Mudstone negro los cristales de calcita son anhedrales tienen tamaño variable (de escasos micrones hasta $30\mu\text{m}$).

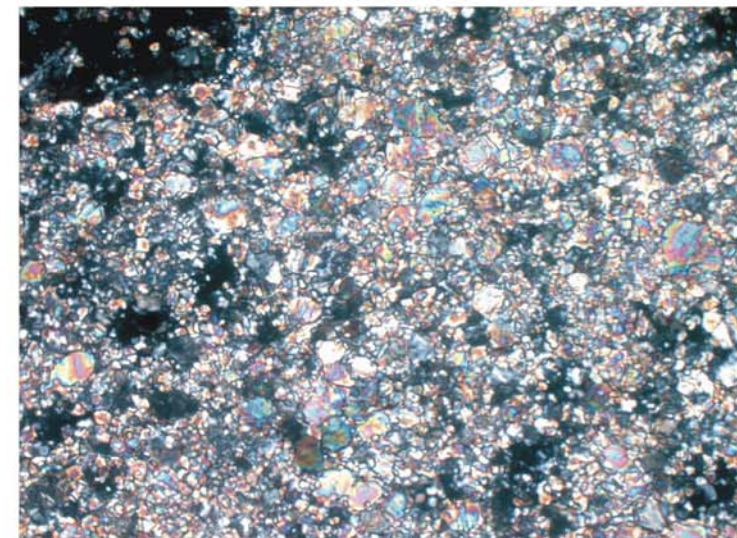


Foto 4. Misma vista con nicols cruzados.

5C4.2.5 Cementos y minerales autigénicos

Cementos silíceos

Los cementos silíceos son comunes en toda la sucesión carbonática de la Formación Loma Negra, sin embargo son más abundantes en el techo de la misma. Los mismos están representados por las variedades amorfas como el ópalo (aunque según se ha visto mediante DRX ya se encuentran transformados a la variedad criptocristalina conocida como ópalo CT), variedades criptocristalinas y microcristalinas como el *chert* y cristalinas de mayor tamaño representadas cemento cuarzoso (microcuarzo y megacuarzo).

El *chert* o ftanita resulta ser el cemento silíceo más abundante en esta secuencia. Cabe destacarse que desde el punto de vista mineralógico, el *chert* está constituido por tres minerales silíceos: cuarzo macro y microcristalino, calcedonia y ópalo. En las muestras analizadas petrográficamente el *chert* muestra el predominio de cuarzo microcristalino sobre los otros componentes. Un diagrama de rayos X de *chert* puro tomado de uno de los grandes nódulos silíceos, confirma esta observación. En cambio, el ópalo es sumamente escaso y sólo se lo ha reconocido ocasionalmente.

Chert y ópalo

El *chert* ó ftanita se encuentra en abundancias variables, dependiendo de la cantidad de geles silíceos que recorrieron la roca. En la mayoría de las muestras se lo reconoce como reemplazo de la calcita de la base, que se adapta por sectores respetando los planos de laminación (Fotos 5 y 6). En algunos casos este cemento constituye el relleno de diferentes estructuras: fenestras lentiformes, venas, y cavidades irregulares. En el caso de las fenestras, las mismas pueden ser cortas o alargadas en la dirección de la laminación

El ópalo, es muy escaso, y se reconoce como relleno de oquedades irregulares en donde mantiene el aspecto original (Foto 18) aunque se encuentra recrystalizado como ópalo CT (Fotos 23 y 24).

Por otra parte, se ha observado que el ópalo CT puede haber recristalizado como *chert* (rico en cuarzo microcristalino), el cual ocupa espacios irregulares en las facies superiores cerca del contacto con el techo de esta formación (Fotos 23 y 24).

Cuarzo

Los cristales de cuarzo cristalino tienen en general formas subhedrales a euhedrales (Fotos 19 y 20) aunque también se presenta como cemento que adopta la forma del espacio poral original ya sea en venas o en oquedades. Los cristales son de tamaños variables entre 15 μ m y escasos milímetros, de formas euhedrales y poseen, aunque con baja frecuencia, inclusiones de calcita. A menudo este tipo de cemento se encuentra como relleno total o parcial de poros secundarios.

Cementos carbonáticos

En general se reconocen dos tipos de cemento calcítico: uno constituido por calcita esparítica de tipo LMC, la cual constituye el relleno de venas. Y otra calcita ferrosa que solo ha sido identificada en el contacto entre la facies de MR y MN en donde forma un nivel continuo de calcita pura de granulometría muy importante (macroesparítica).

Calcita pobre en magnesio

La calcita de relleno de venas, de tipo LMC, se presenta en por lo menos dos generaciones diferentes en relación a la forma de ocurrencia, ya que la segunda suele cortar transversalmente a la más antigua. Las venas de la primera generación están rellenas con calcita (con reemplazo parcial de *chert*) (Fotos 13 y 14) o calcita esparítica y pueden ser perpendiculares a la laminación de la base micrítica (Fotos 15 y 16). Las venas de la segunda generación, son en general de menor espesor, y están compuestas por calcita en cristales más gruesos (macroesparita) donde se reconocen asimismo, cristales parcialmente reemplazados por *chert* (Foto 17). En algunos casos se reconocen sectores de las venas que fueron parcialmente disueltos dando una porosidad secundaria en la cual precipitan cementos silíceos como Opalo CT (Foto 18).

Calcita ferrosa

El otro tipo de cemento calcítico está constituido por calcita rica en hierro de color azul por tinción con alizarina (Foto 21 y 22) que está formada por cristales de macroesparita. Este cemento se encuentra conformando un nivel de calcita pura en donde está constituido por un mosaico de calcita fibrosa radiaxial con cristales de gran tamaño (varios milímetros) con elongación preferencial cristalográfica perpendicular al sustrato. De acuerdo a lo propuesto por Kendal y Tucker (1973) este tipo de cemento se origina por reemplazo de cemento acicular durante una etapa de diagénesis temprana. Por otra parte, Flügel (1982), indica que el mismo es comúnmente representado en el ámbito de la zona vadosa (Cuadro 5.1).

Cemento peloidal

Se ha reconocido, aunque con escasa frecuencia, el desarrollo de cemento peloidal, internamente compuesto de calcita micrítica a microesparítica (LMC), los cuales mantienen las formas subesféricas de escasas y alcanzan decenas de micrones de diámetro (Foto 1).

Minerales autigénicos

Argilíticos

El argilomineral mejor identificado por petrografía es la clorita, asimismo, se reconoce en algunas muestras la presencia de illita. Sin embargo, ambos son muy escasos en la AFMM VI.

Clorita

La clorita se encuentra aislada o asociada con illita, *chert*, cuarzo y calcita, la misma suele presentarse en cristales euhedrales y subhedrales (Fotos 19 y 20) como relleno parcial de poros secundarios.

Illita

Los cristales de illita suelen aparecer en forma de delgadas fibrillas, se han observado en los planos de estilolitas, y menos frecuentemente inmersos en la base carbonática.

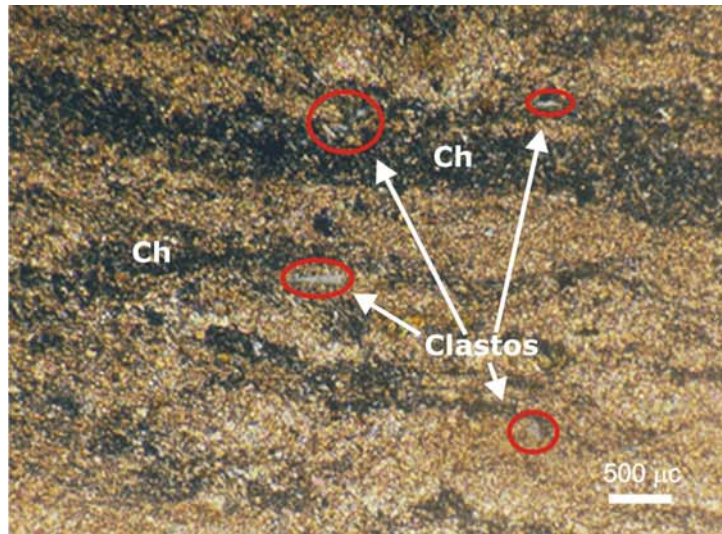


Foto 5. Base microesparítica con zonas con reemplazo por *chert*, se reconocen granos detríticos de cuarzo los cuales se destacan con círculos rojos.

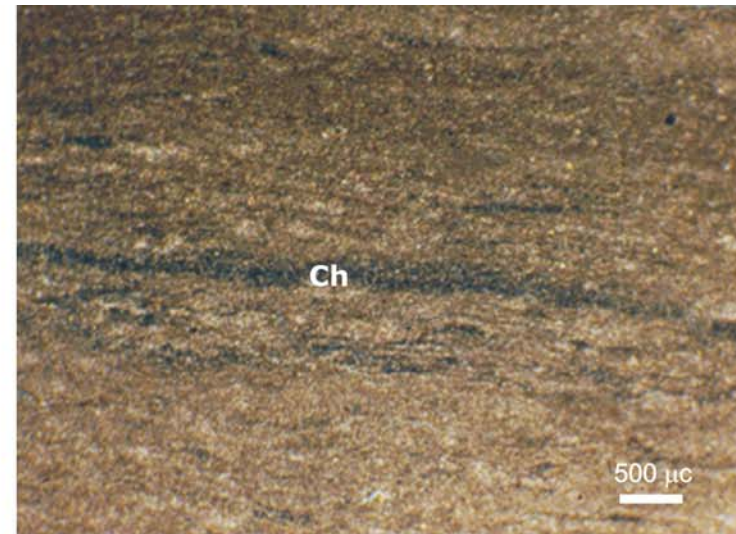


Foto 6. Base microesparítica con laminación pseudohorizontal y zonas con reemplazo por *chert*.

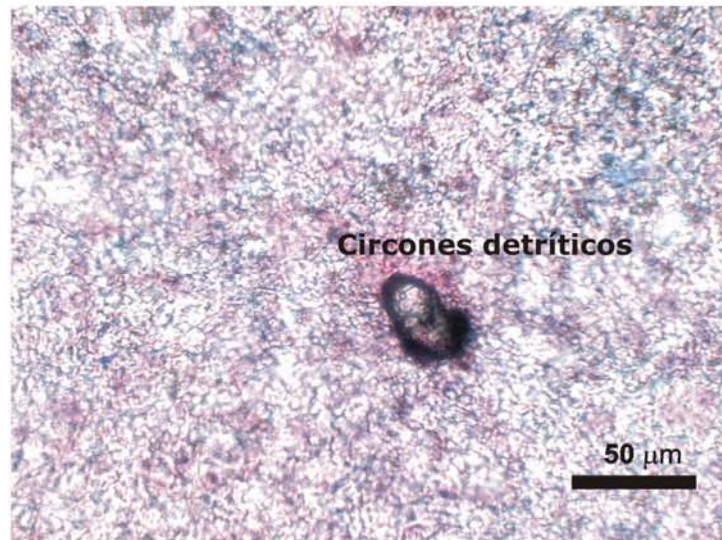


Foto 7. Base de micrita, se destaca la presencia de un grano de circón detrítico pseudoredondeado de unos 35µm.



Foto 8. Base de micrita con pequeño grano de circón de menos de 20µm.

Sulfuros

Pirita

Los cristales de pirita son de formas euhedrales a subhedrales de tamaños micrométricos hasta de algunos milímetros. Los mismos se encuentran frecuentemente hematizados y se han podido observar con mayor claridad mediante el análisis con microscopio de luz reflejada, donde se resaltan sus caras cristalinas originales ya que con luz polarizada normal los bordes se ven difusos por la oxidación (Fotos 9 a 12). Asimismo, se ha podido ver en detalle un cristal de pirita en microscopio electrónico de barrido (ver foto en sección D de este capítulo).

5C.4.2.6 Material fino indiferenciado y opacos

El mismo está constituido por un material muy fino, arcilloso, normalmente de coloración rojiza oscura por teñido de óxidos de hierro, de aspecto pulverulento, en el cual resulta difícil discriminar sus constituyentes. Dentro de este material se incluyen minerales opacos y cristales de pirita hematizada reconocidos en varios cortes.

Asimismo, este material se concentra en las estilolitas presentes tanto en los mudstones negros como en los rojizos, a modo de material silicoclástico arcilloso residual que suele tomar un diseño anastomosado (Ver sección D de este capítulo).



Foto 9. Mudstone rojizo: base de micrita y microesparita con desarrollo de un cristal de pirita hematizada.

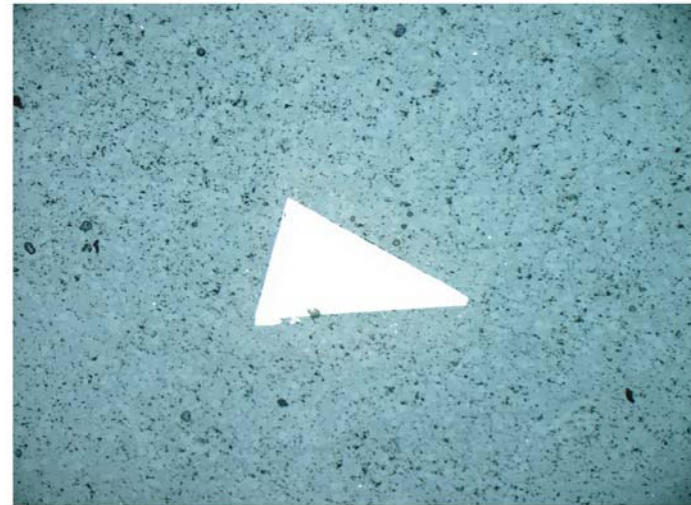


Foto 10. Misma vista con luz reflejada.

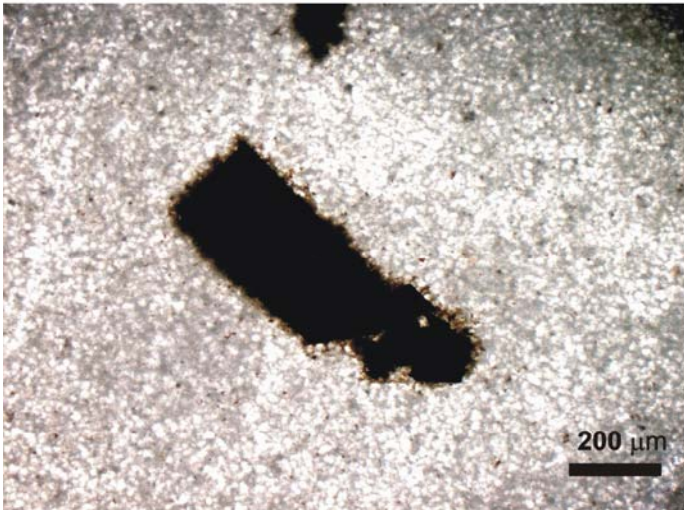


Foto 11. En esta microfotografía se observa un cristal de pirita con hábito prismático, en ambos casos los cristales son de menos de 1 mm.



Foto 12. Misma vista con luz reflejada.

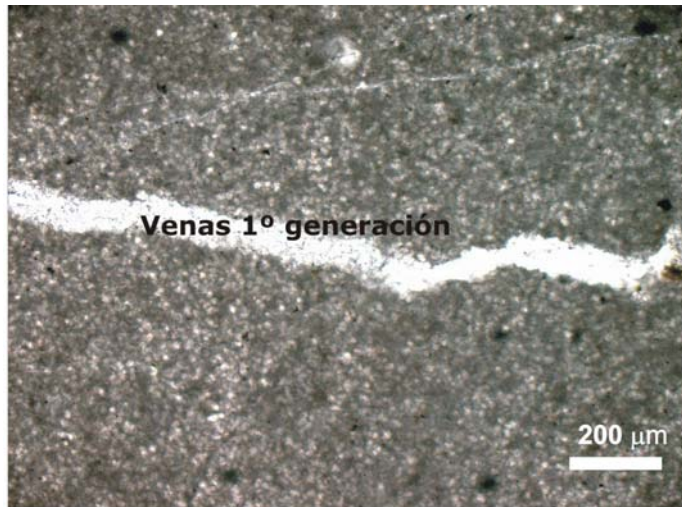


Foto 13. Mudstone rojizo: base de micrita a microesparita fina (tamaño de grano menor a $15\mu\text{m}$) con textura no-planar xenotópica equigranular, se reconocen venas de calcita.

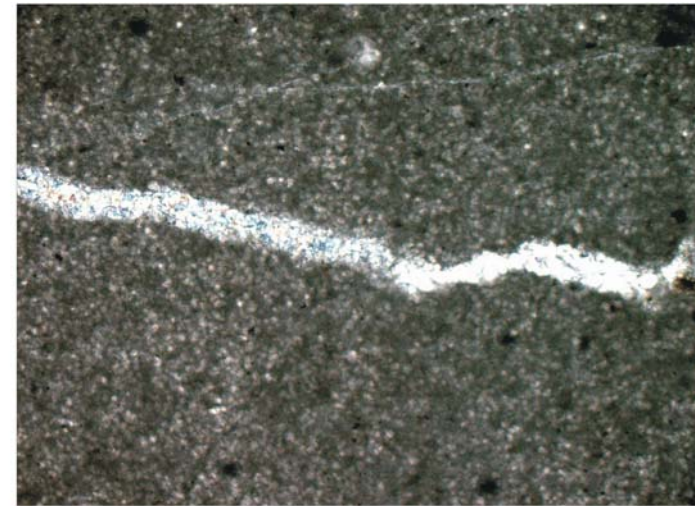


Foto 14. Misma vista con nicoles cruzados

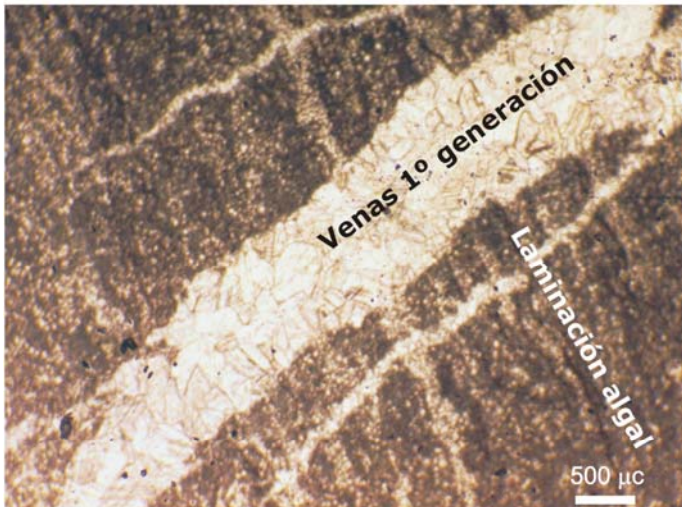


Foto 15. La base de micrita-microesparita se presenta con una laminación horizontal irregular que es cortada por venas de calcita esparítica en forma perpendicular a la misma.

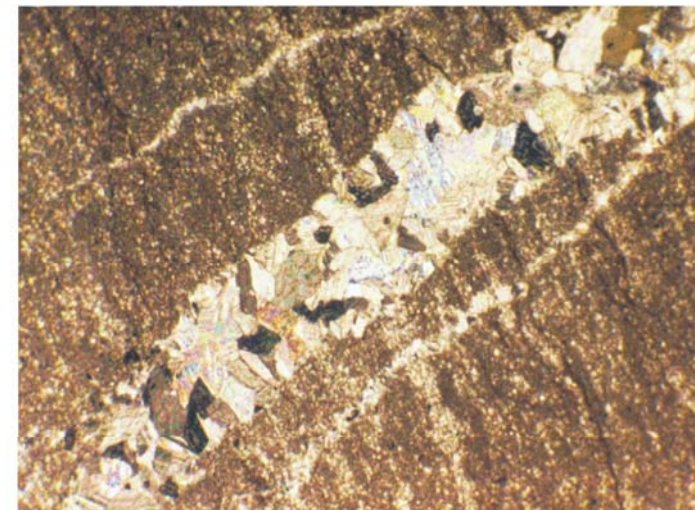


Foto 16. Misma vista con nicoles cruzados.

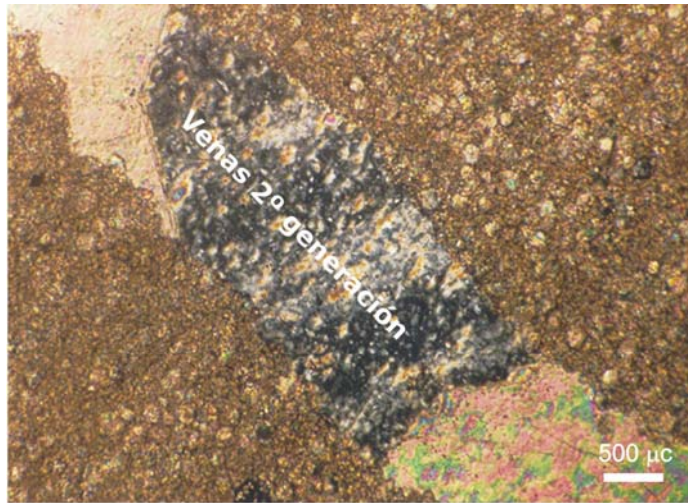


Foto 17. La base presenta una bimodalidad en el tamaño de grano: micrítica y microesparita. La vena esta rellena por macrocristales de calcita que con reemplazo parcial por *chert*.

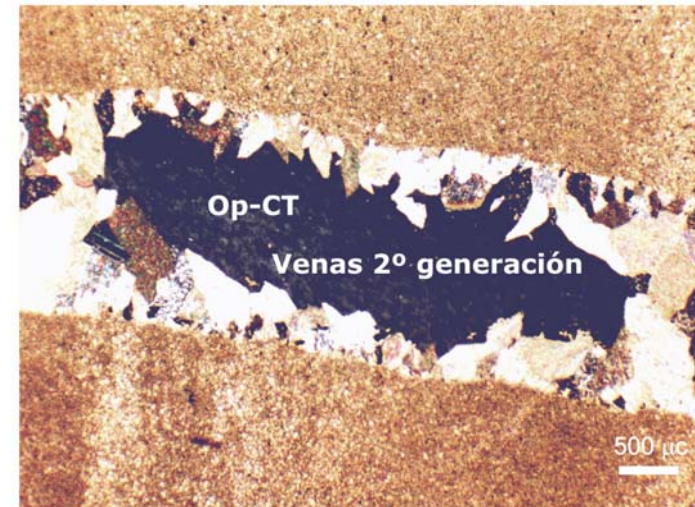


Foto 18. Vena de calcita con disolución en el sector central y posterior relleno con opalo recristalizado a *chert*.

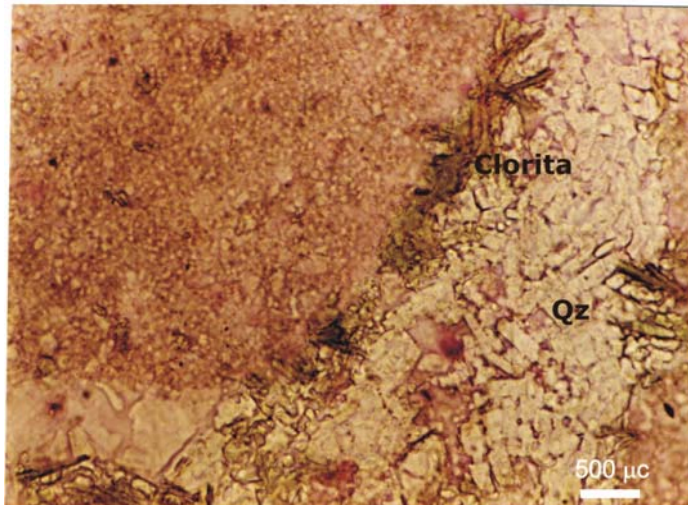


Foto 19. Oquedad irregular con crecimiento de cristales autigénicos de clorita y cuarzo prismático ehuedral en base de calcita microesparítica.

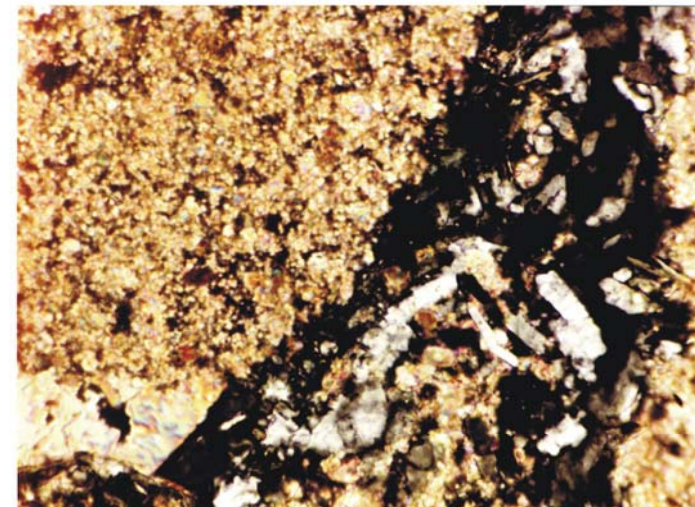


Foto 20. Misma vista con nicoles cruzados.



Foto 21. Nivel de calcita fibrosa radiaxial, con macrocristales de varios milímetros a varios centímetros compuestos de calcita rica en hierro.

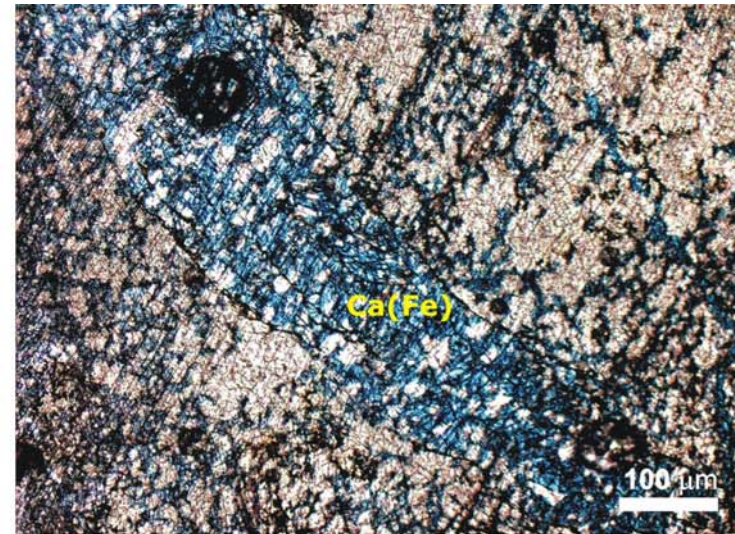


Foto 22. Otra vista del nivel de calcita fibrosa radiaxial, con tinción se destaca la composición de la calcita ferrosa.

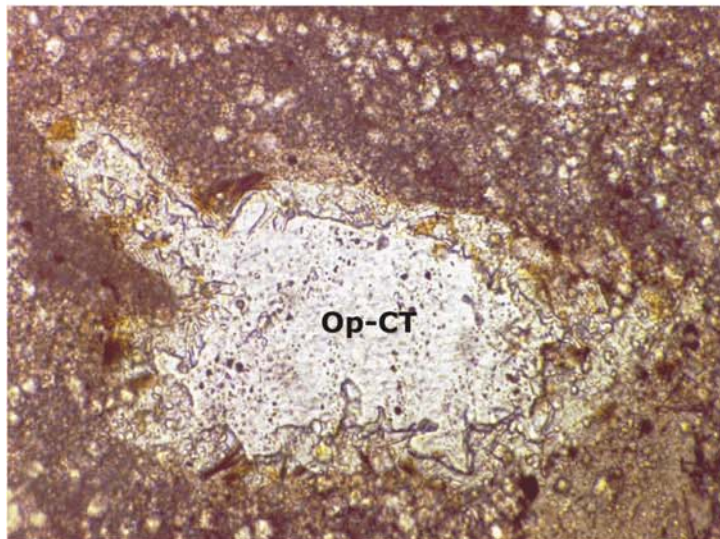


Foto 23. Oquedad irregular rellena con *chert* recristalizado a partir de un gel silíceo amorfo (ópalo).

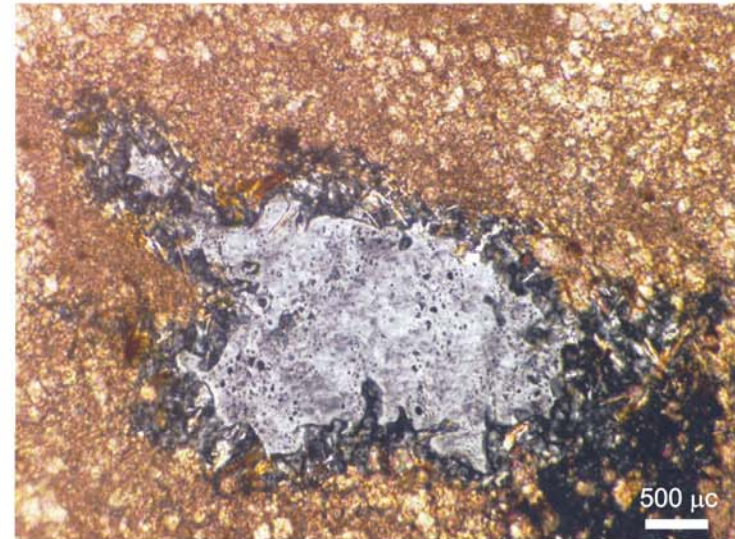


Foto 24. Misma vista con nicoles cruzados.

5C.5 DIAGÉNESIS

A modo de resumir todos los procesos diagenéticos acontecidos en estas facies carbonáticas se presenta un esquema de la secuencia de los mismos por orden temporal de ocurrencia, (Fig. 5C.1). De esta forma se pretende contribuir con el desarrollo del modelo evolutivo-diagenético involucrado en la génesis de esta asociación de facies de mudstones micríticos. Asimismo, se presenta a continuación la descripción de los eventos diagenéticos reconocidos en estas facies carbonáticas.

5C5.1 Sindeposicional o Eodiagénesis

5C5.1.1 Diagénesis marina

Los procesos reconocidos durante esta etapa comienzan con la depositación de micrita en un ambiente de rampa carbonática con acumulación de mudstones rojizos (con mayor contenido de material terrígeno constituido por cuarzo y arcillas) que continúa en un ambiente de albufera restringido con la depositación de mudstones negros ricos en materia orgánica. Ambos con marcada laminación primaria dada posiblemente, por la forma de yacencia de las algas unicelulares involucradas en su origen. Asimismo, se reconoce cemento peloidal de tamaños de decenas de micrones. Finalmente, se identifica la posterior formación de pirita asociada a un ambiente reductor

Con respecto a los cristales de pirita autigénica, en los mudstones negros laminados se destaca la participación de la MO (que responde a una alta productividad orgánica) y un prolongado contacto con las aguas marinas ricas en sulfatos (en respuesta a una muy baja velocidad de sedimentación). Todas estas resultan características que favorecen la reducción de sulfatos y que permiten la precipitación de la pirita. Dada la abundancia de piritas en esta unidad se atribuye su origen a una diagénesis marina temprana en condiciones anóxicas o subóxicas.

Posteriormente, durante esta etapa se reconoce un primer evento de disolución durante el cual se verifica la generación de porosidad secundaria en forma de oquedades, venas y en algunos casos en ciertos sectores de la base micrítica.

Finalmente se reconoce una primera cementación con desarrollo de venas con calcita microesparítica poco luminiscente (naranja) que forma la primera generación de venas, las cuales se caracterizaron por su disposición perpendicular y oblicua a la laminación primaria.

5C.5.2 Soterramiento o Mesogénesis

5C5.2.1 Diagénesis por enterramiento somero – Mesogénesis temprana

En las calizas micríticas los procesos diagenéticos interpretados para el ámbito de soterramiento aluden en principio a la recristalización parcial de la base calcítica micrítica primaria no planar ($<4 \mu\text{m}$) la cual se desarrolla en un mosaico xenotópico de calcita pobre en magnesio (LMC) que por un proceso agradacional se desarrolla como una base microesparítica (10-15 μm) y hasta esparítica (30 μm) en algunos sectores, con preservación de la microestructura preexistente y de la laminación algal original.

Otro de los procesos reconocidos incluye a la compactación química y estilolitización con concentración de minerales residuales y precipitación de minerales autigénicos en su interior como clorita, illita, cuarzo, hematita, etc., (ver sección D de este capítulo).

Se observa dentro de esta etapa, un segundo proceso de disolución que en este caso involucra tanto a la base en mosaico como a cementos precipitados en la etapa anterior.

Asimismo, se reconoce la precipitación de calcita en venas luminiscentes (amarilla) que conforman la segunda generación de venillas que cortan transversalmente a las venas de la primera generación.

Comúnmente se considera a los procesos de disolución por presión generadores de estilolitas como indicadores de una diagénesis de enterramiento profundo, sin embargo como se expone en el sección 5D estilolitización existen varios factores a tener en cuenta, que como en este caso demuestran lo contrario, es decir que las estilolitas, en el caso particular de los mudstones carbonáticos,

pueden formarse a muy escasas profundidades durante una diagénesis de enterramiento somero dadas ciertas condiciones texturales y composicionales (para más detalles ver sección 5D).

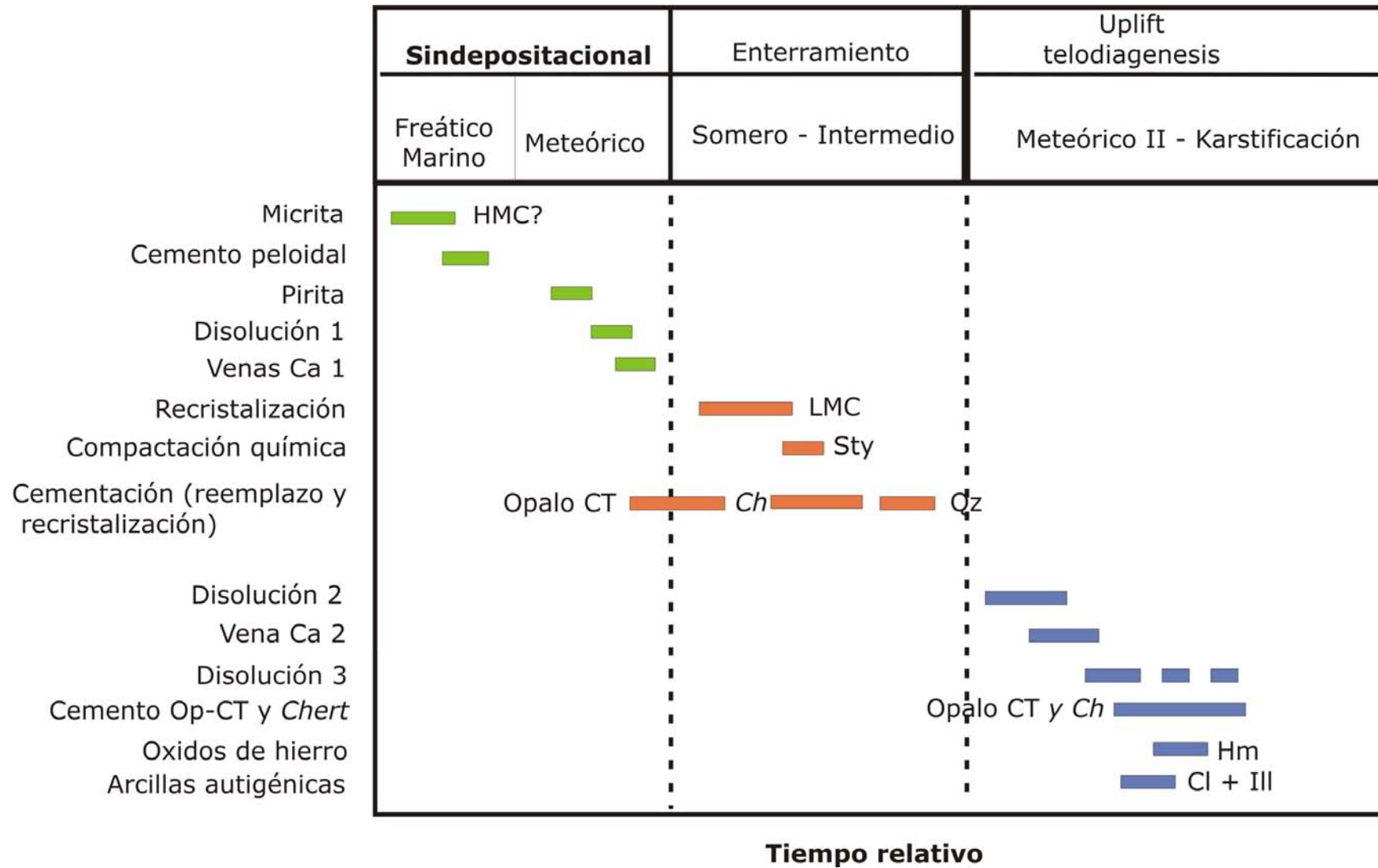


Figura 5C.1. Secuencia de procesos diagenéticos reconocidos en la Asociación de facies de mudstones micríticos de la Fm. Loma Negra. Referencias: Ca: cacita; Qz: cuarzo; Ch: chert; Ill: illita; Cl: clorita; CT: interestratificado cristobalita/ tridimita; Hm: hematita; LMC: calcitas de bajo Mg; HMC: calcita magnesiana; Sty: estilolitas.

Teniendo en cuenta que la transformación de ópalo A a ópalo CT se produce a temperaturas dentro de la eodiagénesis cercanas a los 50°C y que su posterior conversión a cuarzo comienza en la mesodiagénesis alrededor de los 80°C (Pollastro, 1993), se podrían considerar estas temperaturas como las responsables de los cambios observados en los cementos silíceos de la AFMM.

El proceso diagenético más significativo en esta secuencia carbonática, es sin dudas, el de **neomorfismo**, mediante el cual las calizas originalmente micríticas se transforman por agradación en cristales de calcita de grano más grueso (microesparítico-esparítico) asociado a diagénesis de soterramiento.

5C.5.3 Telodiagénesis

5C5.3.1 Diagénesis meteórica

Los procesos diagenéticos reconocidos durante esta etapa están dados fundamentalmente por fenómenos de reemplazo de calcita por *chert*, el cual resulta de mayor magnitud en el sector superior de la secuencia en el contacto con la Fm. Cerro Negro (Fig. 5C.1).

Asimismo, en el techo de esta secuencia se reconoce una intensa disolución de los componentes carbonáticos.

Los procesos de silicificación asociados, se evidencian en la frecuencia de aparición de cementos obliterantes de ópalo CT, *chert* y cuarzo cristalino (megacuarzo).

Por su parte, la presencia de hematita asociada a otros cementos en este sector de la formación se atribuye a la acción de fluidos meteóricos.

Tal como lo explicaran Barrio et al. (1991) el desarrollo de una superficie cárstica, recientemente denominada superficie Barker por Poiré et al (2007), ubicada en el techo de la Formación Loma Negra, estaría vinculado a las condiciones de pH y temperatura que hicieron propicia la precipitación de geles silíceos circundantes, ante la desecación de una plataforma carbonática expuesta a los agentes meteóricos durante la retirada del mar. Este proceso parece

corresponder a la génesis de los depósitos de *chert* encontrados en la base de la Fm Cerro Negro. La silicificación es causada por la precipitación de geles silíceos a lo largo de venas, cavidades y como reemplazo de cristales de calcita. Este proceso, como ya se ha mencionado, ha afectado más intensamente el sector superior de la secuencia donde se desarrolla una superficie canalizada, y especialmente el último metro de los mudstones negros.

5C.6 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Como se observa a través de los resultados arribados en este trabajo y en muchos otros trabajos de índole similar, las calizas de rampa y plataforma marinas resultan simples en cuanto a su composición y ambientes diagenéticos.

Prácticamente la totalidad de estas facies carbonáticas están compuestas de calcita micrítica, microesparítica y hasta esparítica fina, con tamaños variables entre 3 y 35 μ m y pobre en Mg (LMC).

La composición de la base micrítica-microesparítica, el análisis de los cementos, sumado a la interpretación de otros procesos diagenéticos permiten establecer un esquema de diagénesis que se inicia 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. Sin embargo, no se reconocen procesos de deformación tectónica de gran escala, los que podrían haber alterado las propiedades petrológicas y físicas.

Únicamente se registran evidencias de telogénesis en el techo de la sucesión ya que la mayor parte de la secuencia no ha sido expuesta a la diagénesis subaérea por lo que las aguas meteóricas no producen modificaciones por debajo de los 2 o 3 metros del contacto con el techo.

5C.6.1 Diagénesis temprana

Las evidencias de diagénesis temprana, en otras palabras la escasa modificación diagenética que puede reconocerse en los mudstones micríticos de la Fm. Loma Negra son las siguientes:

- Preservación de una parte importante de la base micrítica no luminiscente original la cual sólo ha sido transformada mediante un proceso de neomorfismo generalizado dado por el pasaje de HMC a LMC y por la agradación de los granos de calcita de tamaños micríticos a microesparíticos y esparíticos.
- Preservación de la laminación original dada por la acción de organismos unicelulares (algas).
- Preservación de la materia orgánica.

En el capítulo de geoquímica de rocas carbonáticas (Cap. 8) se dan a conocer otro número importante de rasgos que confirma aún más el bajo a moderado grado de alteración diagenética al cual se refiere esta secuencia.

5.D ESTILOLITAS

5D.1 INTRODUCCIÓN

Los procesos de compactación química, o de disolución por presión tienen lugar de dos maneras diferentes. Una asociada a sedimentos no cementados en donde la disolución se produce localmente en los contactos entre los granos por la presión ejercida de las caras unas contra otras. Y la otra es en sedimentos con desarrollo de cementos, donde la disolución se concentra a lo largo de una o más superficies particulares denominadas estilolitas. La primera reduce la porosidad intergranular efectiva de la roca. Cuando este tipo de disolución es avanzado se asocia a una etapa tardía de diagénesis (Tucker, 1988).

Asimismo, la presión disolución ha sido definida como la disolución preferencial de algunos minerales a través de puntos de estrés (Wanless, 1979).

Por otra parte, es ampliamente conocido que las estilolitas y superficies de disolución (*dissolution seams*) constituyen elementos muy comunes en las rocas sedimentarias (Wanless, 1979). En ambos casos estas superficies se desarrollan perpendicularmente a la dirección principal de estrés, el cual puede ser tanto debido a la presión litostática como al estrés tectónico. Debido a que las estilolitas y superficies de disolución son zonas preferenciales de disolución dentro del sedimento, algunos pequeños fragmentos o los minerales menos solubles tienden a acumularse a lo largo de estas superficies, muchas veces se observa la presencia de argilominerales, (Tucker, 1988).

Wanless (1979) señala que las calizas sometidas a sobrepresión y estrés tectónico pueden experimentar una deformación asociada a fenómenos de neomorfismo y a procesos de disolución.

Es importante considerar que la amplitud de las estilolitas suele ser muy variable y dado que este parámetro indica el espesor mínimo de material disuelto durante su formación (Flügel, 2004) se utiliza como un indicador más del efecto y grado diagenético reconocidos en las unidades carbonáticas del grupo Sierras Bayas.

En cuanto a la profundidad de enterramiento, varias décadas atrás se consideraba que se necesitaban por lo menos 900 metros de cobertura sedimentaria (Dunnington 1967) para la formación de estilolitas incluso muchos autores referían su generación a varios cientos o miles de metros. Sin embargo, estudios más recientes indican que las mismas pueden originarse a diferentes profundidades, inclusive a apenas algunas decenas de metros de profundidad (Flügel, 2004). Por lo tanto, estos rasgos de disolución por presión no pueden ser utilizados como única evidencia de enterramiento profundo o somero (Tucker, 1988).

Como se mencionó anteriormente, el estrés tectónico permite la formación de estilolitas, en este caso, controladas tectónicamente (Bathurst, 1984). El mencionado autor señala que estrés vertical ocasionado por la presión de sobrecarga resulta en la disolución preferencial de las caras inferiores y superiores de los granos a través de láminas de disolución.

Resulta importante remarcar la existencia de factores que favorecen la disolución por presión y otros que resultan claramente desfavorables (ver cuadro 5D1). Los factores que controlan la compactación química fueron extractados por Flügel (2004) quien entre otros, menciona los siguientes:

- El estrés vertical ocasionado por la presión de sobrecarga resulta en la disolución preferencial de las superficies inferiores y superiores de los granos a través de láminas de disolución.
- La química de los fluidos porales resulta uno de los factores que dominan este tipo de procesos. Las aguas meteóricas pobres en Mg resultan favorables en la disolución por presión.
- La dolomitización temprana puede inhibir o imposibilitar la estilolitización
- La presencia de arcillas, y/ o mayor proporción resulta ser un control mayoritario que potencia la formación de estilolitas (de Boer, 1977)
- La presencia de materia orgánica favorece a la presión-disolución
- El tamaño de grano puede ser favorable (fino de micrita a microesparita) o desfavorable si es más grueso (esparita)

Como se ha mencionado, los elementos más insolubles (arcillas y materia orgánica) resultan asimismo componentes que promueven la disolución por presión en las rocas carbonáticas de grano fino (Flügel, 2004).

Dentro de las afirmaciones acerca de los controles relacionados a la composición se observa que por un lado la dolomitización temprana suele inhibir o imposibilitar la estilolitización en una etapa de diagénesis inicial y por otro la presencia y abundancia de arcillas resultan contribuir notablemente a la formación de estilolitas (de Boer, 1977).

Factores que influyeron en la disolución por presión	
Favorables	Desfavorables
Composición calcítica (LMC)	Composición dolomítica
Presencia de Materia Orgánica	Ausencia de Materia orgánica
Presencia de fluidos pobres en Mg	Presencia de fluidos ricos en Mg
Presencia de arcillas	Ausencia de arcillas
Tamaño de grano micrita-microesparita	Tamaño de grano esparita o mayor

Cuadro 5D1. Factores que controlan la compactación química en rocas carbonáticas. Resumido de Flügel, 2004.

Los mudstones, wackestones, packstones y grainstones pobremente cementados presentan superficies de disolución preferencial que indican procesos diagenéticos asociados a la estratificación (Ricken, 1986). Las superficies de disolución pueden ser originadas previamente o posteriormente al enterramiento (Bose et al., 1996).

Los extraclastos de arena o dolomita son más resistentes a la disolución que los granos de calcita. Los granos de calcita presentan a su vez una enorme variabilidad con respecto al potencial de disolución por presión. La única

característica en común en todos los casos de estudio es que los granos de equinodermos parecen ser los más resistentes, mientras que las partículas micríticas, peloides y la matriz micrítica son los componentes de las rocas carbonáticas menos resistentes a la disolución (Flügel, 2004).

5D.2 RESULTADOS OBTENIDOS

5D.2.1 Asociación de facies dolomítico pelíticas (AFDP II)

Como ya se ha señalado en este capítulo (sección 5B), las dolomías de la Fm. Villa Mónica están constituidas esencialmente por seis tipos de dolomita de los cuales el más representativo está constituido por una base o mosaico esparítico constituida por cristales rómbicos, con un tamaño de grano promedio de 100 μ m, donde su porosidad es prácticamente nula y el porcentaje de arcillas muy escaso (<4 %). En cuanto a la materia orgánica, la importante oxigenación del ambiente no propició la preservación de la misma.

Entre los rasgos de compactación química, se reconocen estilolitas las cuales se presentan con picos o formas columnares de gran amplitud (de decenas de micrones a decenas de centímetros, (Fig. 5D1) con perfiles de tipo irregular, columnar y en menor medida de tipo *hummocky* (según la clasificación de Flügel, 1982; 2004).

Las observaciones petrográficas permitieron el reconocimiento de estilolitas, superficies de disolución, y otras superficies asociadas a disolución y cementación (Fig. 5D). La frecuencia de las estilolitas en la AFDP II en la vertical es de moderada a alta, y en algunos casos se ha visto que la disolución por presión es considerable y se ponen en contacto microfacies diferentes (Fig.5D2a). Otras veces se advierte el desarrollo de superficies de disolución asociadas a cementos silíceos y ferruginosos (Fig. 5D2 b y d).

En el interior de estas superficies se identifican cuarzo, illita y goethita mediante análisis por MEB y microsonda electrónica (ver sección 5B).



Figura 5D1. Fotos de Campo canteras Volcamaq (1), Tres Antenas (2) y Piedra Amarilla (3), y de testigos de perforación en Cantera El Polovorín que muestran a las dolomías con estilolitas de centimétricas a decimétricas.

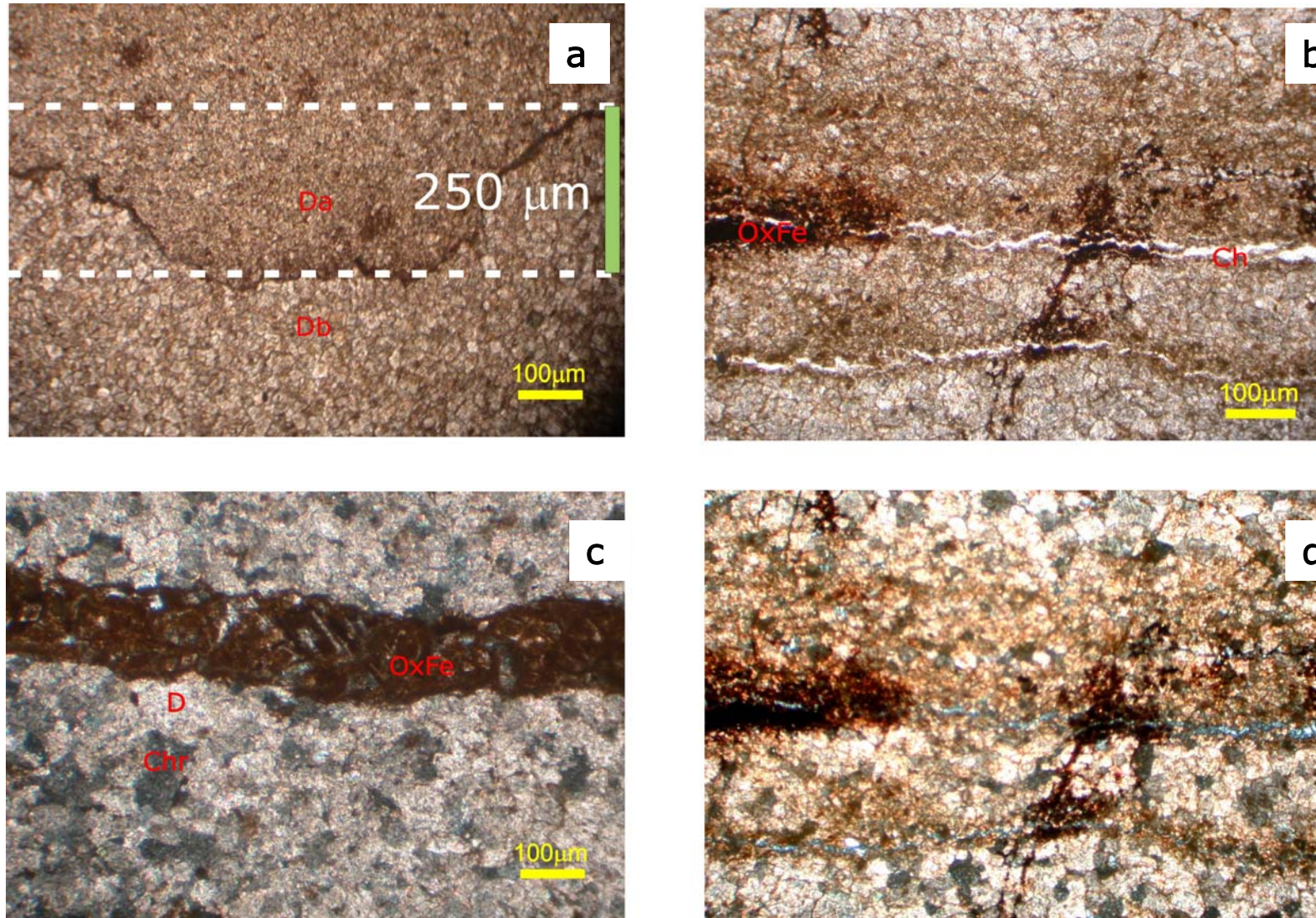


Figura 5D2. Microfotografías de estilolitas en las dolomías. a) la superficie de una estilolita irregular que pone en contacto dos microfacies o tipos de mosaico dolomítico diferentes: Da dolomita microesparítica y Db dolomita esparítica. b) estilolitas levemente aserradas con *chert* y óxidos de hierro en su interior, c) estilolita con concentración de óxidos de hierro y d) *idem* B con nicos cruzados.

5D.2.2 Asociación de facies de mudstones micríticos (AFMM VI)

Como se ha descrito anteriormente (sección 5C) las calizas de la Fm. Loma Negra están constituidas casi enteramente por calcita microesparítica de tamaño de grano variable entre 5 y 30 μ m, con porosidad nula y escaso tenor de arcillas (<6 %).

El grado de diagénesis alcanzado por estos *mudstones* carbonáticos es de bajo a medio (ver Subcapítulo 5C) y se suma a esto que el ambiente reductor (albúfera) ha posibilitado la preservación de la materia orgánica.

Como resultado de fenómenos de disolución por presión se reconoce, con alta frecuencia, la presencia de estilolitas de muy baja amplitud (decenas de micrones) (Fig. 5D.3), con perfiles del tipo *smooth* en las que se concentran hematita y escasas clorita e illita (Fig. 5D.4). Asimismo, se encuentran en la parte interna de las superficies de disolución minerales autigénicos (*chert*, óxidos de hierro) y residuales (argilominerales).

Los análisis petrográficos (Fig. 5D.3), SEM-BSE y microsonda electrónica (Fig. 5D.4) permitieron la determinación de la composición de los minerales residuales y autigénicos asociados a los planos de las estilolitas.

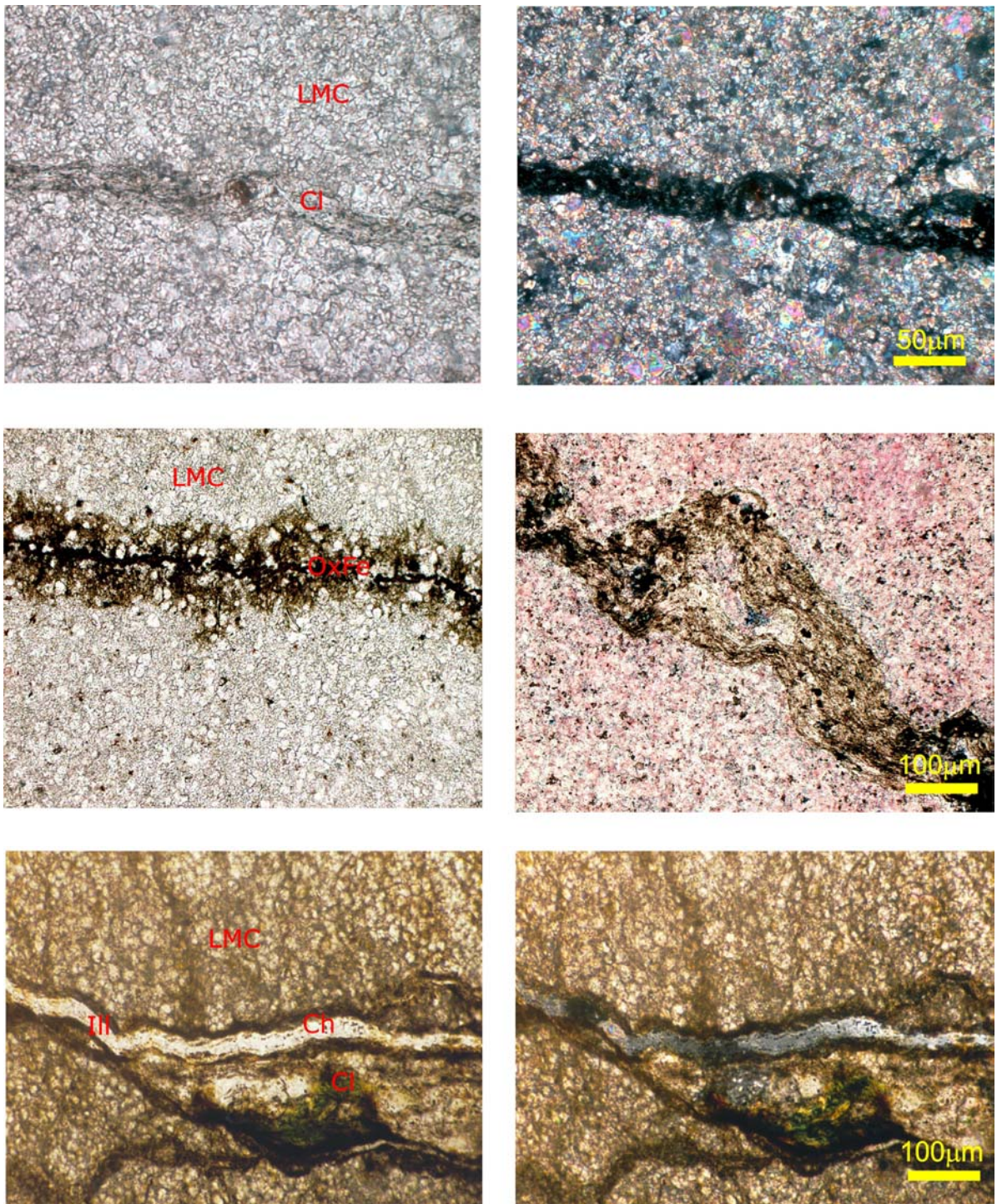


Figura 5D.3. Microfotografías de estilolitas en las calizas de la AFMM. Se observan estilolitas de formas suaves y con diferentes elementos residuales en su interior como óxidos de hierro, arcillas, *chert* y en algunos casos calcita relíctica.

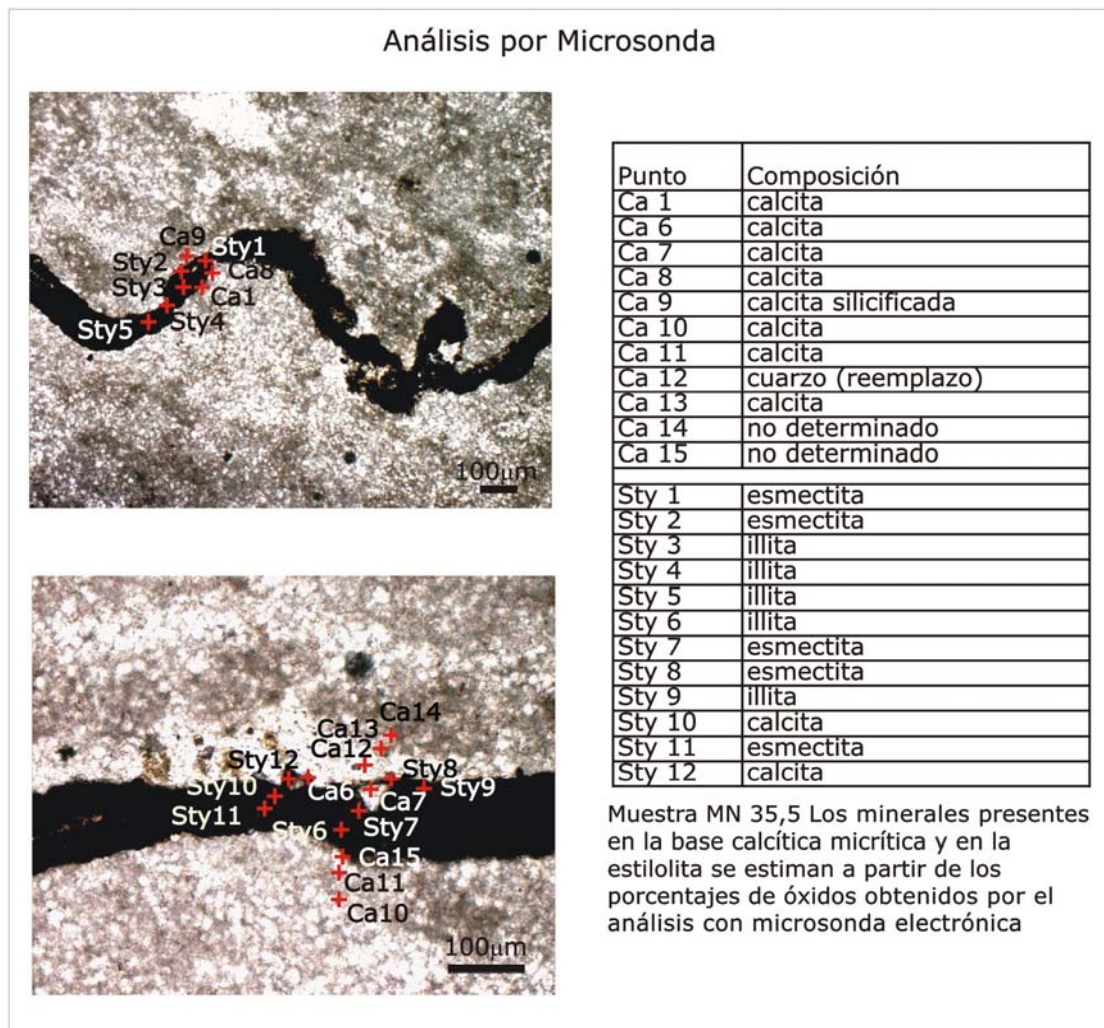
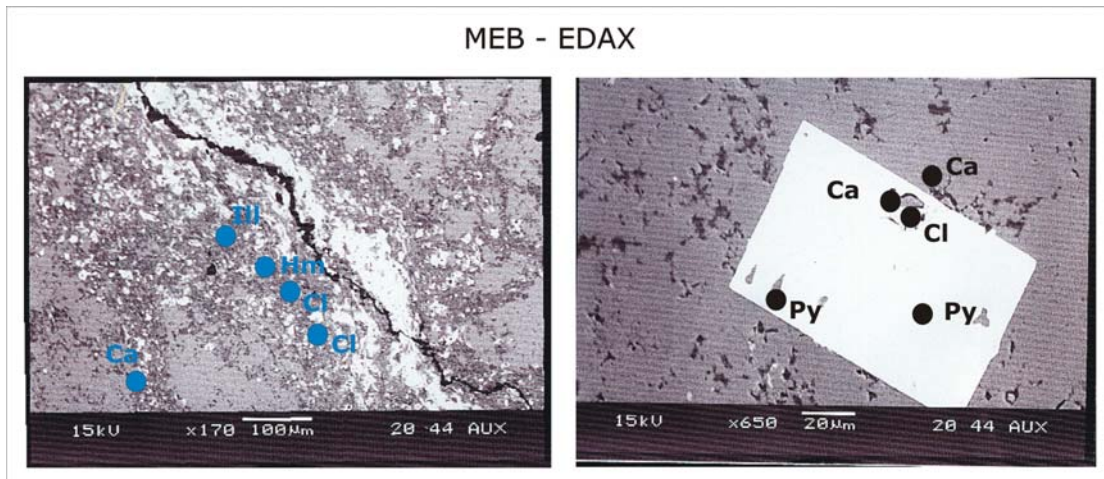


Figura 5D.4. Microfotografías con puntos analizados por microsonda electrónica (abajo) los resultados de los puntos se presentan en una tabla. Resultados de los análisis con microscopio electrónico de barrido (arriba).

Referencias: Ca: calcita; LMC: calcita pobre en Mg; OxFe: óxidos de hierro; Hm: hematita; Py: pirita; Cl: clorita; Ill: illita,

5D.2.3 Formación Cerro Negro

Se señala en forma breve, que se han reconocido superficies de disolución (*disolution seams*) representadas en las margas de la base de la Formación Cerro Negro (Fig. 5D.5).

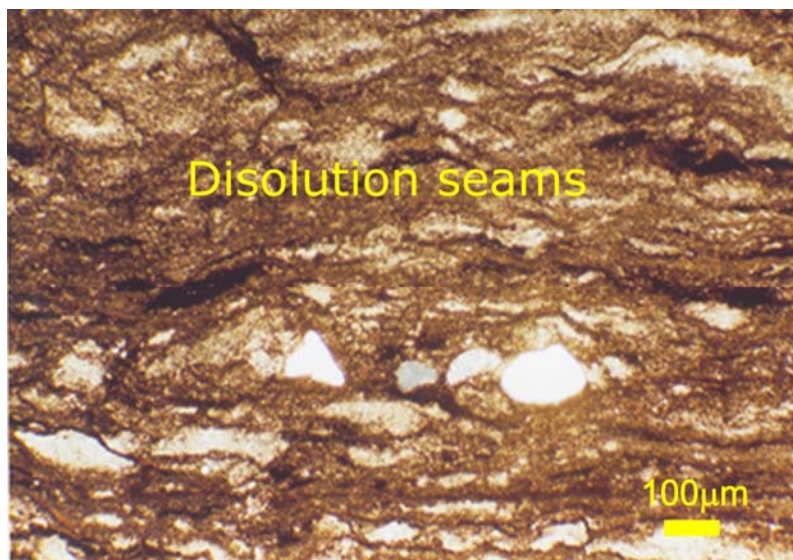


Figura 5D.5. Microfotografía de las superficies de disolución observadas en las margas de la base de la Fm. Cerro Negro.

5D.2.4 Rasgos de estilolitización y su implicancia en la diagénesis

Las estilolitas reconocidas en ambas formaciones carbonáticas del Grupo Sierras Bayas poseen algunos rasgos de estilolitización comunes a ambas unidades. Uno de éstos está dado por la orientación preferencial de las superficies de presión-disolución en sentido horizontal a pseudohorizontal, las cuales se presentan paralelas a la estratificación lo que indica una clara influencia de la presión litostática en su origen.

Considerando los resultados anteriormente expuestos se resalta que las dolomías de la Fm. Villa Mónica redundan en la suma de factores desfavorables para los procesos de disolución por presión. Tales factores están en relación a su composición, tamaño de grano, tipo de fluidos parentales, ausencia de materia orgánica y de arcillas. Sin embargo, a pesar de las dificultades presentadas, esta asociación de facies presenta desarrollo de importantes superficies de disolución

epresentadas por estilolitas de gran amplitud. Consecuentemente, su generación se atribuye a un régimen diagenético tardío (mesodiagénesis profunda).

Por el contrario, se destaca que existen muchos factores que promueven a la disolución por presión en las calizas micríticas de la Fm. Loma Negra entre los que se destacan su tamaño de grano, composición, presencia de materia orgánica, composición de los fluidos parentales. A pesar de que estas rocas se consideran muy propicias para la formación de superficies de disolución, las mismas poseen rasgos de presión-disolución que las relacionan a procesos de diagénesis temprana (eogénesis a mesogénesis temprana).

Cabe destacar, que las interpretaciones arribadas en los párrafos anteriores son consideradas sobre la base del conjunto de resultados presentados acerca de la caracterización petrológica diagenética de las unidades carbonáticas (secciones 5B y 5C).

Las evidencias más importantes de estilolitización debidas a fenómenos de disolución por presión en ambas unidades carbonáticas, se resumen en el cuadro 5D.1. En el mismo se indican el porcentaje relativo de disolución asociado a presión-disolución, la migración de fluidos estimada, la reducción del espesor estratigráfico considerado respecto a la potencia original de la unidad, el tipo de superficies de disolución generadas y su amplitud inferida, y finalmente el factor precursor de compactación química más destacado.

La observación de todos estos resultados permite visualizar una clara diferencia entre las dos unidades carbonáticas analizadas, con respecto a los procesos de compactación química, disolución por presión y estilolitización evidenciados (Cuadro 5.D.2).

Resultados de la compactación química					
	Disolución por P ^o	Migración de fluidos	Reducción del espesor	Superficies	Factor dominante
Dolomías (AFDP)	alta	importante	alta	Pronunciadas milimétricas a centimétricas	Presión litostática
Calizas (AFMM)	baja	escasa	Muy escasa	Suaves micrométricas-milimétricas	

Cuadro 5D2. Resumen de resultados de la disolución por presión en las unidades carbonáticas del Grupo Sierras Bayas.

5D.4 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El resumen de los resultados obtenidos en este estudio y su implicancia en la diagénesis de las facies carbonáticas del Grupo Sierras Bayas se extractan en el cuadro 5D.3.

Se observa que en las dolomías de la Fm. Villa Mónica las estilolitas constituyen un elemento importante desde el punto de vista de la diagénesis, y dadas sus características las mismas se relacionan a un soterramiento profundo (Cuadro 5D.3).

En esta AFDP II, los tipos, frecuencia y amplitud de las estilolitas indican fenómenos de disolución por presión de grandes magnitudes. Esto implica una considerable migración de fluidos durante la compactación con una importante reducción del espesor de la columna sedimentaria original.

Por otra parte, las observaciones realizadas en las calizas de la Fm. Loma Negra indican, en reglas generales, que las estilolitas presentes en las mismas se asocian a procesos diagenéticos de régimen de diagénesis temprana hasta un soterramiento somero (Cuadro 5D.3).

Por el contrario, la amplitud y frecuencia de las estilolitas de la calizas micríticas reflejan una disolución pobre asociada a un grado de compactación muy bajo comparado con el de las dolomías, donde la migración de fluidos es en consecuencia muy escasa.

Cuando el desarrollo de una fábrica apretada se continúa en sedimentos carbonáticos arcillosos (p.e. margosos), las interfases dominantes tienden a crecer lateralmente generando una red anastomosada de superficies de disolución similar a la estructura *flaser* o *horsetails* (Tucker, 1988). Este tipo de superficies se denominan en inglés como *disolution seams* y se han reconocido con frecuencia en las margas de la base de la Formación Cerro Negro. Las mismas se asocian a un origen desde eogenético hasta soterramiento somero o mesogénesis temprana, en relación a la suma de factores favorables en su desarrollo reconocidos en esta facies.

Cabe agregar que existieron factores tales como la participación de aguas meteóricas pobres en Mg y de la materia orgánica que posiblemente favorecieron la disolución por presión en las calizas micríticas. Es importante considerar que las partículas micríticas constituyen el tipo de partícula carbonática con menor resistencia a la disolución por presión, y que los cristales de dolomita resultan mucho más persistentes ante la misma.

Tipo de roca	Tamaño de grano promedio	Porosidad	% de arcilla	Estructura de disolución por P	Tipo de superficie estilolítica	Minerales residuales SEM-EDX Microsonda	Frecuencia	Amplitud	Grado de disolución	Orientación	Factores control	Efecto y grado diagenético	Observaciones / Profundidad de enterramiento
Dolomías (FVM)	100 μm	Escasa a nula	< 5	estilolitas	Irregular columnar y <i>hummocky</i>	illita goethita	Moderada a alta	Alta (hasta decenas de cm)	alto	horizontal	P(I) Aguas marinas con Mg, oxígeno, tamaño esparita	MO no preservada (Eh +) Alto grado	Se ponen en contacto microfacies diferentes
Calizas (FLN)	Bimodal <4 μm / 15 μm	nula	< 3	estilolitas	<i>Smooth</i> Algunas levemente aserradas	hematita clorita e illita	alta	Muy baja (escasos μm a mm)	bajo	horizontal	P(I) aguas meteóricas pobres en Mg tamaño micrita	presencia de MO y piritas (Eh -) Moderado a bajo grado	
Margas (FCN)	10 μm	nula	~15 o mayor	<i>Disolution-seams</i>	<i>Smooth</i> a irregulares	Minerales ferruginosos y arcillas	moderada a alta	baja	moderado	horizontal	P(I) Importante participación de arcillas	Bajo grado	

Cuadro 5D.3. Resumen de los resultados obtenidos en el estudio de las superficies generadas por disolución por presión en las unidades carbonáticas del Grupo Sierras Bayas. FVM: Fm. Villa Mónica; FLN: Fm. Loma Negra; FCN: Fm. Cerro Negro.

Resulta evidente que la compactación química que afectó a la Fm. Villa Mónica ha sido muy importante y mucho mayor que la representada por la Fm. 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 (secciones 5B y 5C de este capítulo).

CAPITULO 6

PETROLOGÍA Y DIAGÉNESIS DE LAS FACIES SILICOCCLÁSTICAS

PETROLOGÍA Y DIAGÉNESIS DE LAS FACIES SILICOCLÁSTICAS

6.1 GENERALIDADES

6.1.1 Diagénesis

Durante la diagénesis se producen una serie de cambios en la composición y textura de las rocas silicoclásticas que se hacen notorios dependiendo de la profundidad o temperatura (Fig. 6.1), tiempo, química del agua de formación, tipos de detritos y escala de observación. La compactación, cementación, solución-cristalización, reemplazo de minerales y carbonización y degradación de la materia orgánica son procesos que actúan en la transformación de un agregado suelto de sedimento en una roca, o sea la litificación. De ellos los más importantes son los vinculados a la precipitación de sustancias sólidas en los poros de una roca a partir de soluciones circulantes en el subsuelo, denominado cementación (Scasso y Limarino, 1997).

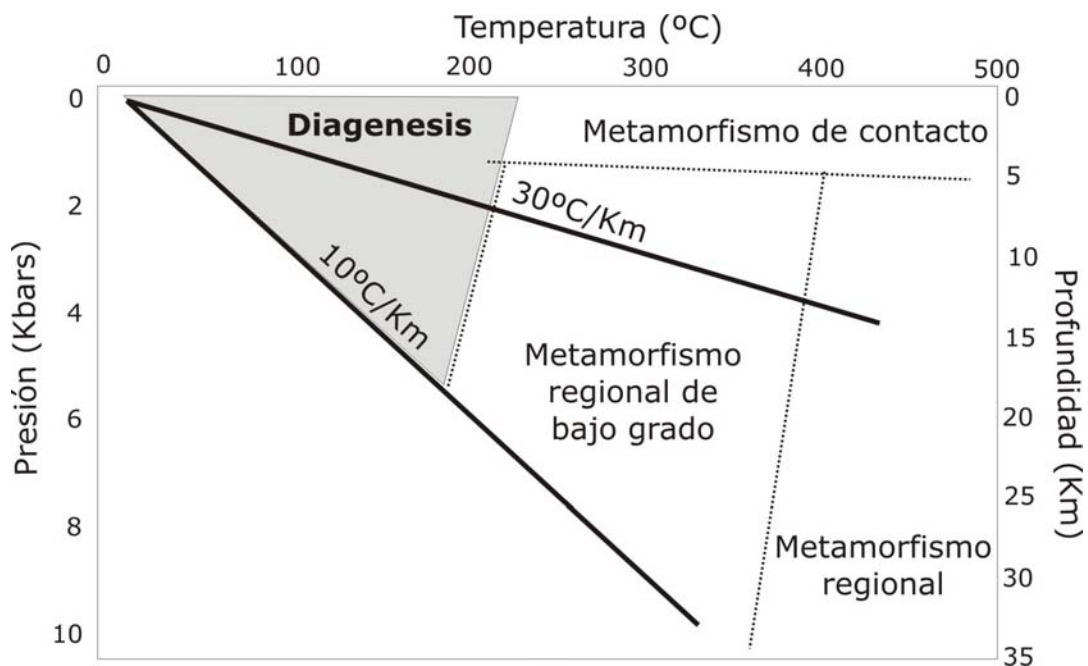


Figura 6.1 Diagrama de relación entre la presión y temperatura de los regímenes diagenéticos y metamórficos y los gradientes P-T típicos de la corteza terrestre. El gradiente de 10°C/Km representa a cratones estables, mientras que el de 30°C/Km es típico de cuencas asociadas a "rifting". En gris se sombrea el campo de la diagénesis. Modificado de Burley y Worden (2003).

6.1.1.1 Interacción fluido-roca en la eodiagénesis

La evolución de las aguas porales durante la diagénesis temprana o eodiagénesis, está controlada fundamentalmente por las reacciones y por los procesos de difusión y advección. La convección o advección de los fluidos implica una transferencia permanente de masa a través de la disolución de los minerales en la parte más caliente del ciclo (cuando la solubilidad de éstos aumenta con la temperatura), y de su posterior precipitación en la zona más fría. Este representa un mecanismo indispensable para explicar los grandes volúmenes de cementos y precipitados autigénicos en los sedimentos, mucho mayores que los de las sales equivalentes contenidas en los fluidos connatos (Land, 1984).

Zona aeróbica

Esta zona está dominada por organismos que consumen MO en su respiración aeróbica. En un ambiente marino normal esto incluye la columna de agua y la parte más alta de la columna sedimentaria. En esta zona los compuestos orgánicos son más lábiles o consumidos, si el suministro de O₂ es ilimitado, luego de la oxidación de la MO en su totalidad, se oxidan y disuelven los minerales detríticos de Fe y Mn. Un buen ej. son las capas rojas de ambiente marino con yeso y hematina estables (cuadro 6.1).

Puede darse la formación de cementos carbonáticos isotópicamente muy livianos ($\delta^{13}\text{C}$ -60 a -23). En general en sedimentos óxicos la actividad bacteriana produce iones bicarbonato junto con amoníaco y fosfatos. Los fosfatos precipitan formando complejos con el hierro o son reciclados biológicamente, mientras que el amoníaco es convertido por bacterias en nitrito y nitratos, y luego en nitrógeno gaseoso. La formación autigénica de glauconita ocurre alrededor de la interfase entre esta zona y la inferior (Odin, 1988), en ámbitos de tipo subóxico.

Zona anaeróbica

Existe una zona de transición entre ésta y la anterior denominada de reducción de nitratos. Pueden darse fondos marinos anóxicos en dónde la zona aeróbica llegue hasta la columna de agua.

En sedimentos terrígenos o hemipelágicos el sulfídrico disuelto en el agua de mar reacciona con los minerales de hierro y con las pátinas o "*coatings*" formando

pirita. Cuando se forma durante la diagénesis temprana, este mineral se presenta como agregado de cristales muy pequeños, denominados pirita framboidal. En esta situación aumenta la concentración de HCO_3^- que precipita formando carbonatos libres de Fe (ya que el Fe formó las piritas y otros sulfuros). La calcita deberá ser la fase carbonática dominante (cuadro 6.1).

Como los carbonatos se forman en sedimentos de grano fino, saturados en agua y ricos en C orgánico, el proceso dominante para el movimiento de concentración de iones será la difusión, siendo por lo tanto esperables hábitos nodulares o esferoidales para los minerales autigénicos (Berner, 1968).

Zona de Fermentación

Se denomina así a la zona en la que la MO se fermenta formando metano. El proceso de reducción del sulfato deja lugar a la fermentación más allá de los 10m de profundidad y hasta los 1000m aproximadamente (cuadro 6.1).

Cuando hay alta producción de bicarbonato se forman minerales como la siderita. Por otra parte la dolomita se formará si la velocidad de oxidación del Corg es alta y la tasa de sedimentación es alta también.

Zonas eogenéticas	Procesos	Productos
Zona aeróbica (con O_2)	- oxidación de la MO y de minerales de Fe y Mn - actividad bacteriana	- capas rojas con yeso y hematina - cementos carbonáticos - fosfatos - nitrito y nitratos - glauconita autigénica
Zona anaeróbica (sin O_2)	- ambiente reductor	-pirita framboidal -calcita
Zona de fermentación	- la MO se fermenta formando metano	- siderita ó dolomita

Cuadro 6.1 Procesos y productos reconocidos en las zonas eogenéticas.
Resumido de Scasso y Limarino (1997)

6.1.1.2 Límites de la diagénesis

Los procesos diagenéticos que operan durante la *eogénesis* pueden resultar en la disolución o reemplazo de muchos componentes inestables de los sedimentos, y también en la precipitación de pirita, cuarzo, feldespato, minerales de arcilla, zeolitas y carbonatos, (Scasso y Limarino, 1997).

En sedimentos marinos y transicionales, las transformaciones durante la eogénesis incluyen la precipitación de carbonatos, ópalo, microcuarzo, Fe-silicatos (glauconita, bertierina y nontronita) sulfatos y zeolitas (Morad et al., 2000)

En ocasiones puede observarse 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 o analcima, crecimientos secundarios de cuarzo, feldespato y cementos carbonáticos, (Scasso y Limarino, 1997)

Las cuencas de mar abierto pueden ser divididas en dos grandes grupos de acuerdo al régimen diagenético que se observa en ellas (Hesse, 1990): a) cuencas de velocidad de sedimentación baja a moderada (menos de 5m/Ma) en las cuales se desarrolla una eogénesis tipo óxica y subóxica y la distribución vertical de las aguas es controlada por difusión y advección y b) cuencas con alta velocidad de sedimentación (mayor a 50m/Ma hasta 500m/Ma) con eogénesis de tipo anóxica y aguas porales cuya composición y distribución vertical están controladas por las reacciones diagenéticas.

El límite entre la eogénesis y mesogénesis se establece donde el sedimento sepultado se encuentra aislado de las aguas superficiales, sin embargo es difícil de establecer (Scasso y Limarino, 1997). De acuerdo a lo propuesto por Morad et al., (2000) se considera que las modificaciones mesogenéticas comienzan a profundidades de alrededor de los 2Km y temperaturas de cerca de los 70°C o mayores, lo cual coincide con el inicio de la compactación química, las fuertes reacciones de transformación de los minerales de arcilla, la cementación cuarzosa de enterramiento y la alteración sustancial de la MO. A su vez estos autores dividen a la mesodiagénesis en temprana (2-3Km y T= 70-100°C) y profunda (>3Km y

T>100°C). Luego, la mesogénesis se extiende hasta el campo del metamorfismo o hasta la telogénesis (Cuadro 6.1)

Durante la *mesogénesis* se verifican aumentos de las temperaturas y presiones geostáticas, acompañadas por mayor soterramiento y cambios en la composición de las aguas porales y en el pH. Las alteraciones más importantes incluyen albitización de feldespatos, illitización y cloritización de esmectita y caolinita, compactación química y cementación carbonática y por cuarzo. Morad 2000

El límite entre la eogénesis y mesogénesis se establece donde el sedimento sepultado se encuentra aislado de las aguas superficiales, sin embargo es difícil de establecer. La mesogénesis se extiende hasta el campo del metamorfismo o hasta la TELOGENESIS.

El levantamiento tectónico y la incursión de fluidos meteóricos en la roca conducen a alteraciones de la *telogénesis* en donde predominan la kaolinitización y disolución de carbonatos.

Los procesos diagenéticos que operan durante la diagénesis de las rocas silicoclásticas se sintetizan en el cuadro 6.2.

Las modificaciones telogenéticas de los minerales pueden ocurrir a cierta profundidad o en la superficie por procesos de meteorización, con alteración y disolución de cementos o formación de otros nuevos, en general silíceos o carbonatitos. También pueden darse la oxidación de sulfuros, disolución de piroxenos y anfíboles, alteración de feldespatos detríticos a caolinita.

De este modo la telogénesis origina una pérdida adicional de información sobre los procesos diagenéticos previos e incluso conduce a un aumento o disminución de la porosidad de las rocas.

Etapa de la diagénesis	Procesos	Productos
EOGENESIS	- disolución - reemplazo	pirita, feldespato, minerales de arcilla, zeolitas, ópalo, microcuarzo, Fe-silicatos (glauconita, bertierina y nontronita) sulfatos y carbonatos
MESOGENESIS temprana	- Compactación química - transformación de arcillas	albitización de feldespatos, illitización y cloritización de esmectita y caolinita, y cementación carbonática y por cuarzo
MESOGENESIS profunda	- cambio del agua poral - cambio de pH	
TELOGENESIS	- Levantamiento tectónico - Ingreso de fluidos meteóricos - Meteorización - Oxidación - disolución	caolinitización y disolución de carbonatos cementos silíceos o carbonáticos

Cuadro 6.2 Procesos y productos reconocidos durante las etapas de la diagénesis. Resumido de Scasso y Limarino (1997) y Morad et al., (2000)

6.1.1.3 Regímenes diagenéticos

Por otra parte, el concepto de regímenes diagenéticos involucra un amplio sistema de procesos diagenéticos relacionados entre sí y que tienen lugar en las cuencas sedimentarias, (Figura 6.2). Los mismos son equivalentes a las etapas diagenéticas descritas anteriormente (Cuadro 6.2).

En general, las cuencas de mar abierto pueden ser divididas en dos grandes grupos de acuerdo al régimen diagenético que se observa en ellas (Hesse, 1990): a) cuencas de velocidad de sedimentación baja a moderada (menos de 5m/Ma) en las cuales se desarrolla una eogénesis tipo óxica y subóxica y la distribución vertical de las aguas es controlada por difusión y advección y b) cuencas con alta velocidad de sedimentación (mayor a 50m/Ma hasta 500m/Ma) con eogénesis de tipo anóxica y aguas porales cuya composición y distribución vertical están controladas por las reacciones diagenéticas (Scasso y Limarino, 1997).

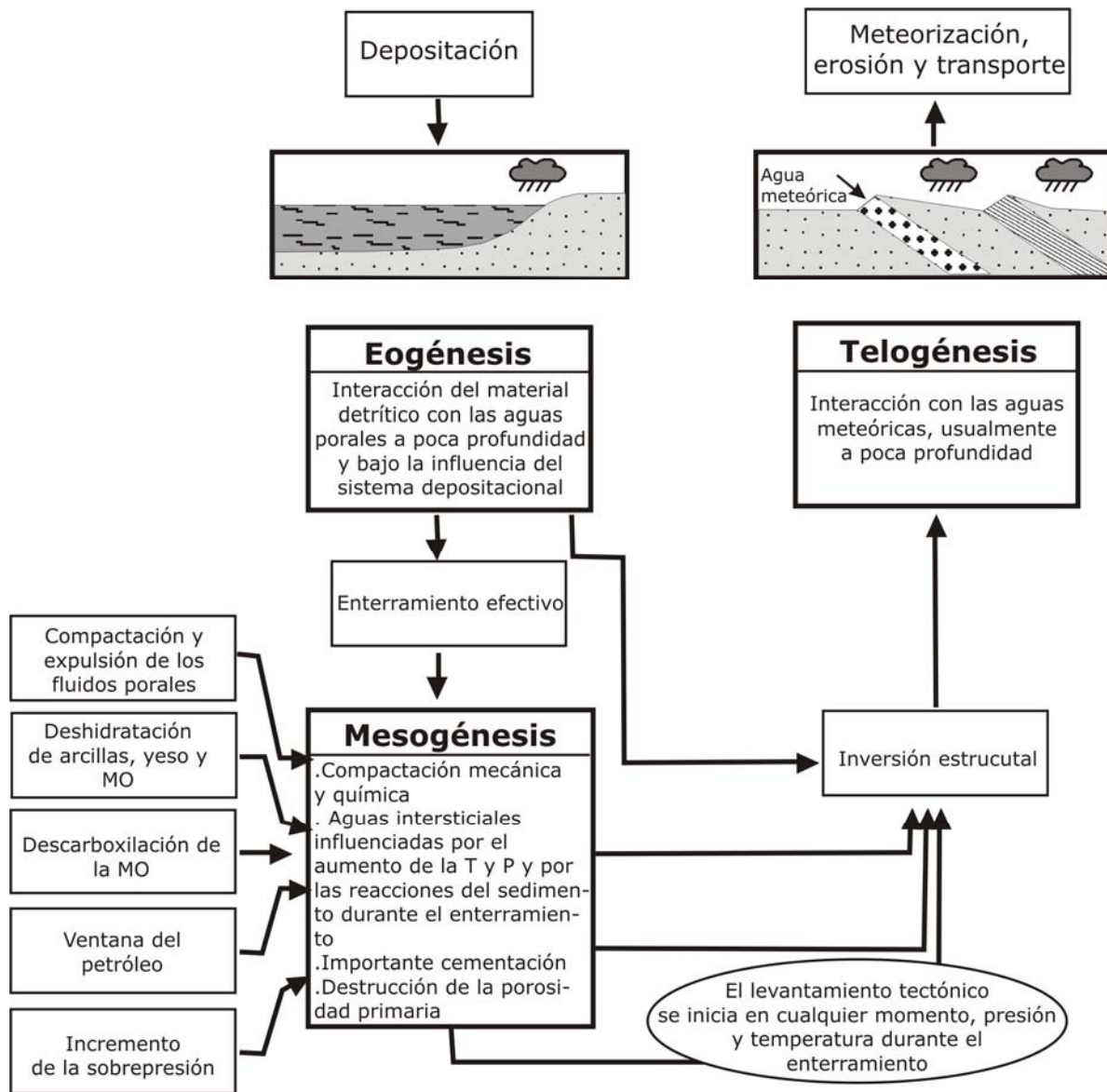


Figura 6.2. Diagrama de flujo que muestra las relaciones entre los tipos de regímenes diagenéticos. El cambio de la mesogénesis a la telogénesis puede ocurrir en cualquier estadio del enterramiento. La telogénesis tiene lugar cuando las aguas superficiales penetran en las rocas luego del levantamiento tectónico y producen reacciones en los minerales. Modificada de Burley y Worden, 2003.

El aumento de la temperatura con la profundidad favorece el aumento de la velocidad de las reacciones, la que puede doblarse o triplicarse. Por ello es que las fases minerales eogenéticas estables o metaestables, se tornan en muchos casos inestables en un régimen mesogenético. En general, un aumento de la temperatura favorece la formación de minerales más densos y menos hidratados y aumenta la solubilidad de los minerales más comunes excepto en los carbonatos. A mayor temperatura se pueden encontrar con mayor frecuencia carbonatos ricos en Fe y Mg como dolomita, ankerita y siderita (Burley y Worden, 2003).

6.1.1.4 Facies diagenéticas

La identificación de facies diagenéticas es a menudo utilizada para caracterizar un tramo de la sucesión sedimentaria sobre la base de sus rasgos diagenéticos, o bien para referirse a los cambios diagenéticos reconocidos en sentido regional (Scasso y Limarino, 1997).

Otros estudios (Beitler et al., 2005), indican que las facies diagenéticas pueden identificarse por medio de la evaluación de los mecanismos de formación, relaciones paragenéticas y duración relativa de los procesos diagenéticos y/o grado de alteración diagenética. Las facies diagenéticas pueden distinguirse visualmente de acuerdo a las variaciones mineralógicas, contenidos de óxidos, tipos de cementos, etc. Donde su desarrollo depende de los cambios en el fluido intersticial respecto al sistema geoquímica y a las variaciones en las condiciones redox. Los cambios temporales en las condiciones diagenéticas indican el acoplamiento y regeneración de la arquitectura estratigráfica, fluidos circundantes y evolución de la cuenca.

6.1.1.5 Compactación

La compactación conduce al empaquetamiento del sedimento mientras es enterrado gradualmente y la carga suprayacente aumenta. Dicha carga opera como estrés efectivo, definido como la diferencia entre la presión litostática y la presión del fluido.

Resulta importante comprender los efectos relativos de la compactación y cementación en la pérdida de porosidad de una arenisca. Sobre la asunción de una porosidad inicial del 40%, se puede determinar el volumen de cemento y el volumen intergranular ($VIg = \text{sumatoria de la porosidad primaria remanente} + \text{volumen de poros rellenos con cemento}$), (Figura 6.3).

Se observa que en general la pérdida de porosidad es dominada por compactación cuando el volumen intergranular es mayor y domina la cementación cuando este es menor (Figura 6.3).

En la figura 6.3 una roca denominada **A** tiene 5% de cemento y 20% de porosidad intergranular, lo que sugiere una pérdida del 15% de porosidad por compactación. Mientras que otra, **B**, tiene 25% de cemento y 10% de porosidad intergranular, lo que da un 5% de pérdida de porosidad por compactación.

Se observa que en general la pérdida de porosidad es dominada por compactación cuando el volumen intergranular es mayor y domina la cementación cuando este es menor (Figura 6.3).

En la figura 6.3 una roca denominada **A** tiene 5% de cemento y 20% de porosidad intergranular, lo que sugiere una pérdida del 15% de porosidad por compactación. Mientras que otra, **B**, tiene 25% de cemento y 10% de porosidad intergranular, lo que da un 5% de pérdida de porosidad por compactación.

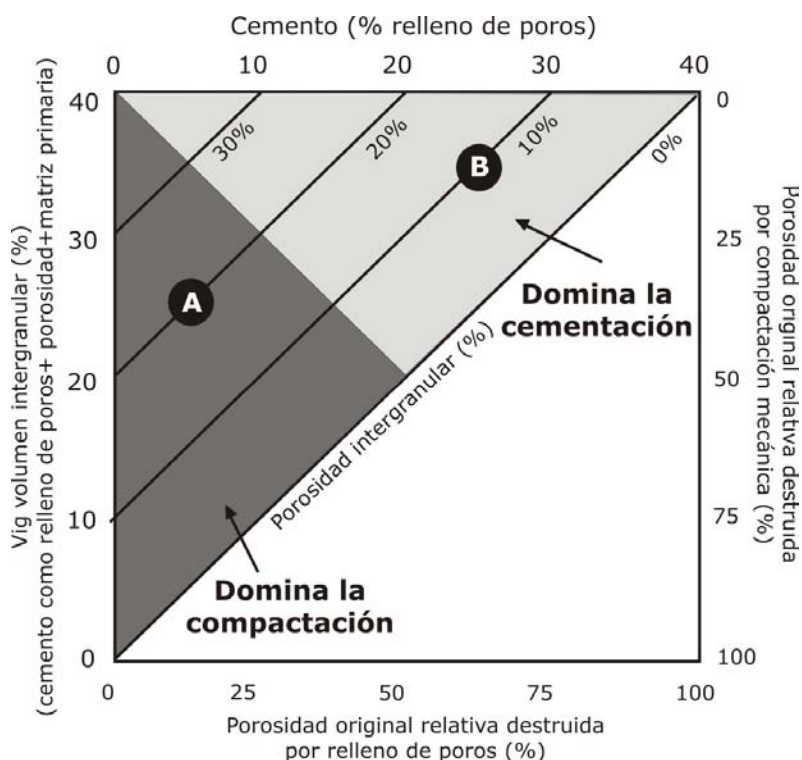


Figura 6.3 El diagrama ilustra los distintos estilos de pérdida de porosidad en arenitas. Se asume una porosidad depositacional del 40%. El punto **A** representa a una arenisca dominada por pérdida de porosidad por compactación. El punto **B** representa a una arenisca con pérdida de porosidad por relleno con cementos. Modificado de Burley y Worden, 2003.

6.1.1.6 Fábricas postdepositacionales o diagenéticas

Las fábricas postdepositacionales incluyen a todas aquellas fábricas originadas por procesos diagenéticos capaces de producir cambios en la disposición

geométrica de las partículas (Scasso y Limarino, 1997) (Fig. 6.4). Sobre la base de la clasificación de Harwood (1991) se dividen en dos tipos básicos:

1) Fábricas de compactación mecánica

La compactación mecánica lleva a una mayor aproximación de los granos (condensación del empaquetamiento) y a la deformación de los fragmentos dúctiles. La misma es el producto del aumento de la presión litostática durante el enterramiento. En casos extremos puede llevar a la fractura.

2) Fábricas de compactación química

Una vez que el espacio poral se ha reducido a cero, puede producirse el comienzo de la disolución de los granos a lo largo de los puntos de contacto (disolución por presión), o bien la disolución masiva a lo largo de planos irregulares (microestilolitas y *seams*).

En general se asume, que la compactación mecánica domina hasta el kilómetro de profundidad dejando lugar a la compactación química y de allí en adelante se reconocen procesos de disolución por presión. A unos 6 km de profundidad la porosidad de las areniscas se reduce a 0. A medida que aumenta la profundidad de enterramiento, el tipo de contactos entre granos tiende a modificarse, de modo tal que a partir de la depositación y hasta cierta profundidad aumentan los contactos de tipo rectos y cóncavo-convexos a expensas de los tangenciales y flotantes. Luego se incrementan los contactos suturados producto de la presión-disolución típica de profundidades mayores a los 4 km (Scasso y Limarino, 1997).

El grado de compactación resultante es totalmente dependiente de la relación entre granos dúctiles y frágiles (Worden et al., 2000). La compactación en una arenisca ocurre en respuesta a cuatro procesos principales: 1) reacomodamiento de los granos, 2) deformación plástica o dúctil, 3) disolución y 4) fracturación frágil, (Fig. 6.4).

6.1.1.7 Cementación

Fuentes de sílice diagenética Los fenómenos de disolución por presión pueden aportar hasta un tercio del volumen total de los cementos silíceos. Otra

fuente de cuarzo puede ser la sílice liberada durante la diagénesis en el pasaje de esmectita a illita en los interestratificados, (Sibley y Blatt, 1976).

Worden y Morad (2000) sugieren que las fuentes de cemento cuarzo pueden dividirse en dos categorías principales: internas (albitización; alteración de los feldespatos, pasaje de esmectita a illita; generación de estilolitas; presencia de sílice amorfa) y externas (provenientes de fuentes externas de otras rocas que yacen en áreas próximas).

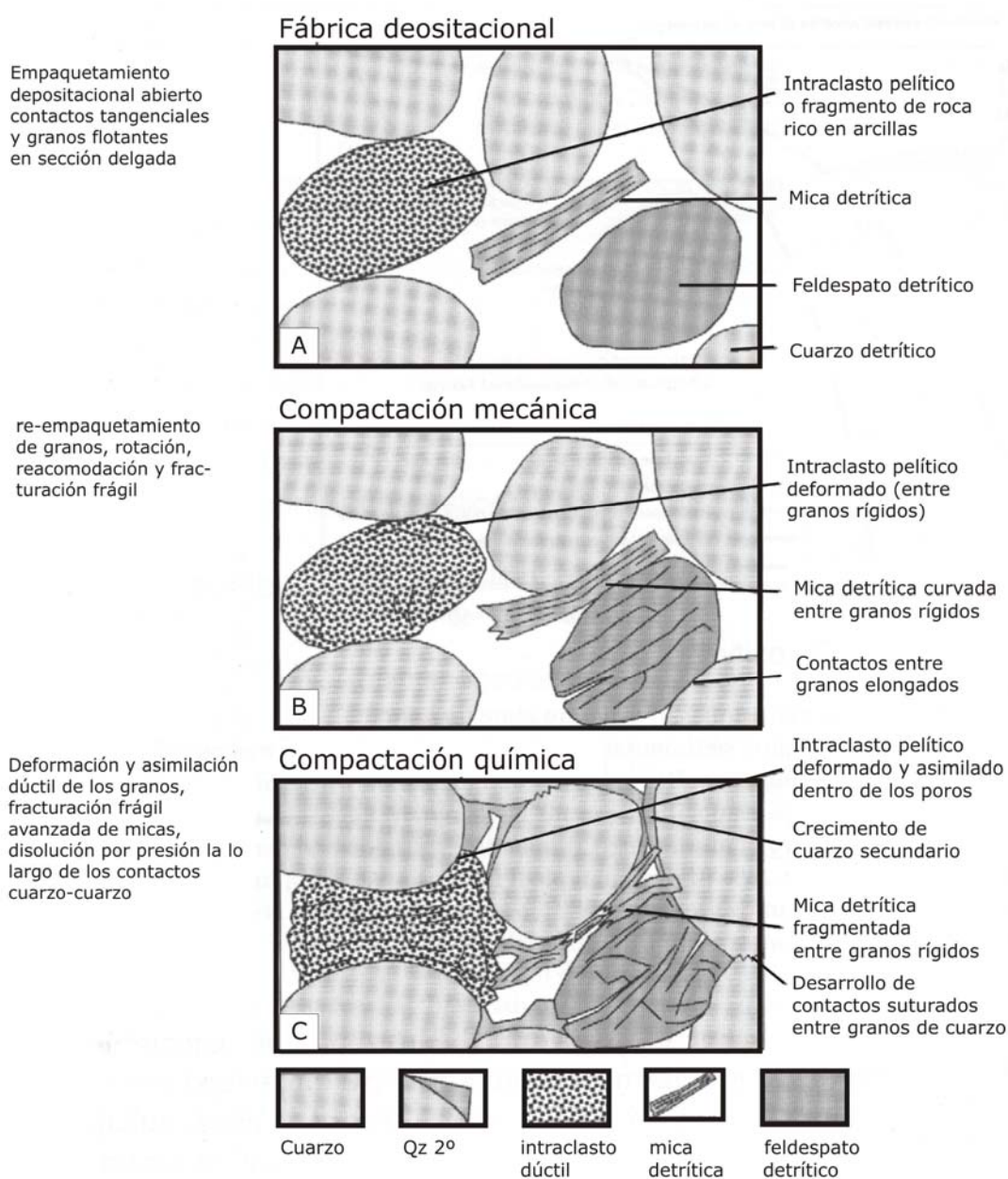


Figura 6.4. Representación esquemática de los procesos de compactación en areniscas. A. representa una típica fábrica depositacional abierta, B. una fábrica afectada por compactación mecánica y C. una fábrica luego del efecto de la compactación química. Modificado de Burley y Worden, 2003.

El incremento de la presión geostática aumenta la solubilidad de los minerales por la presión de los granos entre sí. Esto suele producir un aumento de la sílice en solución en las areniscas, que puede a su vez migrar o ser precipitada localmente. Datos experimentales sobre el comportamiento mecánico y químico de los granos sugieren que en los puntos de contacto entre los granos se produce la disolución y migración de la sílice. La sílice en solución aumenta como una función exponencial de la presión efectiva, que es la diferencia entre la presión litostática (Pl) y la presión hidrostática (Ph), (Dewens y Ajas, 1995).

De acuerdo a lo expuesto la mesogénesis temprana surge como la etapa más probable de cementación silícea principalmente para la formación de *chert*. Sin embargo, y de acuerdo con el criterio utilizado por varios autores, el crecimiento secundario de cuarzo estaría asociado a profundidades mayores dentro de la mesogénesis intermedia a tardía y a temperaturas que alcanzarían los 200°C (Surdan et al., 1989; Boles y Frank, 1979). Sin embargo, debe tenerse en consideración que a medida que aumenta la profundidad se requieren concentraciones cada vez más altas de sílice disuelta en las aguas porales para que el cuarzo pueda precipitar (Worden y Morad, 2000). En el mismo sentido, más adelante se comentan algunas variables con respecto a las temperaturas de precipitación del cuarzo.

Otro elemento importante en la evolución diagenética es que con el aumento de la temperatura los límites de los cristales tienden a migrar, y se incrementa el tamaño de los granos del *chert*.

Por otra parte, en rocas sedimentarias antiguas son comunes distintas formas del cuarzo diagenético como: crecimientos secundarios, agregados cristalinos, venas de soldadura de fracturas y mosaicos de recristalización (Morad et al., 1991).

Aunque el cemento silíceo es el más importante en la oclusión de poros de areniscas enterradas profundamente (> 2500m), su origen y controles de distribución dependen de varios factores primarios, como la mineralogía, las condiciones de temperatura y presión, y sus fuentes de SiO₂ internas a la roca (estas incluyen la presión de disolución de granos de cuarzo, reacciones de

alteración de feldespatos, transformaciones de minerales de arcilla y disolución de amorfos silíceos) (Worden y Morad, 2000).

Es importante remarcar, que la cementación con cuarzo es fuertemente afectada por la *temperatura*, ya que el mismo constituye un cemento mayoritario únicamente en aquellas rocas que han sido afectadas por temperaturas mayores a los 80°C. Sin embargo, la cementación cuarzosa en pequeñas cantidades es cinéticamente posible a menores temperaturas.

Con respecto a las variedades de la sílice, Pollastro (1993) indica que la conversión de Opalo A a Opalo CT se produce a temperaturas cercanas a los 50°C y luego la transformación a cuarzo estaría cerca de los 80°C.

La *presión* es un controlador potencialmente importante, por esto los cementos cuarzosos son menos abundantes en rocas sometidas a sobrepresiones.

La composición de las litofacies primarias también controla fuertemente la cementación cuarzosa: ya que la misma se ve inhibida por la presencia de *coatings* arcillosos, arcillas infiltradas y microcuarzo.

6.1.2 Microfacies en rocas clásticas

6.1.2.1 Definición

Una *microfacies* es aquella que sólo puede ser determinada al microscopio, y una *nanofacies* cuando sólo puede ser determinada al microscopio electrónico. (Foucault y Raoult, 1985). El término microfacies fue empleado por Limarino y Caselli (1995), para referirse a un conjunto de rocas clásticas caracterizado por rasgos microscópicos comunes. De esta forma rasgos tan variados como la composición de la fracción clástica, el tipo de cemento, la mineralogía de la matriz, el tamaño de grano y/o selección, entre otros, pueden ser utilizados para definir distintas microfacies.

6.1.2.2 Consideraciones sobre la matriz

A pesar de que no es posible generalizar sobre el origen de la matriz, Dickinson (1979) reconoció cuatro tipos genéticos para la misma. La denominada *protomatrix* hace referencia a la matriz primaria (depositacional); la transformación mineralógica (por diagénesis) de este material origina la *ortomatrix*. Dentro de la *epimatrix* se incluye a la formada diagenéticamente por alteración de clastos inestables, que conduce al crecimiento autigénico de masas inhomogéneas de arcillas. Por último, la *pseudomatrix* es la generada por deformación postdeposicional de fragmentos lábiles, produciendo su “estiramiento” y tornando difuso el margen del clasto hasta hacerlos prácticamente indiferenciables de la verdadera matriz.

La *pseudomatrix* aparece frecuentemente como masas aplastadas de agregados de arcilla que se extienden y cubren parcialmente los espacios porales entre clastos rígidos. Otros rasgos característicos son la formación de anillos concéntricos producidos a partir de la deformación de la fábrica original del fragmento lítico y el carácter muy irregular que a menudo muestra la distribución de la *pseudomatrix* con frecuente desarrollo de parches, (Sacsso y Limarino, 1997).

6.2 INTRODUCCIÓN

Los estudios diagenéticos llevados a cabo en las unidades silicoclásticas del Grupo Sierras Bayas involucran la descripción e identificación de texturas y minerales precipitados por procesos químicos y físicos.

Para ello, se definen los componentes fundamentales de las facies silicoclásticas del Gr. Sierras Bayas constituidas por: 1) la base de la Fm. Villa Mónica ó la asociación de facies cuarzo-arcósicas; la Fm Cerro Largo; y la Fm Olavarría. Es decir, se identifican todos los minerales presentes, tanto los componentes heredados (detríticos) como los autigénicos (o generados “*in situ*” durante la diagénesis).

Además de la caracterización macroscópica de las facies silicoclásticas (ver capítulo 4), se llevó a cabo un minucioso estudio petrográfico de las mismas a

través de la descripción de más de un centenar de secciones delgadas. Esta tarea permitió, por un lado, caracterizar petrográficamente las facies sedimentarias y por otro, reconocer una amplia variedad microfases.

Las microfases son definidas sobre la base de tres atributos fundamentales: 1) composición, 2) fase cementante dominante y 3) fábrica post-depositacional. Así se describen un total de 30 microfases con características petrográficas particulares, 23 para la asociación de facies cuarzo arcósicas de la FVM, 7 para la FCL y 3 para la FO.

La identificación de facies diagenéticas dentro de la asociación de facies cuarzo arcósicas se realiza sobre la base de los criterios definidos por Scasso y Limarino (1997) y Beitler et al. (2005) definidos previamente. De esta manera se caracterizan determinados tramos dicha sucesión silicoclástica desde el punto de vista diagenético, como así también mediante el reconocimiento de los cambios diagenéticos en sentido lateral. La diagénesis que ha afectado a este conjunto de rocas (AFQA I) se evidencia en los cambios en la composición y textura de las arenitas, vaques, fangolitas, limolitas e incluso en los conglomerados.

Uno de los indicadores diagenéticos que se analiza en profundidad es el grado de compactación, tanto mecánica como química. De los tipos de contactos entre granos observados principalmente en las microfases de arenitas y vaques se establece que el grado de compactación relativa que varía lateralmente según el área de las sierras observado, e incluso varía dentro de los perfiles analizados. Esto, sumado a la determinación de los distintos tipos de cementos y microfábricas ha permitido la distinción de dos facies diagenéticas dentro de la facies sedimentaria (1) de la AFQA I.

Otro de los objetivos planteados se refiere a la determinación de las microfábricas post-depositacionales que en algunos se utilizan para caracterizar a las microfases silicoclásticas reconocidas en toda la sucesión.

Finalmente, los estudios petrológicos llevados a cabo revelan la secuencia de procesos diagenéticos o trenes diagenéticos acontecidos en las facies silicoclásticas presentes en las asociaciones de facies cuarzo-arcósicas (Fm. Villa Mónica); psamítica-pelítica y cuarzosa (Fm. Cerro Largo) y pelítica (Fm. Olavarría).

6.3 ANÁLISIS PETROGRÁFICO - MICROFACIES SILICOCCLÁSTICAS

6.3.1 Nivel de alteración del basamento o *Gruss*

Facies sedimentaria G

La facies G, corresponde al nivel del *Gruss* o basamento alterado o "saproilitizado" que se encuentra en el tope del basamento igneo-metamórfico. El mismo se caracteriza en el afloramiento por la presencia de superficies paralelas a la estratificación que le dan un aspecto pseudo-estratificado.

Microfacies G

Entre los componentes detríticos de esta microfacies se reconocen clastos de cuarzo, y en menor medida feldespatos, micas y minerales máficos alterado. El cuarzo se presenta tanto monocristalino como policristalino, aunque domina notablemente el segundo. El tamaño de los granos de cuarzo es en promedio de 1mm (Fig. 6.5). La matriz inicialmente detrítica se encuentra recristalizada y parcialmente reemplazada por *chert.*, es decir que se trata de una ortomatriz producida por el reemplazo de una protomatriz la cual se encuentra escasamente preservada. Su composición es principalmente illítica.

Se reconoce la presencia de clorita, la cual en este caso es de origen autigénico ya que aparece como producto de alteración de minerales máficos tales como anfíboles y biotitas.

Por otra parte, se identifica un cemento ferruginoso de color negro compuesto por hematita.

Con respecto a la microfábrica se observa en la matriz el desarrollo de superficies de disolución (*disolution seams*) o pseudoestilolitas y también de estilolitas (Fig. 6.5).

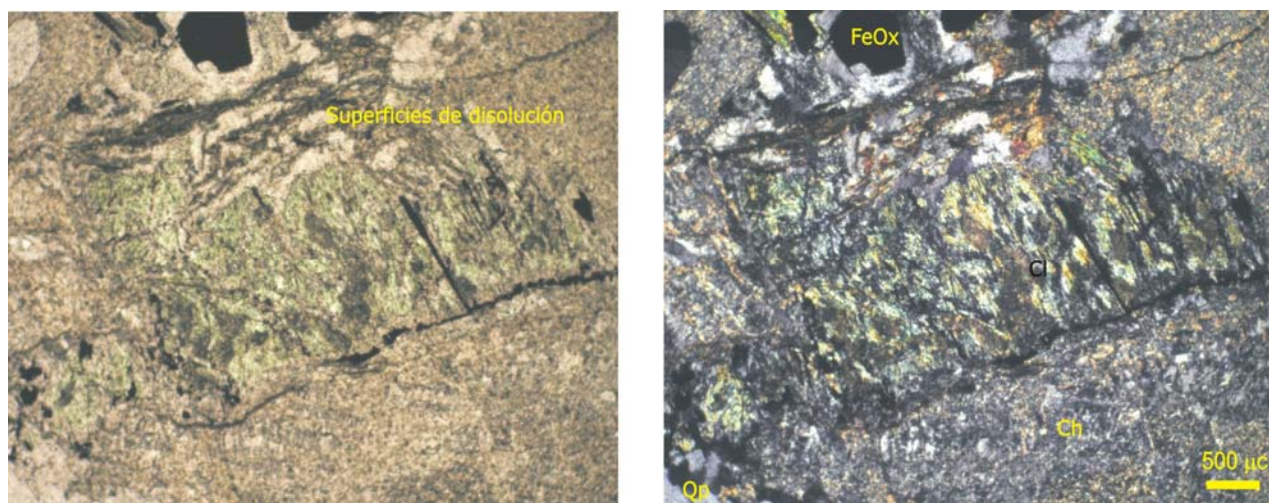


Fig. 6.5 Microfotografías 1 y 2. Muestra T6 56,1. Nivel de alteración del basamento o Gruss. Se observan cuarzo policristalino, clorita secundaria, opacos, cemento de chert, matriz arcillosa, etc. Se reconocen superficies de disolución asociadas a la matriz arcillosa.

6.3.1 Formación Villa Mónica

En la Formación Villa Mónica, asociación de facies cuarzo arcósicas (AFQA) se reconocen un total de 24 microfacies las cuales son descritas en detalle a modo de caracterizar a esta unidad (tabla 6.1).

En el afloramiento de Cantera Villa Mónica, ubicado en el núcleo septentrional de las sierras, se identificaron 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 describen 15 facies más, cinco dentro de la facies sedimentaria 1, dos en la facies sedimentaria B, cinco de la facies sedimentaria 2, una de la facies sedimentaria 3 y dos en la facies sedimentaria 4. En la tabla 6.1 se presentan las microfacies identificadas para el miembro silicoclástico de la Formación Villa Mónica y se resumen sus características más importantes.

Cabe considerar que la facies sedimentaria B (de arenitas líticas y subliotarenitas) ha sido únicamente identificada en los testigos de perforaciones y no había sido descrita ni mencionada previamente.

6.3.1.1 Microfacies de AFQA I identificadas en el afloramiento

En el núcleo septentrional de las Sierras Bayas, más precisamente en el sector superior de la Cantera Villa Mónica (CVM) se describen diez microfacies sedimentarias pertenecientes a esta asociación de facies (ver capítulo 4- Cuadro 4.2).

Estas diez microfacies identificadas en el afloramiento de la cantera Vila Mónica en la AFQA I, se agrupan de acuerdo a la facies y/o subfacies sedimentaria analizada de la siguiente manera:

5 microfacies en la Facies sedimentaria (1)

Subfacies (1i)

(1i)M1

Subfacies (1s)

(1s)M1

(1s)M2

(1s)M3

(1s)M4

2 microfacies en la Facies sedimentaria (2)

(2)M1

(2)M2

3 microfacies en la Facies sedimentaria (3)

(3)M1

(3)M2

(3)M3

Facies sedimentaria (1)

Subfacies (1i)

1) Microfacies (1i) M1: conglomerado grueso cuarzo feldespático, cemento argilítico y fábrica suturada.

Componentes detríticos:

Los clastos son de angulosos a subredondeados de tamaños variables: con un tamaño medio máximo de 2cm, media de las modas entre 1-4mm y media mínimo de 150µm. La selección es muy pobre.

Facies afloramiento	Subfacies	Microfacies	Componentes detríticos		Cementos y minerales autigénicos	Denominación	
			clastos	Matriz %			
1	(1i) CB	(1i)M1	Qp, Qm, FK, Pl,	< 7	Ill/Ms	Conglomerado Q-F/ cemento argilítico/ f. suturada	
	(1s) AA-VA	(1s)M1	Qm/Qp/F	20-40	Ill/Cl/Ca/Qz2°	Vaque Q-F /calcita/ f. flotante	
		(1s)M2	Qm/Qp/F/Mc	<15	Qz2°/Ill	Arenita subarc./argilítico/f. suturada	
		(1s)M3	Qm/Qp/F/L	30-40	Ch/FeOx	Vaque/ferruginoso/f. flotante	
		(1s)M4	Qm/Qp/IP	5-20	Qz2°/Ms/Ch	Arenita cuarzosa/Ill-Qz-Ch/F. suturada	
2	(2) AQ	(2)M1	Qm/Qp	< 7	Ms/Qz2°/Ch/FeOx	Arenita cuarzosa/Qz2°-Ill-Ch/Fábrica cóncavo-convexa	
	(2) CQ	(2)M2	Qm/Qp	-	Gt	Conglomerado cuarcítico/hematina-Goethita (Q2°)/ tangencial	
3	(3) Di	(3)M1	Qm/Qp/Bt	-	Ch/Ill/Qz2°	Conglomerado Q/ Ch-Arg/ fábrica tangencial	
		(3)M2	Qm/Qp	50-65	Ch/Ms	Vaque Q/ matriz/ f. flotante	
subsuelo							
G		G1	Qp/F/Ms/maf	<15	Ill/ Cl/ K	gruss pseudoestratificado	
1	1s	M(1s)1	Qm/Qp/FK/L	<10	Ill/ FeOx	Arenita sabulítica subarcósica/matriz/f. tangencial	
		M(1s)2	Qm/L	<15	Ill/Ch/FeOx	Arenita cuarzosa "sucia"/cemento ferruginoso-matriz/f. flotante	
		M(1s)3	Qm/Qp/L	-	Ill/FeOx/Ch	arenita conglomerádica lítica/cemento ferruginoso/ f. tangencial	
		M(1s)4	Qp/Qm/Pl	20-30	Ch/Qz2°	vaque Q-F / matriz illítica / f. flotante a tangencial	
		M(1s)5	Qm/Qp/FK/Pl/L	10	Ch/Ca/FeOx	arenita sabulítica subarcósica / chert / f. cóncavo-convexa	
B	SL-AQ	MB1	Qp/Qm/L	10-15	Ch/Ill	sublitoarenita/ matriz illítica / f. cóncavo-convexa	
		MB2	Qm/L	-	FeOx	Arenita cuarzosa/ cem. ferruginoso /cóncavo-convexa	
2		M(2)1	Qm 95%	<5	Qz2°/Ill/FeOx	arenita conglomerádica cuarzosa / matriz illita+chert/ f. cóncavo-convexa	
		M(2)2	Qm, Qp, Ls	<10	Ch	arenita cuarzosa / matriz illítica / f. cóncavo-convexa	
		M(2)3	Qp 70%	<5	-	arenita cuarzosa / matriz illítica / f. suturada	
		M(2)4	Qp 50 y qm 50	<2	Qz2°/Ill	arenita cuarzosa / (Qz2°) / f. recta	
		M(2)5	(2)5-1	Qm	< 2	Qz2°	Arenita cuarzosa mediana a gruesa/ Qz 2°/ f. suturada
(2)5-2	Qm		< 15	Ill	limolita-arenita muy fina cuarzosa / matriz illita-Ms / f. tangencia		
3		M(3)1	a	Qm	35-70	Arc. (Ill, Py)	Fangolita/ matriz illítica / f. flotante
			b	Qm / Qp	<35	Ill/Py	vaque/ arcillas autigénicas/ f. flotante
4		M(4)1	Qp/Qm	15-30	Ch/Q/Ill	vaque/ Ch-Ill / F. flotante	
		M(4)2	Qm	>80	Ch	lutita / Ch /F. Flotante	
Lentes y nódulos fosfáticos son descriptos en Cap. 9							

Tabla 6.1. Resumen de las microfacies identificadas en la asociación de facies cuarzo arcósicas de la Fm. Villa Mónica en el afloramiento y en el subsuelo. **Referencias:** Qm y Qp: cuarzo mono y policristalino; F: feldespato; FK: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Mc: microclino; L: Lítico; IP: intraclasto pelítico; Op: opaco; Maf: mineral máfico; Ms: muscovita; Qz2°: crecimiento secundario de cuarzo; Bt: biotita; Ill: illita; Cl: clorita; K: caolinita; Py: pirofillita; Ca: calcita; Ch: chert; FeOx: óxido de hierro; Gt: goethita.

Con respecto al Cuarzo en las muestras de grano más fino, es predominantemente monocristalino (variable entre 35 a 60%), mientras que en los conglomerados de grano más grueso es más abundante el policristalino (40 a 65%) (Fotos 3 a 10). Se observan frecuentemente cristales con contactos irregulares y otros con puntos triples. Los granos de cuarzo tienen en algunos casos extinción ondulante.

Los feldespatos identificados son microclino y plagioclasa. Los microclinos se observan con formas subhedrales, poco a moderadamente alterados y con su macla en enrejado bien acentuada (Fotos 3 y 4). Las plagioclasas son escasas y muestran maclas polisintéticas, se presentan poco alteradas. Se encuentran en proporciones variables entre (25 y 45%), predominan los granos con formas de cristales subhedrales aunque también se reconocen euhedrales y anhedrales. Los granos tienen formas predominantemente subredondeadas y se encuentran parcial a moderadamente alterados a sericita en sus planos de debilidad.

Matriz:

El contenido de matriz varía de muy escaso a moderado (5-30%) según la muestra analizada, aunque por lo general no supera el 10%. La misma está compuesta de illita detrítica, muscovita detrítica recristalizada, illita recristalizada, caolinita detrítica (Fotos 5 a 8). La misma se clasifica como una protomatriz parcialmente reemplazada por ortomatriz. Interiormente, los fragmentos de illita tienen un tamaño promedio de 30 μm y los granos de muscovita se presentan en láminas de mayor tamaño (de hasta 1000 μm) que en algunos casos aparecen deformadas (con clivaje curvado y fracturadas) (Fotos 7 y 8). En menor grado se reconoce la presencia de biotita parcialmente desferrizada.

Cementos:

Cemento de cuarzo: se identifica como crecimiento secundario en continuidad óptica alrededor de los clastos de cuarzo, se observan "trenes" de inclusiones y *coatings* de arcilla discontinuos en el contacto entre el clasto y el cemento (Fotos 3 y 4).

Asimismo, los óxidos de Fe constituyen el relleno de fracturas y poros secundarios los cuales se asocian a una disolución previa de los cementos cuarzosos o como reemplazo de la matriz arcillosa.

Microfábrica

Los contactos entre los granos son predominantemente cóncavo-convexos y suturados (Fotos 3 a 10), aunque también se reconocen algunos bordes rectos y puntos triples.

Los clastos de cuarzo se encuentran con frecuencia muy fracturados producto de la intensa compactación mecánica. Las evidencias de compactación química son la disolución de cuarzo en los contactos dando bordes irregulares y posterior cementación con cuarzo secundario (Fotos 3 a 10).

Subfacies (1s)

2) Microfacies (1s)M1 vaque (Q-F) cemento calcítico/ fábrica flotante.

Componentes detríticos:

Los granos son de subredondeados a subangulosos, con tamaños máximo de 2mm y mínimo de 100 μ m y la selección textural de los mismos es en general pobre.

El cuarzo se presenta como clastos subredondeados con bordes difusos, entre los que predomina el tipo monocristalino (80%) por sobre el policristalino (20%) (Fotos 11 y 12). Los mismos tienen un tamaño promedio de 750 μ m y algunos de ellos presentan extinción ondulosa.

Los feldespatos se encuentran muy alterados, casi enteramente reemplazados por sericita y *chert*, y deformados con formas que se adaptan al espacio poral y a los granos más competentes. Se reconocen por sus maclas difusas (Fotos 11 y 12).

Matriz:

La misma constituye entre un 20 y 40% de la microfacies, está compuesta por illita casi totalmente recristalizada y con *chert* como reemplazo por lo tanto se trata de una ortomatriz. La illita se presenta en laminillas que llegan a tamaños de hasta 50-70 μ m, (Fotos 13 y 14).

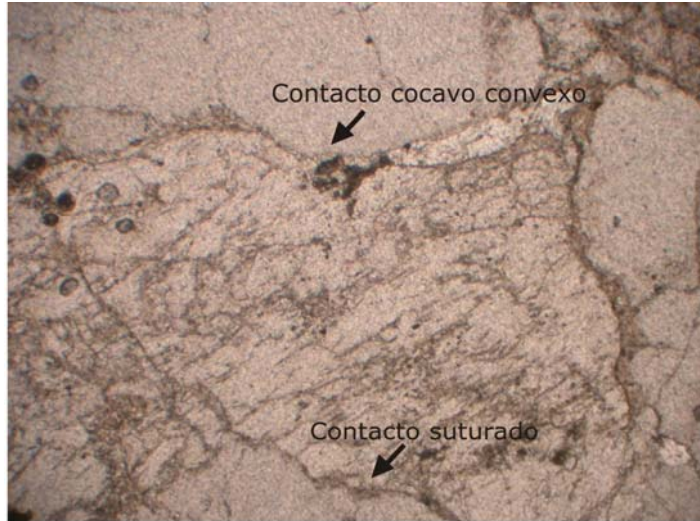


Foto 3. **Microfacies 1iM1**. Megaclastos de cuarzo policristalino y monocristalino, microclino sericitizado. Escasa matriz illítica. Contactos concavo-convexos y suturados. Cemento de cuarzo.

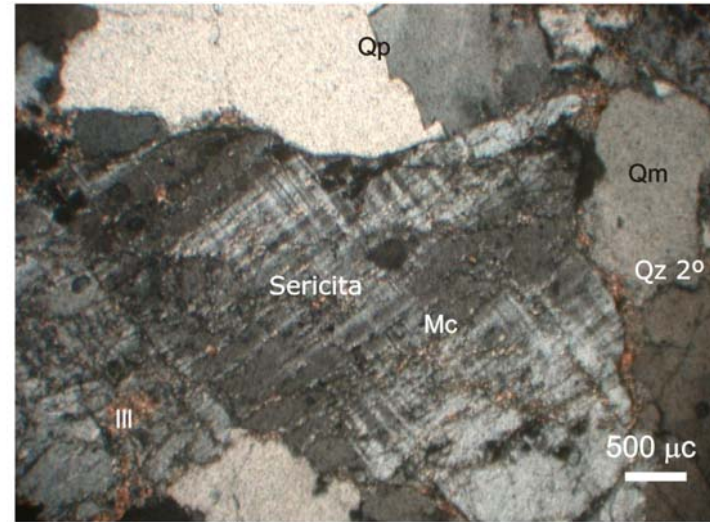


Foto 4. Misma vista con nicoles cruzados.

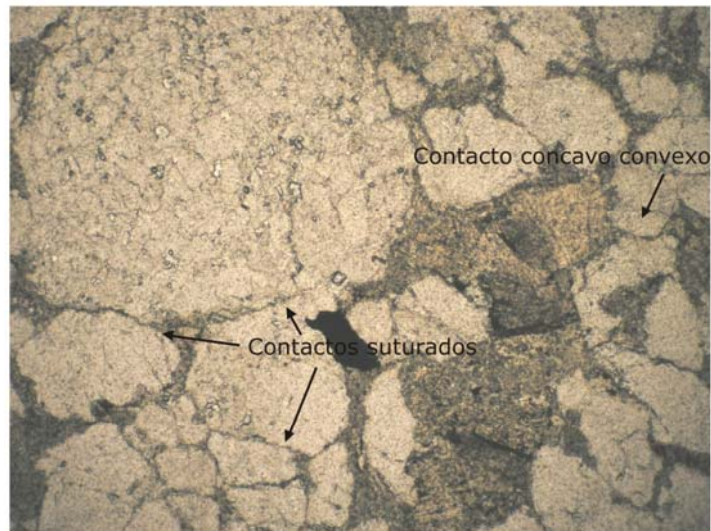


Foto 5. **Microfacies 1iM1**. Clastos de cuarzo policristalino y monocristalino. Matriz illítico-muscovítica detritica. Contactos concavo convexos y suturados.

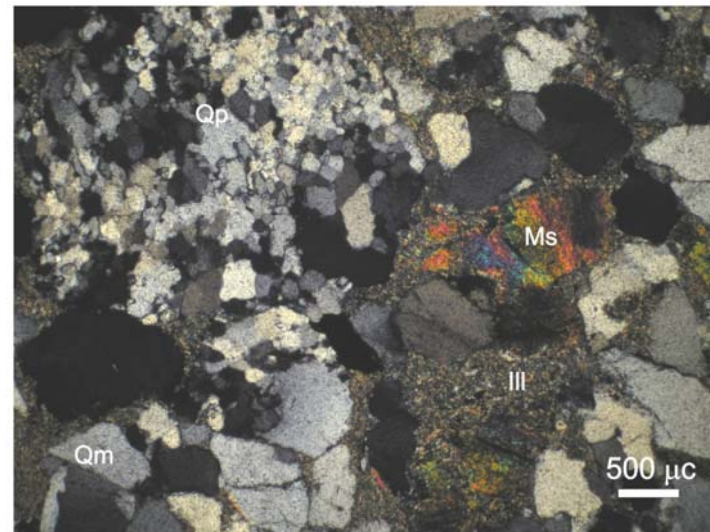


Foto 6. Misma vista con nicoles cruzados.

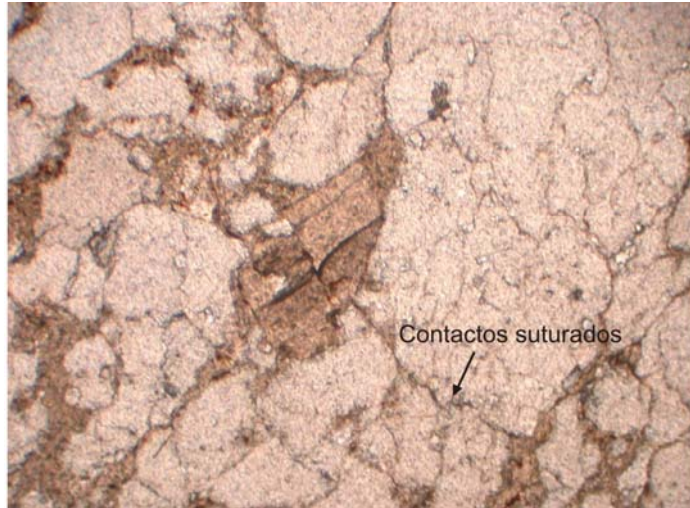


Foto 7. **Microfacies 1iM1**. Cuarzo policristalino y monocristalino. Escasa matriz illítica con muscovita detrítica

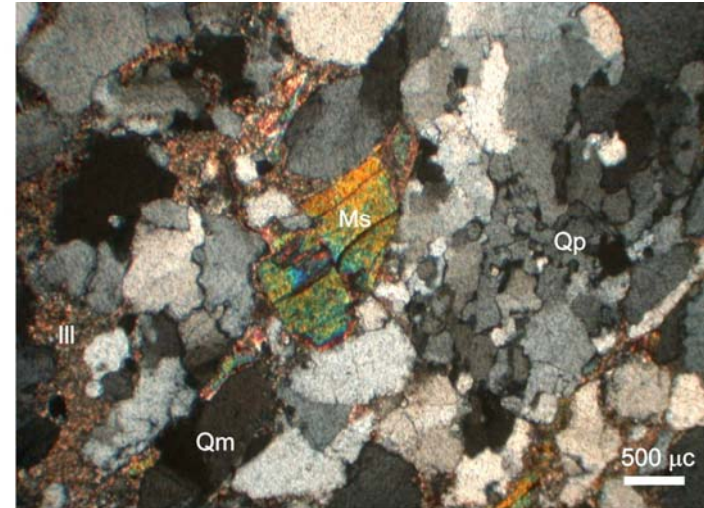


Foto 8. Misma vista con nicoles cruzados.

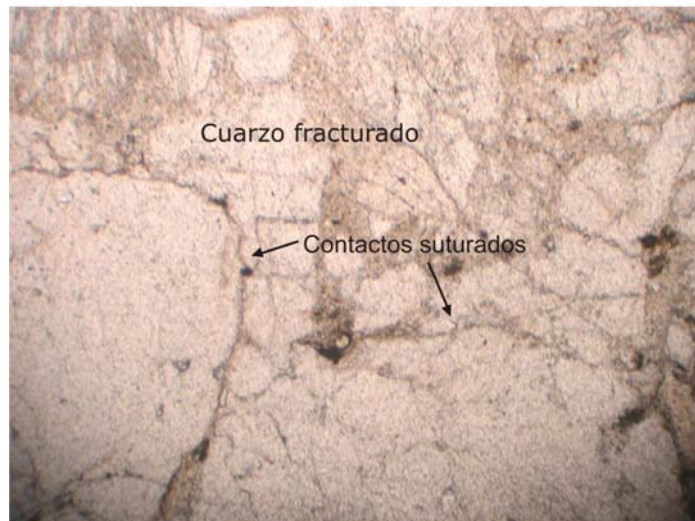


Foto 9. **Microfacies 1iM1**. Clastos de cuarzo policristalino y monocristalino, feldespatos. Matriz illítico-detrítica escasa, con muscovita detrítica recrystalizada. Contactos concavo convexos y suturados.

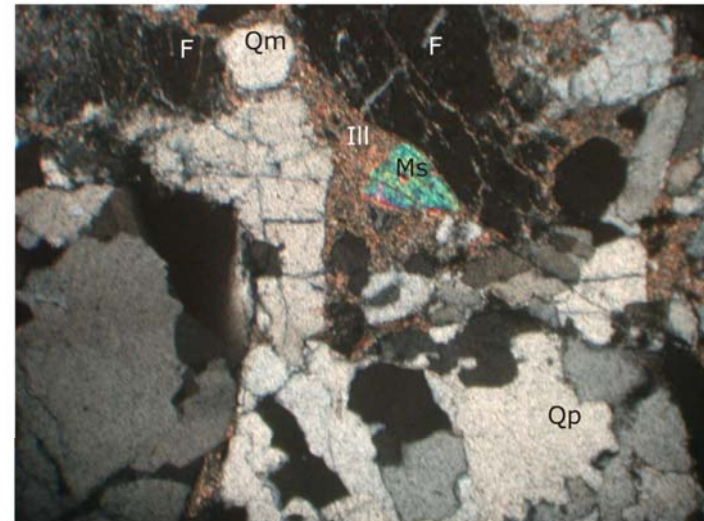


Foto 10. Misma vista con nicoles cruzados.

En los sectores en los que la matriz es relativamente más abundante se observan escasos clastos flotantes (normalmente los más pequeños) (Fotos 11 a 14).

Cementos:

El cemento de calcita de bajo Mg (LMC) aparece como reemplazo de la matriz argilítica entre los clastos, el mismo es macroesparítico y de tipo granular. El cemento de cuarzo adquiere formas irregulares, forma bordes rectos y ocupa espacios de poros secundarios, (Fotos 11 a 14).

Microfábrica

Predomina la fábrica flotante debido a la presencia de abundante matriz y cementos (Fotos 11 a 14). Sin embargo se reconocen contactos tangenciales y algunos rectos.

En esta microfacies es evidente el dominio de la compactación química dada por la abundante cementación y recristalización de la matriz, sin embargo se reconocen clastos deformados dúctilmente como los de feldespatos y *chert* (Fotos 11 y 12) y también con rotura frágil como algunos de cuarzo (Fotos 13 y 14).

Cabe destacar que los procesos de disolución son muy marcados, se distinguen bordes difusos en los granos de cuarzo (Fotos 13 y 14).

Por otra parte, la microfábrica se caracteriza por la homogeneización de la matriz mediante un reemplazo completo de la misma (ortomatriz) originando la pérdida de la orientación de los argilominerales y que adquiere una disposición azarosa de los argilominerales (Fotos 13 y 14).

3) Microfacies (1s)M2 Arenita subarcósica/ matriz recristalizada / fábrica suturada

Componentes detríticos:

Los clastos son subangulosas con tamaños entre 400 y 2500 μ m. En los mismos se reconocen bordes irregulares y hasta difusos en respuesta a una importante disolución y la selección es de moderada a pobre (Fotos 15 a 18). Granulométricamente corresponde a una arenita gruesa a muy gruesa casi sabulítica.

El cuarzo se presenta en granos muy fracturados y con disolución tanto de los bordes como de partes internas (Fotos 15 a 18). Predomina el tipo monocristalino (79 a 90%) sobre el policristalino (10-30%).

Los clastos de feldespatos poseen borde más o menos nítidos. Predomina el microclino con macla en enrejado el cual se presenta con escaso reemplazo por sericita (Fotos 17 y 18).

Matriz:

Esta es escasa y se encuentra en general en proporciones menores al 15%. Se trata de una ortomatriz de composición illítica y que presenta granos de muscovita detrítica recristalizada (protomatriz), (Fotos 15 y 16).

Cementos:

Se reconoce la presencia de cemento de cuarzo intercrecido en la matriz y como crecimiento secundario sumado a una recristalización de la matriz que oblitera totalmente los poros.

Microfábrica

La disposición entre los granos y la matriz es muy apretada, dominan los contactos suturados aunque también se reconocen cóncavo-convexos.

El grado de compactación es muy alto. Se reconocen granos de cuarzo muy fracturados, presencia de estilolitas muy desarrolladas que ponen en contacto sectores diferentes de la microfacies (Fotos 15 y 16). La abundancia de bordes suturados entre clastos y clastos interpenetrados indica asimismo una importante compactación química de esta microfacies. La misma ha sido acompañada por importante disolución de los granos de cuarzo y posterior precipitación de cemento argilítico y *chert* en los poros formados secundariamente (Fotos 15 y 16).

Cabe destacar que se reconocen claramente tres tipos de disolución diferentes: 1) en los contactos entre granos que origina bordes suturados, interpenetrados y cóncavo-convexos, 2) disolución por presión que incluye tanto al material detrítico como a la matriz generando estilolitas y 3) corrosión en un mismo grano generando poros secundarios (Fotos 15 y 16).

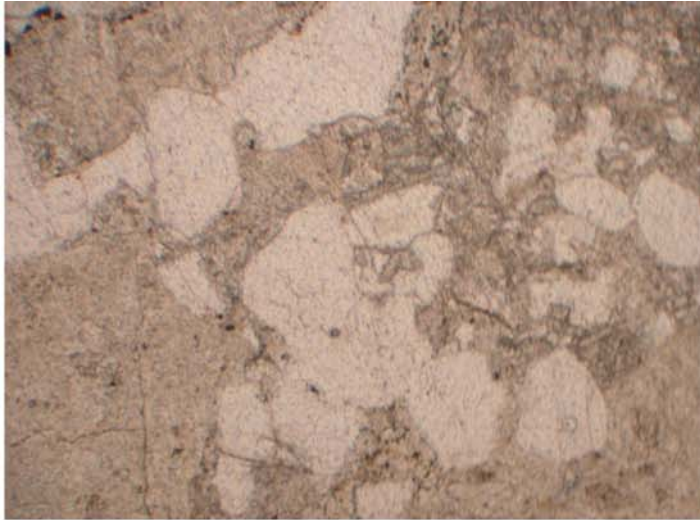


Foto 11. **Microfacies 1sM1**. Se observan feldespatos alterados, cuarzo de bordes irregulares, con engolfamientos, illita y cemento calcítico (tipo LMC) y cuarzo (Qc).

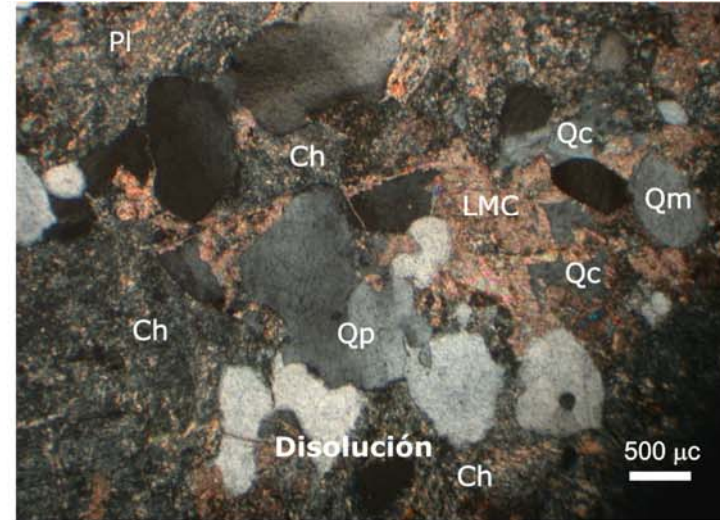


Foto 12. Misma vista con nicolas cruzados.



Foto 13. **Microfacies 1sM1**. Detalle de crecimiento de cemento calcítico tipo LMC en la matriz arcillosa recristalizada.

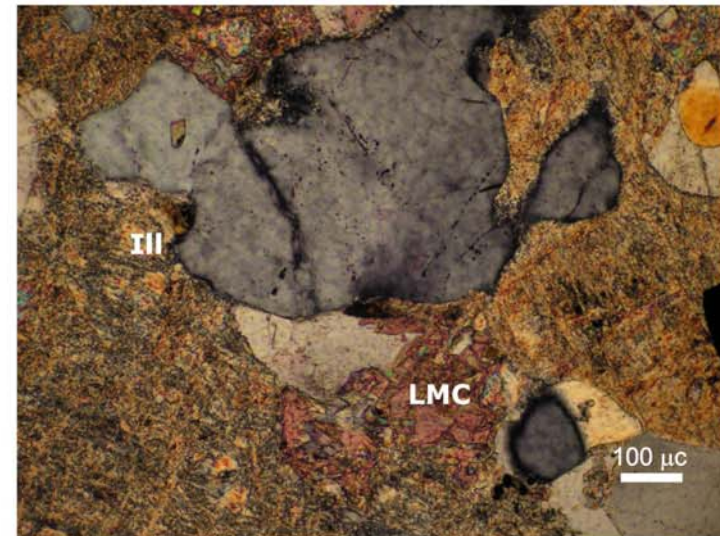


Foto 14. Misma vista con nicolas cruzados.

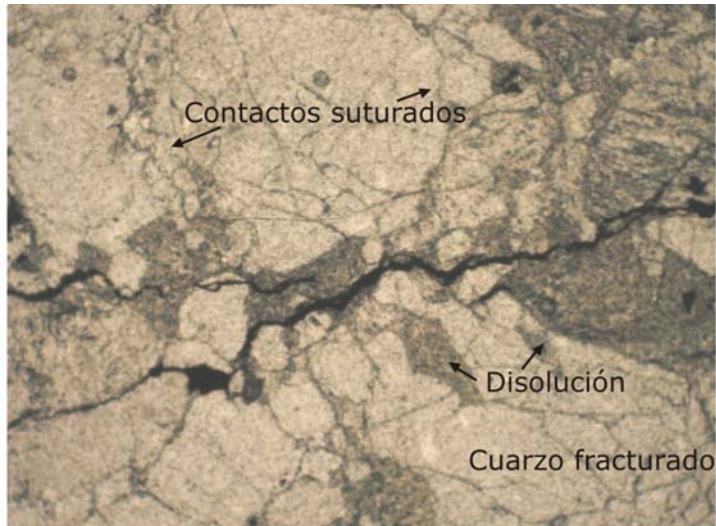


Foto 15. **Microfacies 1sM2**. Abundante Qm, feldespatos alterados, matriz escasa Ill y Ch con desarrollo de estilolitas.

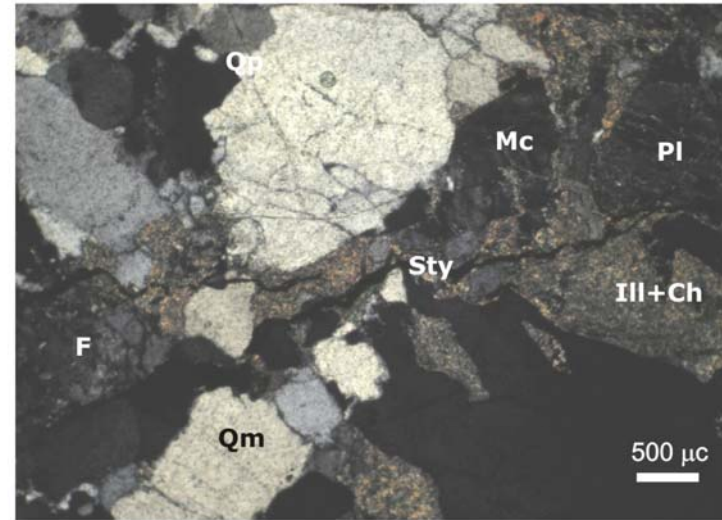


Foto 16. Misma vista con nicoles cruzados.

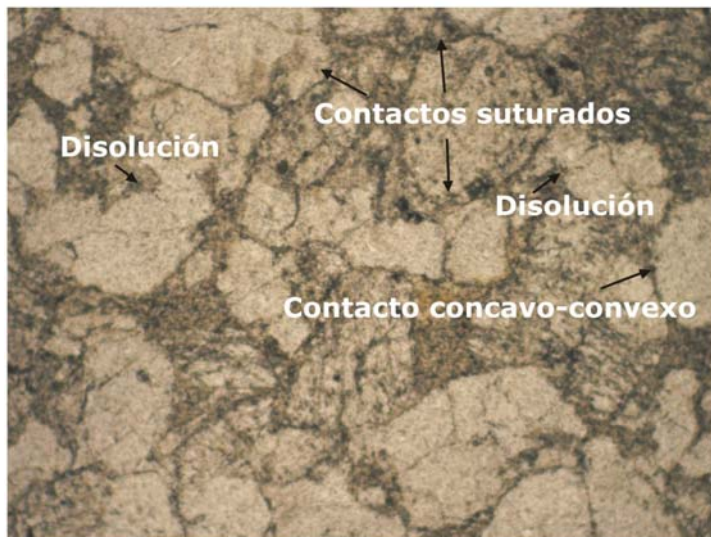


Foto 17. **Microfacies 1sM2**. Abundante Qm, feldespatos alterados, microclino, matriz escasa illítica con muscovita

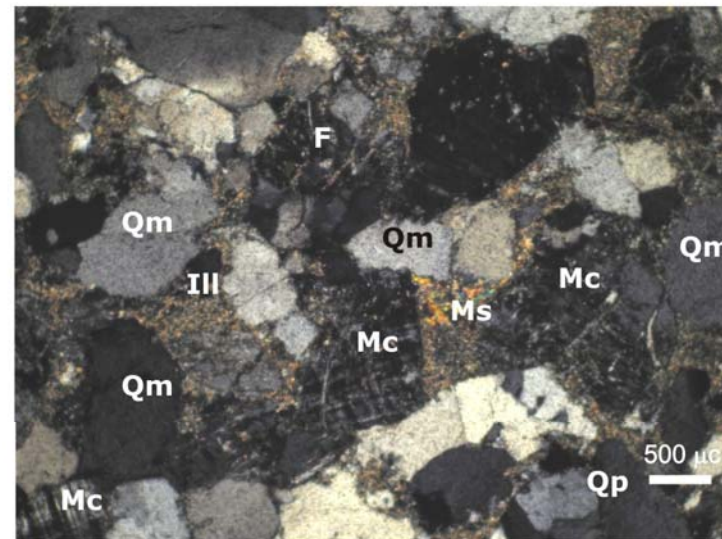


Foto 18. Misma vista con nicoles cruzados.

4) Microfacies (1s)M3 Vaque / cemento FeOx- chert / fábrica flotanteComponentes detríticos:

Los granos son de subredondeados a subangulosos con tamaños entre 30 y 2000 μ m (de fina a muy grueso) y muy pobremente seleccionados.

El cuarzo se presenta tanto monocristalino como policristalino con tamaño de grano variable entre 150 y 1500 μ m, los mismos poseen bordes corroídos con engolfamientos (Fotos 19 y 20).

Los feldespatos se presentan en escasa proporción (menos del 10%) alterados y con bordes muy difusos (Fotos 19 y 20).

Los fragmentos líticos están constituidos por *chert* de formas irregulares que y que adoptan la forma de los espacios entre los otros granos (Fotos 19 y 20).

Matriz:

La matriz es de moderada a abundante entre 30 y 40%. Está compuesta predominantemente por illita recristalizada (ortomatriz) y en parte reemplazada por chert, con granos de muscovita detrítica (protomatriz) de mayor tamaño (Fotos 19 y 20).

Cementos: el chert reemplaza a la matriz donde también se desarrolla muscovita autigénica (Fotos 19 y 20). También es abundante el cemento ferruginoso que se observa como opacos que ocupan espacios generados en la matriz correspondientes a poros secundarios (Fotos 19 y 20).

Microfábrica

Domina la fábrica flotante, aunque se reconocen algunos contactos tangenciales y cóncavo-convexos (Fotos 19 y 20).

La presencia de contactos tangenciales a rectos indican en apariencia una escasa compactación mecánica, sin embargo algunos clastos se presentan parcialmente fracturados (Fotos 19 y 20). Por otra parte, las evidencias de los procesos de disolución se observan en los granos de cuarzo cuyos bordes se presentan corroídos y con engolfamientos (Fotos 19 y 20).

5) Microfacies (1s)M4 Arenita cuarzosa /M(III)+Q+Ch/ fábrica suturadaComponentes detríticos:

Los granos son predominantemente subredondeados con moderada a buena selección y tamaños que promedian entre los 500 y 1000 μm (de gruesa a muy gruesa).

El cuarzo se presenta mayoritariamente como monocristalino (70%) y en menor proporción el tipo policristalino (30%) con formas subredondeadas a subangulosas y tamaños entre 700 y 2000 μm . Muchos clastos se encuentran fracturados y con disolución parcial tanto en el interior de los granos como de los crecimientos secundarios de los bordes (Fotos 21 y 22).

Los intraclastos pelíticos son escasos, están compuestos de illita y muscovita recrystalizadas y tienen formas que se adaptan a los espacios entre los granos, se reconocen micas plegadas (Fotos 21 y 22).

Matriz: esta compuesta por illita recrystalizada, chert como reemplazo y muscovita detrítica recrystalizada, varía entre el 5 y 20%, aunque en la mayor parte de la muestra es muy escasa. En la matriz puede observarse que la recrystalización de los granos de illita alcanzan tamaños promedio de 25 μm (ortomatriz), en la misma se reconocen pequeños granos de cuarzo asimilados durante su crecimiento (fotos 25 y 26).

Cementos:

Los cementos presentes en esta microfacies están representados por crecimiento secundario de cuarzo y *chert* en la matriz. Asimismo, puede reconocerse cemento de *chert* en los contactos entre los granos de cuarzo (Fotos 23 y 24).

Microfábrica

En esta microfacies se observa un predominio de los contactos suturados aunque hay cóncavo-convexos.

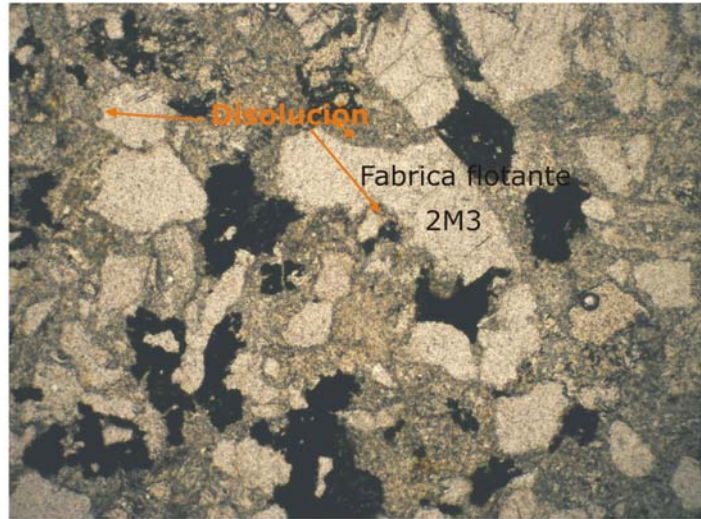


Foto 19. **Microfacies 1sM3.** cuarzo de anguloso a subanguloso, plagioclasas alteradas, chert, y opacos. Abundante matriz illítica con muscovita detrítica recristalizada.

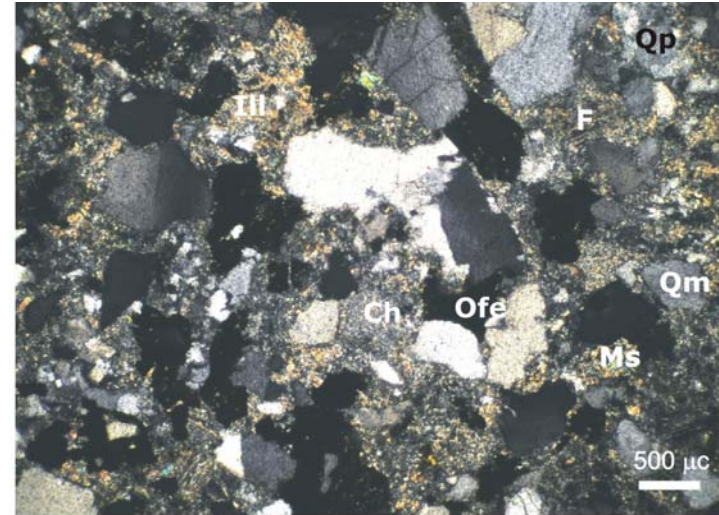


Foto 20. Misma vista con nicoles cruzados.

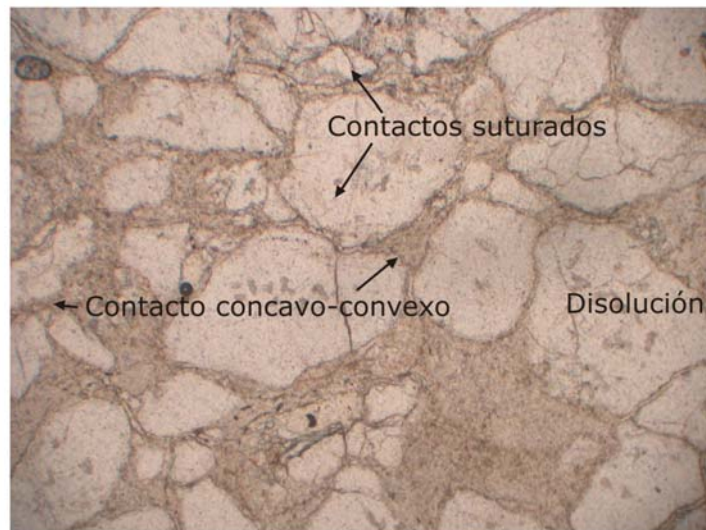


Foto 21. **Microfacies 1sM4.** Abundante Qm, abundante matriz illítico muscovítica recristalizada. Crecimiento de cuarzo secundario y chert en la matriz. Fábrica suturada.

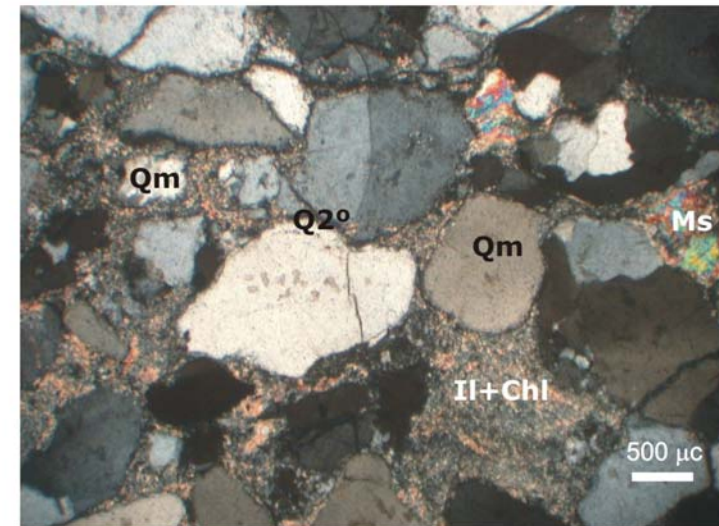


Foto 22. Misma vista con nicoles cruzados.

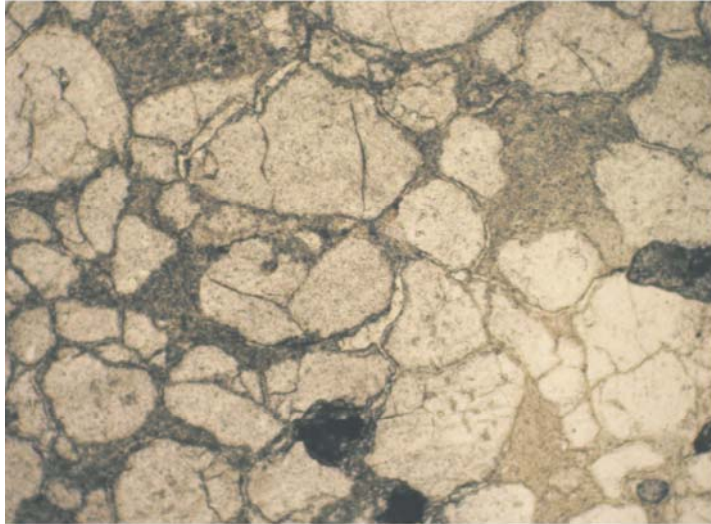


Foto 23. **Microfacies 1sM4**. Abundante Qm, escaso Qp. matriz illítico-muscovítica recrystalizada. Crecimiento de cuarzo secundario. Fábrica suturada.

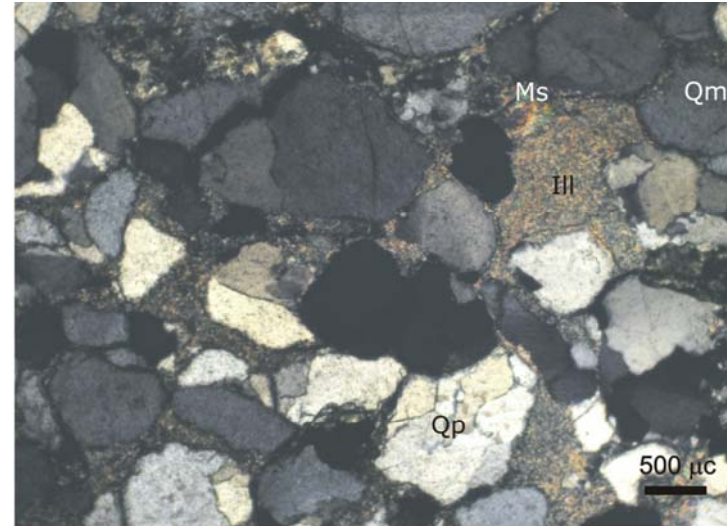


Foto 24. Misma vista con nicoles cruzados.

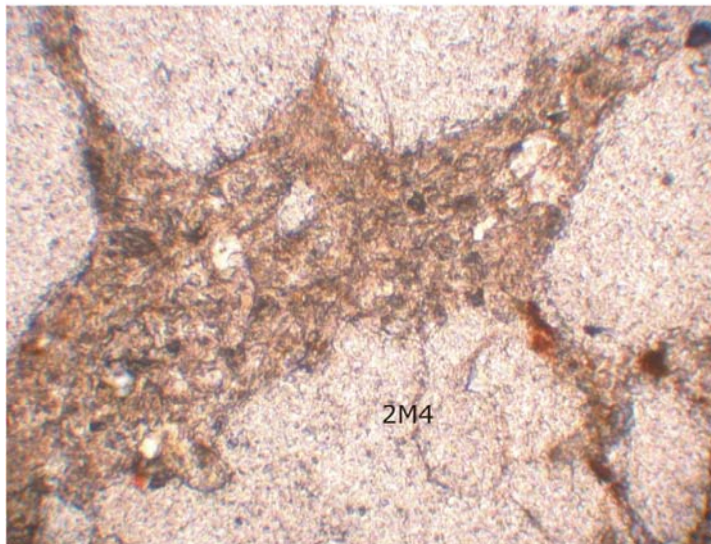


Foto 25. Detalle de la foto anterior. Se observa la matriz illítica recrystalizada sin orientación preferencial .

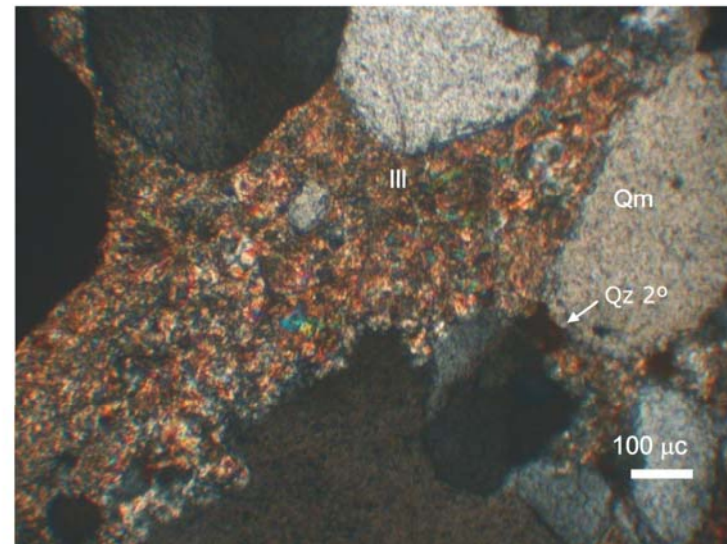


Foto 26. Misma vista con nicoles cruzados.

El grado de compactación mecánica evidenciado por esta microfacies es de moderado a alto y está dado por la fracturación de los granos de cuarzo (Fotos 21 a 24) y la flexuración de las micas presentes en la matriz y en los intraclastos (Fotos 21 y 22).

Las evidencias de compactación química son principalmente atribuidas a la abundancia de contactos suturados (Fotos 21 y 22).

En cuanto a los fenómenos de disolución se puede observar que la misma afecta a los granos de cuarzo tanto en su parte interna como en la disolución parcial o total del crecimiento secundario en los bordes de los mismos (ver Fotos 21 y 22).

Facies sedimentaria (2)

6) Microfacies (2)M1 Arenita cuarzosa/Qz2^o-Ill-Ch/Fábrica cóncavo-convexa.

Componentes detríticos:

Los granos son subredondeados del tamaño arena muy gruesa (1000 a 2000 μ m), moderadamente seleccionados y compuestos esencialmente por cuarzo (Fotos 27 y 28). Los clastos de cuarzo monocristalino y policristalino se encuentran y en general muy fracturados principalmente los policristalinos.

Matriz:

Está compuesta fundamentalmente por illita recristalizada (ortomatriz) con algo de *chert* y granos de muscovita. La misma se presenta en proporciones escasas a muy escasas (5-7%).

Cementos: Crecimiento secundario de cuarzo y *chert*. Cabe destacar que el cuarzo secundario es parcialmente disuelto y en su lugar precipita un cemento ferruginoso de color negro (Fotos 27 y 28).

Microfábrica

En general dominan los contactos entre granos de tipo cóncavo-convexos, aunque algunos son rectos y tangenciales.

Existen evidencias de una fuerte compactación mecánica dada por la presencia de granos muy fracturados y por la flexuración de los granos de micas desferrizadas (Fotos 27 y 28). Por otra parte se reconoce la disolución parcial de los cementos como es el caso de los crecimientos secundarios de cuarzo (Fotos 27 y 28).

7) Microfacies (2)M2 Conglomerado cuarcítico/ hematita-goethita (Q2^o)/ tangencial.

Componentes detríticos:

Los clastos tienen formas de subredondeadas a subangulosas con tamaños variables entre 300 μ m y hasta escasos centímetros, la selección es pobre y están compuestos enteramente por cuarzo (Fotos 29 y 30).

El cuarzo monocristalino es de redondeado a subredondeado y de tamaño promedio 1000-1500 μ m. El cuarzo policristalino presenta formas irregulares angulosas y tamaños desde varios milímetros a escasos centímetros.

Cementos: predomina el cemento ferruginoso (goethita) que ocupa los espacios porales e incluso aquellos dejados luego de la disolución de los crecimientos de cuarzo secundario.

Microfábrica

En general los contactos son de tangenciales a cóncavo-convexos (Fotos 29 y 30). Se observa que algunos granos presentan con escasas fracturas como rasgo de compactación mecánica.

Con respecto a los fenómenos de disolución, se observa que el cemento cuarzoso ha sido reemplazado parcialmente por cemento ferruginoso, el cual a su vez forma pátinas alrededor de los granos (Fotos 29 y 30).

Facies sedimentaria (3)

8) Microfacies (3)M1 Conglomerado cuarzoso/Ch-III/f. tangencial

Componentes detríticos:

Los clastos son cuarzosos con tamaño y forma muy variables y se los encuentra desde redondeados a muy angulosos.

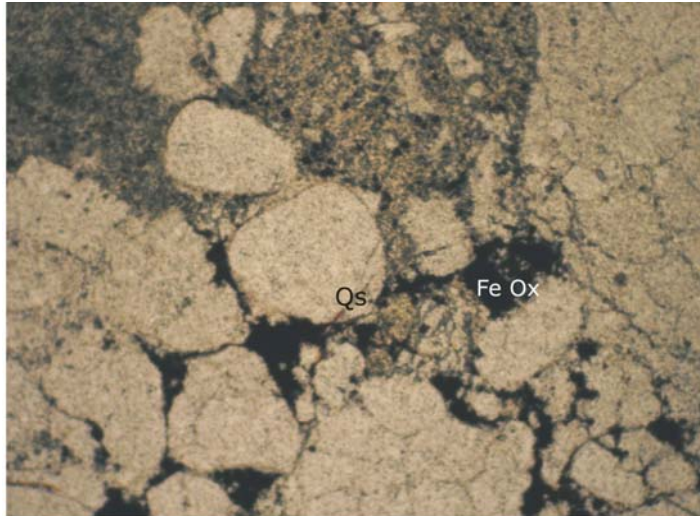


Foto 27. **Microfacies 2M1.** Se observan granos de Qm y Qp de formas suredondadas, escasa matriz illítica con muscovita detrítica. Crecimiento secundario de cuarzo.

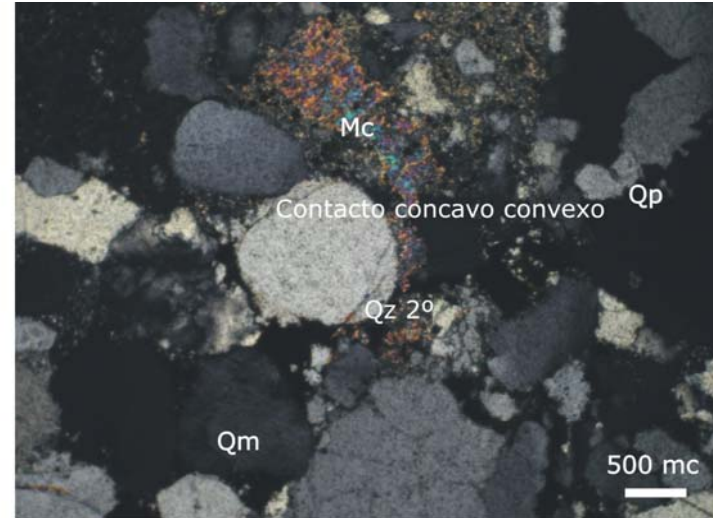


Foto 28. Misma vista con nicoles cruzados.

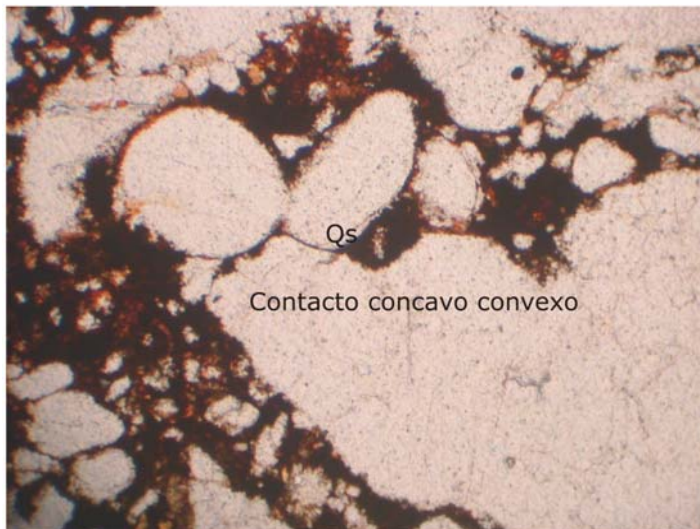


Foto 29. **Microfacies 2M2.** Se observan, Qm de redondeado a subredondeado y Qp irregulares, el cemento ferruginoso reemplaza al crecimiento secundario de cuarzo.

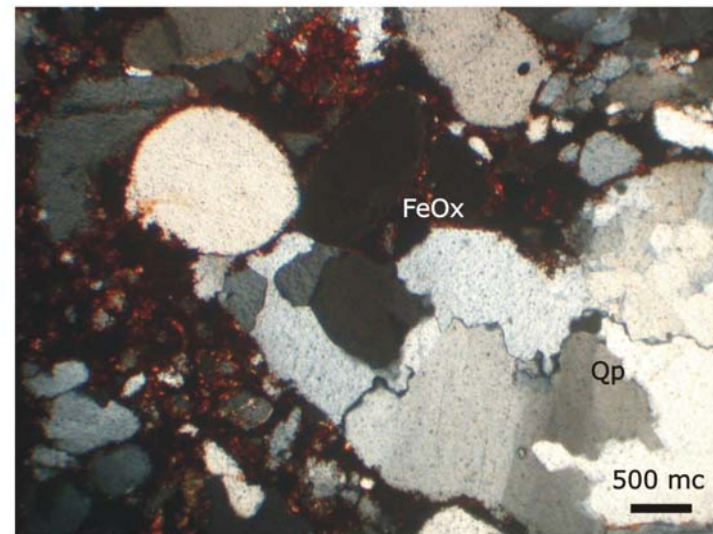


Foto 30. Misma vista con nicoles cruzados.

Los clastos de gran tamaño son escasos principalmente compuestos de cuarzo monocristalino y policristalino, tienen entre 1 y 2cm de diámetro con moda en 0,5-1mm (arena gruesa). Se han identificado escasos granos de biotita, otros de minerales opacos y circones detríticos redondeados y fracturados. Selección muy pobre.

Los granos más finos están constituidos por cuarzo monocristalino (90%) y policristalino (10%). Los de cuarzo monocristalino son de tamaño muy variable de 200 μ m a varios milímetros, poseen formas de subangulosas a subredondeadas, se presentan muy fracturados. Los mismos se encuentran rodeados de *chert* como cemento (Fotos 31 y 32) que en partes se intercala en los rebordes de los granos con arcilla. Por último los clastos más pequeños son de redondeados a angulosos y de hasta 15 μ m de diámetro.

Matriz:

La matriz arcillosa es muy escasa y de composición mayormente illítica, está en partes reemplazada por *chert*; en la misma se reconoce la recristalización de muscovitas detríticas (Fotos 33 y 34). La misma se trata de una protomatriz parcialmente reemplazada por ortomatriz.

Cementos:

Entre los cementos presentes se reconoce *chert* como relleno de venas (Fotos 31 y 32); cemento argilítico que puede estar rellenando los bordes entre granos saciados a estilolitas (Fotos 33 y 34). El crecimiento secundario de cuarzo es algo restringido pero se reconoce sobretodo donde los contactos son rectos, (Fotos 33 y 34).

Microfábrica

Se reconocen contactos tangenciales y por sectores una fábrica más apretada con dominio de contactos rectos.

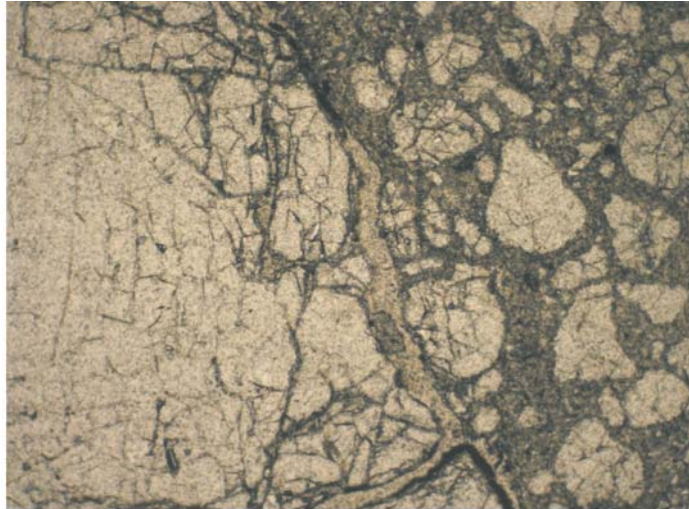


Foto 31. **Microfacies 3M1.** Qm muy fracturado de suanguloso a subredondeado. Cemento argilítico y chert como relleno de fracturas. Fábrica flotante.

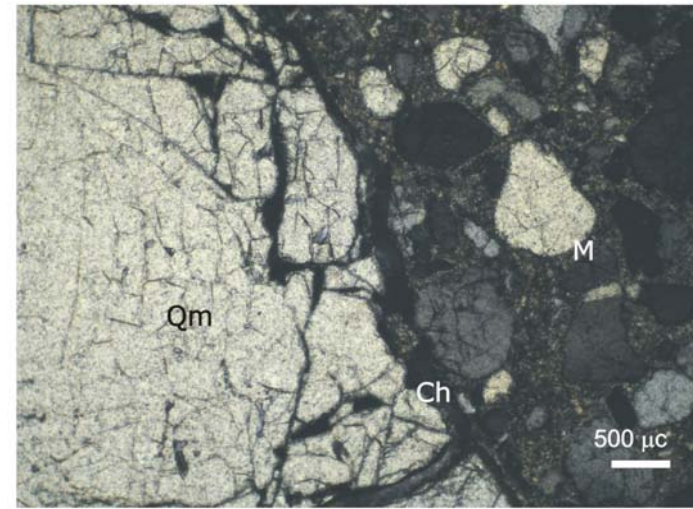


Foto 32. Misma vista con nicolas cruzados.



Foto 33. **Microfacies 3M1.** Similar a la anterior solo que las venas presentan cemento argilítico y la fábrica en este sector es más apretada con desarrollo de estilolitas.

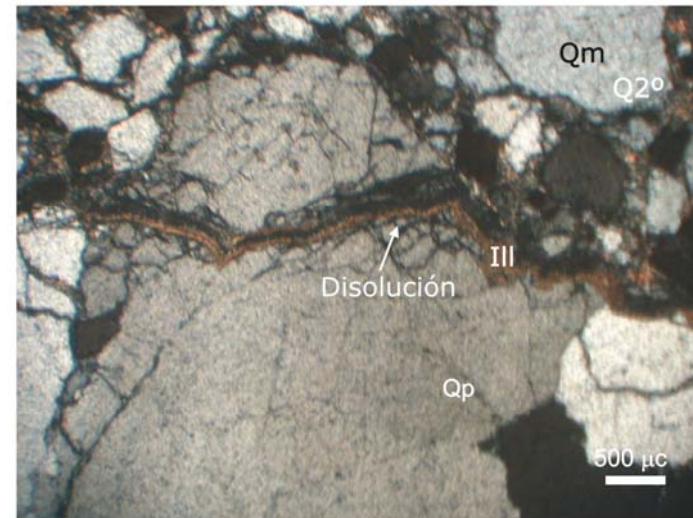


Foto 34. Misma vista con nicolas cruzados.

La fábrica es azarosa por lo tanto no se observa orientación preferencial de los clastos o de la matriz.

El grado de compactación mecánica es notable y está evidenciado por una importante fracturación de los granos (Fotos 31 a 34). Los rasgos de compactación química son representados por la presencia de estilolitas y venas (Fotos 31 a 34). Dada la orientación de las mismas, pseudoperpendicular a la estratificación, podrían relacionarse a un origen tectónico.

9) Microfacies (3)M2 Vaque cuarzoso/ matriz (recrist Ill-Ch)/ f. flotante

Componentes detríticos:

a) Los clastos son casi enteramente cuarzosos con tamaños variables entre 100 y 1500 μ m, muy pobremente seleccionados y con formas de angulosas a subredondeadas. También se reconocen escasos granos de minerales opacos. Predomina el cuarzo monocristalino (90%) sobre el policristalino (10%), el mismo se observa con distinto grado de fracturación interna, (Fotos 35 a 38).

b) Entre los componentes detríticos, además de los mencionados para la submicrofacies (a) de arriba se presentan intraclastos pelíticos de varios milímetros que se caracterizan por la presencia de bordes discontinuos de cemento de *chert*, (Fotos 39 a 42). Asimismo, en estos clastos se observa la presencia de algunos granos de cuarzo incluidos en la pelita. Estos clastos son de tamaños centimétricos, con formas subredondeadas, internamente algo deformados y con bordes recristalizados en contacto con la matriz circundante (Fotos 39 a 42).

Matriz:

Es en general muy abundante (entre 50 y 65%), la misma está compuesta esencialmente por illita, en la submicrofacies 4M2a se caracteriza por estar recristalizada con desarrollo de muscovita autigénica y reemplazo parcial por *chert*, en la (3)M2b la misma posee un aspecto más "primitivo" y tiene una granulometría mucho menor. Asimismo, se reconoce la deformación de la misma fundamentalmente en la parte inferior de los cristales y en algunos casos se desarrollan pseudoestilolitas (Fotos 35 a 42). Dado que la matriz se encuentra parcial a totalmente recristalizada de acuerdo al sector observado se podría decir

que se trata de una combinación entre protomatriz y ortomatriz, con desarrollo aleatorio de epimatriz.

Cementos: El cemento de *chert* aparece como reemplazo en la matriz y en los bordes de algunos clastos pelíticos. Otro rasgo de cementación está dado por la agradación o recristalización de la illita de la matriz y el crecimiento autigénico de muscovita.

Microfábrica

En general se observa que dada la abundancia de la matriz pelítica, domina la fábrica flotante.

Los granos de cuarzo se presentan ocasionalmente muy fracturados mientras otros se reconocen sin fracturas lo que podría estar indicando que su rotura frágil sería previa a su depositación. Por lo tanto no se considera como un rasgo de compactación mecánica *in situ*, ya que se considera que la misma debiera haber afectado a todos los granos en mayor o menor grado.

Por otro lado, uno de los rasgos de compactación mecánica-química que se reconocen se relaciona a la presencia de superficies apretadas y deformadas en la matriz pelítica que afectan principalmente los bordes inferiores de los granos (Fotos 35-38). Sin embargo, la submicrofábrica (b) presenta una laminación que se interrumpe en los contactos con los granos o bien que bordea a los mismos (Fotos 39 a 42).

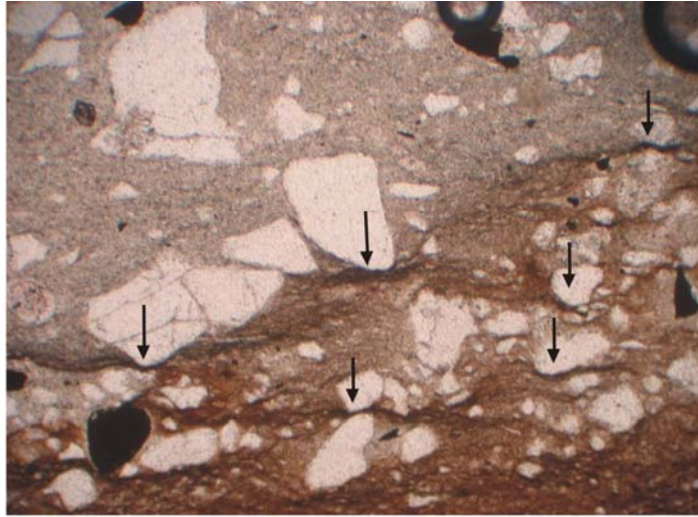


Foto 35. **Microfacies 3M2**. Abundante qm de anguloso-subanguloso. Matriz abundante. Las flechas muestran que la matriz se deforma respecto a las caras inferiores de los granos

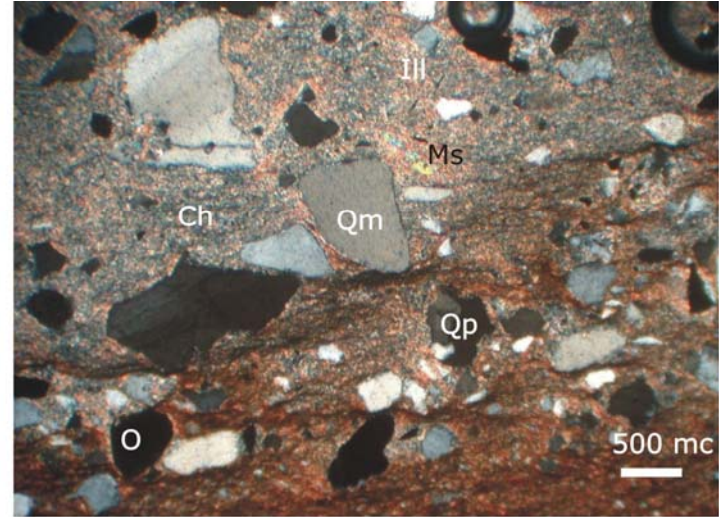


Foto 36. Misma vista con nicoles cruzados.

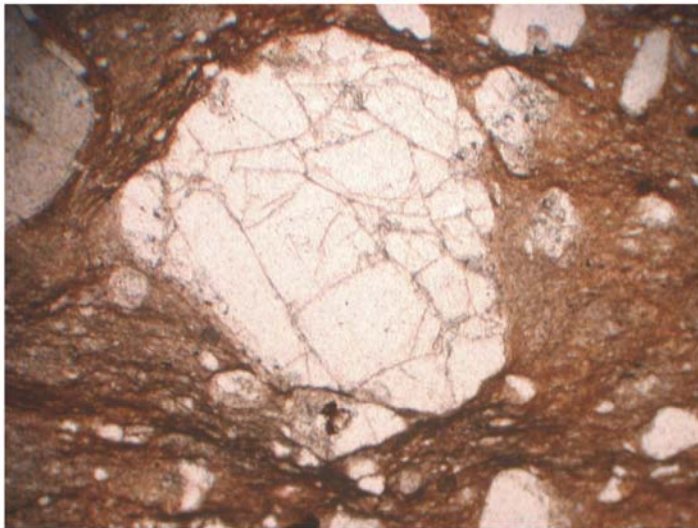


Foto 37. **Microfacies 3M2**. Detalle de la muestra anterior se observa la deformación diferencial en la cara inferior respecto a la superior del clasto. (Is Intraclasto pelítico).

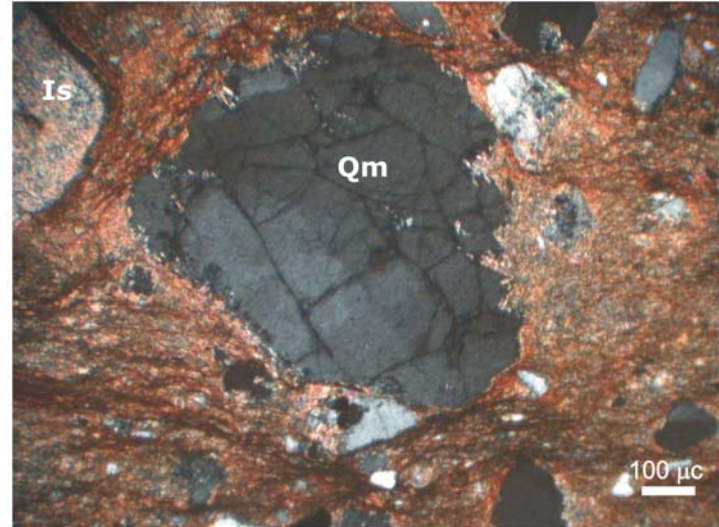


Foto 38. Misma vista con nicoles cruzados.



Foto 39. **Microfacies 3M2b**. El Qm es mas escaso, presenta grandes intraclastos pelíticos que en parte se adaptan y en parte cortan a la laminación.

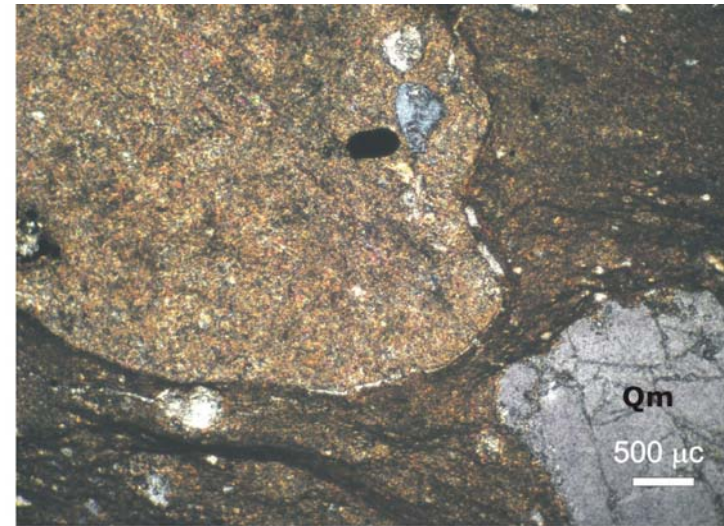


Foto 40. Misma vista con nicoles cruzados.

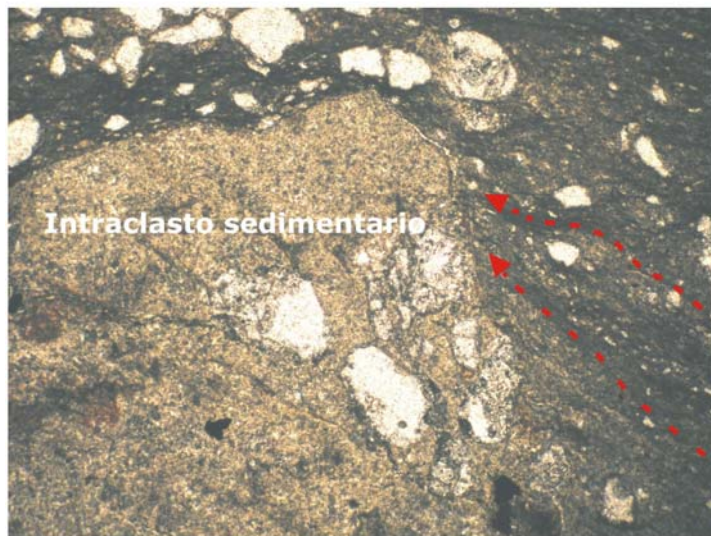


Foto 41. **Microfacies 3M2b**. La flechas rojas señalan que la laminación se interrumpe en el contacto con los clastos.

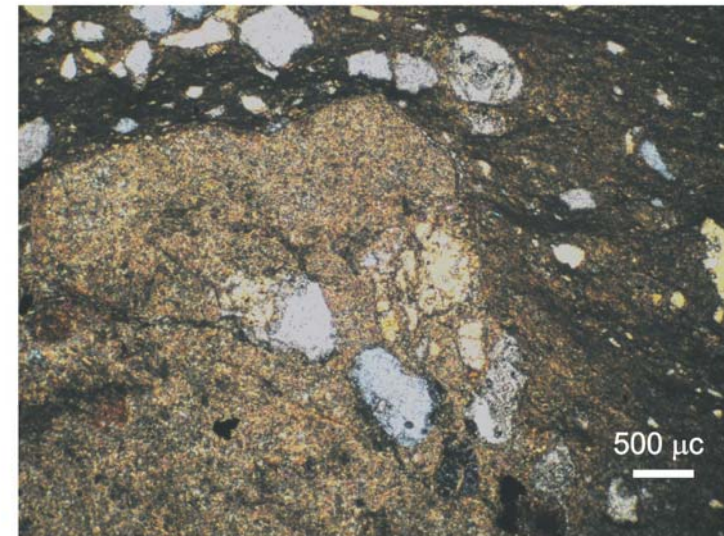


Foto 42. Misma vista con nicoles cruzados.

6.3.1.2 Microfacies AFQA identificadas en el subsuelo (EP)

En el Núcleo Central de las Sierras Bayas, en las perforaciones realizadas en la cantera El Polvorín (EP) se reconocen cuatro facies sedimentarias dentro de la AFQA, las cuales poseen algunas características composicionales y diagenéticas diferentes respecto a las mismas sucesiones presentes en los afloramientos del núcleo Septentrional. Cabe destacar por un lado que la Facies sedimentaria B de arenitas líticas y sublitoarenitas solo se reconoce en este perfil, mientras que en el mismo la Facies sedimentaria 3 está representada por fangolitas laminadas y vaques cuarzosos con importante alteración hidrotermal. Esta última se encuentra intercalada con Facies sedimentaria 4, la cual fue se reconoce la subfacies 4F está compuesta por lentes y nódulos fosfáticos. Estos niveles fosfáticos son descriptos en detalle en el capítulo 9.

Las quince (15) microfacies identificadas en el subsuelo de la cantera El Polvorín de la AFQA I, se agrupan dentro de la facies y/o subfacies sedimentaria de la siguiente manera:

5 microfacies en la Facies sedimentaria (1)

Subfacies (1s)

M(1s)1

M(1s) 2

M(1s)3

M(1s)4

M(1s)5

2 microfacies en la Facies sedimentaria (B)

MB1

MB2

5 microfacies en la Facies sedimentaria (2)

M(2)1

M(2)2

M(2)3

M(2)4

M(2)5

1 microfacies en la Facies sedimentaria (3)

M(3)1: submicrofacies M(3)1a Y M(3)1b

y 2 microfacies en la Facies sedimentaria (4)

M(4)1

M(4)2

Facies sedimentaria (1)

Subfacies (1s)

1) **Microfacies M(1s)1** arenita sabulítica subarcósica / matriz illítica / fábrica tangencial. Fotos 43 y 44.

Componentes detríticos:

Entre los componentes detríticos se encuentran cuarzo mono y policristalino, fragmentos líticos y feldespatos alcalinos. El tamaño de los granos es variable entre 100 μ m y hasta 3mm, y con tamaño promedio de alrededor de los 350 μ m. La selección es pobre y presentan formas de subangulosas a subredondeadas.

Los granos de cuarzo son predominantemente monocristalinos (70%) con tamaños bastante uniformes entre 300 y 400 μ m. El cuarzo policristalino se presenta en clastos más gruesos en general mayores a los 500 μ m y que alcanzan los 2mm.

Entre los feldespatos se reconoce la presencia de microclino, en las Fotos 43 y 44 se observa un grano muy grande (aproximadamente 3mm) que presenta disolución parcial en el interior del mismo y un contorno muy irregular.

Los fragmentos líticos son casi exclusivamente de chert, en ellos también puede verse una disolución parcial.

Matriz: es bastante escasa (menor al 10%) en general es illítica recristalizada (ortomatriz).

Cementos:

Se reconoce un cemento argilítico que forma *coatings* arcillosos que rodean a todos los granos. Se observa la presencia de un cemento ferruginoso rojizo que se encuentra obliterando por completo los espacios entre los granos.

Microfábrica

Se denota un dominio de los contactos de tipo tangenciales con algunos rectos aunque llama la atención que en todos ellos se desarrollan *coatings* arcillosos, es decir que los clastos no se llegan a tocar entre sí, lo que le da un aspecto de microfábrica "flotante".

El grado de compactación es difícil de establecer, sin embargo teniendo en cuenta los tipos de contactos (tangenciales y rectos), la escasa fracturación de los granos y la ausencia de otros rasgos podría inferirse que el mismo es moderado.

Por otra parte, se reconocen rasgos de disolución que afecta a los granos de feldespatos (internamente con zonas de disolución) (Fotos 43 y 44) y en los bordes de los clastos de cuarzo.

2) Microfacies M(1s)2 sublitoarenita fina/ cemento ferruginoso/ fábrica flotante.

Componentes detríticos:

Los granos son de granulometría más o menos constante en general entre 400-500 μ m. Se encuentran bien seleccionados y con formas muy angulosas asociadas a la intensa disolución de los bordes.

El cuarzo es predominantemente monocristalino y presenta bordes difusos y engolfamientos producto de la disolución de los mismos (Fotos 45 y 46).

Los clastos líticos están compuestos por *chert* y cuarzo microgranudo (Fotos 45 y 46) y se presentan con tamaños, formas y rasgos de disolución similares a los de cuarzo.

Matriz: está compuesta de illita y *chert*, en la submicrofacies M(1s)2a el porcentaje de matriz es de escasa a moderada y no supera el 15%. En la submicrofacies M(1s)2b la misma ha sido reemplazada por cemento ferruginoso dejando *coatings* residuales arcillosos alrededor de los granos (Fotos 45 y 46).

Cementos:

El cemento ferruginoso se presenta como reemplazo de la matriz argilítica. La disolución de los granos ha afectado a los mismos dando bordes irregulares y con engolfamientos los cuales son obliterados por este tipo de cemento.

Microfábrica

Predomina la fábrica flotante con algunos contactos de tipo tangenciales. En otros términos los contactos entre los granos son escasos y no se reconocen rasgos de compactación importante.

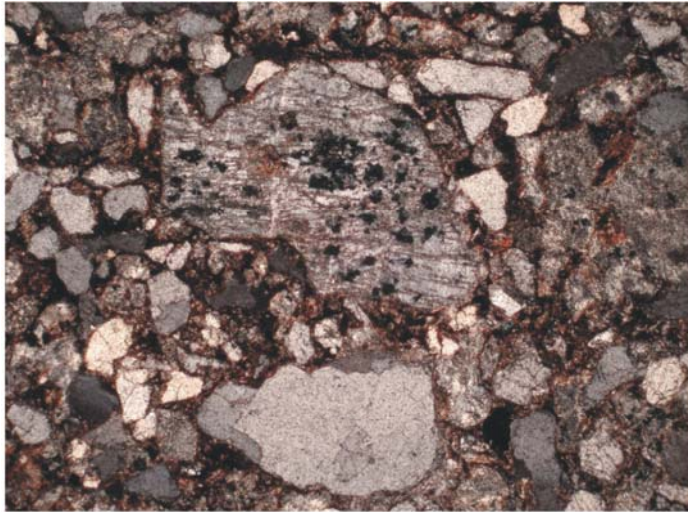


Foto 43. **Microfacies M(1s)1**. Arenisca cuarzo feldespática. Se reconocen clastos de Qp, Qm, Mc, Coatings arcillosos, matriz illítica, Ms autigénica.

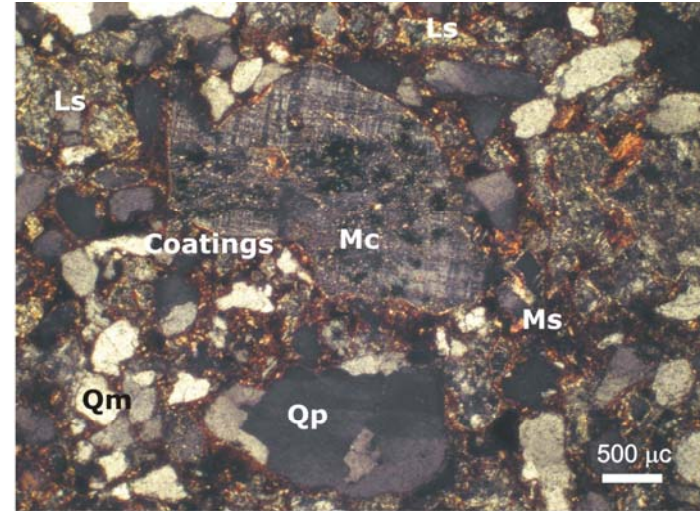


Foto 44. Misma vista con nicoles cruzados.



Foto 45. **Microfacies M(1s)2**. Predomina el Qm de menos de 500Mc. Se observa un límite entre dos microfacies: a) cemento illita+chert y b) cemento ferruginoso.

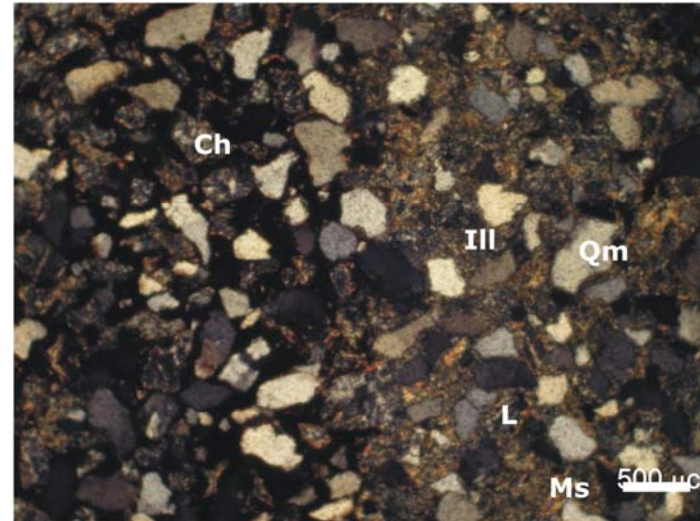


Foto 46. Misma vista con nicoles cruzados.

En cuanto a las evidencias de disolución se observa que la misma afecta a los bordes de los granos de cuarzo, chert y cuarzo microgranudo, otorgándoles formas muy angulosas, con desarrollo de engolfamientos, y de bordes irregulares.

3) Microfacies M(1s)3 arenita conglomerádica lítica / cemento ferruginoso / fábrica tangencial.

Componentes detríticos:

Entre los componentes detríticos se reconocen cuarzo y líticos. El tamaño de grano es muy variable entre 250µm y 1cm, y las formas de subangulosas a angulosas. En esta microfacies se observa que la selección es muy pobre.

Entre los granos de cuarzo predomina el monocristalino (70%) sobre el policristalino (30%), ambos tienen formas muy irregulares y bordes disueltos con desarrollo de engolfamientos.

Los fragmentos líticos están compuestos por *chert* y otros incluyen además cuarzo policristalino, anfíboles alterados a clorita, y arcillas autigénicas (Fotos 47 y 48). Estos últimos son posiblemente provenientes del gruss o Facies G; ya que presentan aspecto y composición similares.

Matriz: no se observa

Cementos:

Se han identificado *coatings* arcillosos, cemento ferruginoso y cemento de *chert*.

Microfábrica

Predominan los contactos tangenciales aunque el cemento ferruginoso rodea prácticamente todos los clastos, dándole aspecto de flotante (Fotos 47 y 48).

Cabe destacar que la disolución de los granos de cuarzo afecta principalmente a los bordes de los mismos originando engolfamientos (Fotos 47 y 48).

4) Microfacies M(1s)4 vaque cuarzo feldespático/ matriz illítica / fábrica flotante a tangencial. Fotos 49- 54.

Componentes detríticos:

Se reconoce la presencia de cuarzo poli y monocristalino, y plagioclasas alteradas. Estos granos son de angulosos a subangulosos y su tamaño varía entre los 500 y 2000 μ m (de arena gruesa a muy gruesa). Selección moderada.

Los clastos de cuarzo se presentan con disolución en los bordes lo que genera engolfamientos y formas muy angulosas.

Las plagioclasas se encuentran bastante alteradas, con las maclas difusas, bordes irregulares, y algo deformadas. Debido a que las mismas son escasas y no sus maclas en general no se encuentran bien preservadas no se ha podido determinar su composición mediante el método de Michel-Levy (Kerr, P.F., 1965).

Matriz: la matriz es relativamente abundante y varía entre 20 y 30%. Está compuesta por illita y muscovita recristalizadas, y chert en reemplazo parcial de la misma. Es una matriz compuesta por protomatriz parcialmente reemplazada por ortomatriz.

Cementos: el cemento de *chert* se encuentra intercrecido en la matriz y en los bordes de los cristales. Otro de los cementos identificados es el cuarzo, el cual se reconoce tanto como relleno de poros dentro de los clastos como en espacios intergranulares ambos atribuidos a poros secundarios.

Microfábrica

En general predomina la flotante con algunos contactos entre granos de tipo tangenciales y rectos, y con menor frecuencia otros cóncavo-convexos. Se observa que los contactos preservados constituyen un relicto de la microfábrica anterior a un proceso de disolución mediante el que los mismos son borrados.

Cabe resaltar asimismo, que los procesos de disolución, fundamentalmente de los granos de cuarzo, generaron una porosidad secundaria que fuera obliterada más tarde con cementos como *chert* y cuarzo.

En cuanto a los rasgos de compactación mecánica se observa una escasa deformación de los feldespatos y fracturas en los granos de cuarzo.

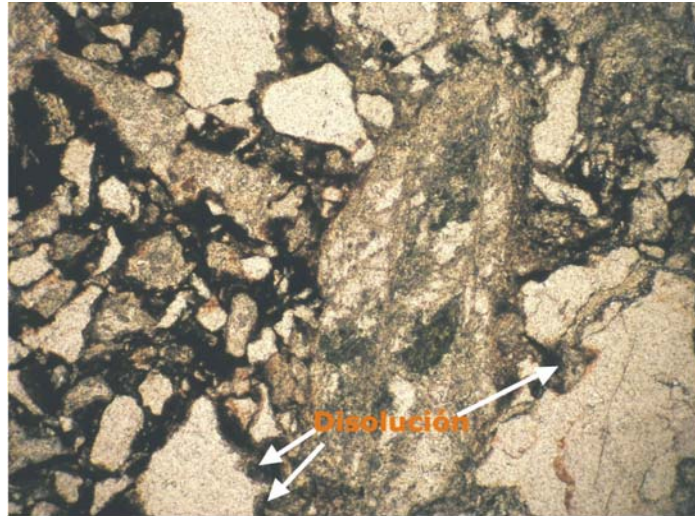


Foto 47. **Microfacies M(1s)3**. Arenita lítica. Se reconocen fragmentos líticos, Qp, Qm, Ms, Coatings arcillosos, cemento ferruginoso opaco.

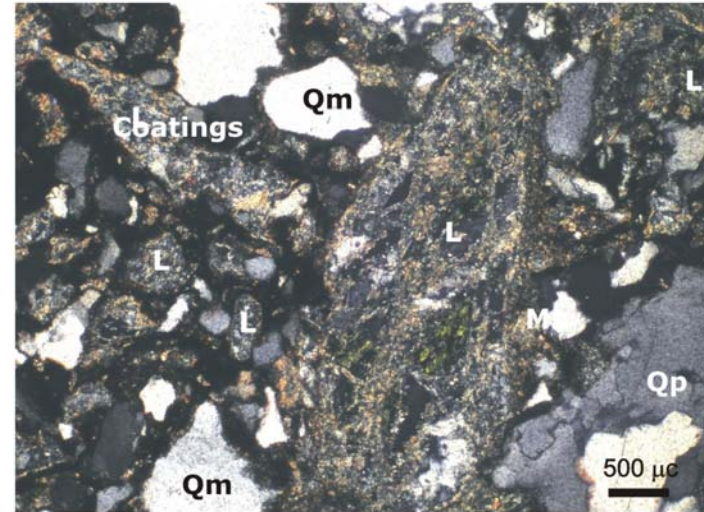


Foto 48. Misma vista con nicoles cruzados.

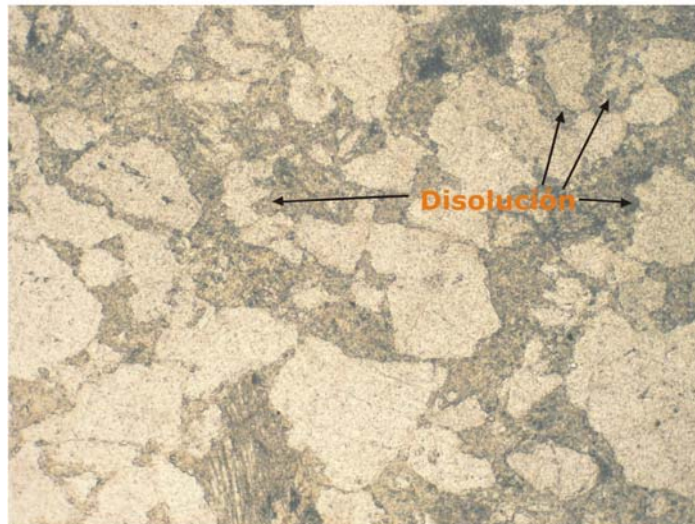


Foto 49. **Microfacies M(1s)4a**. Clastos de Qp, Qm, Feld, Matriz Illita recrystalizada + chert como cemento. Fábrica flotante con algunos bordes tangenciales y/o rectos.

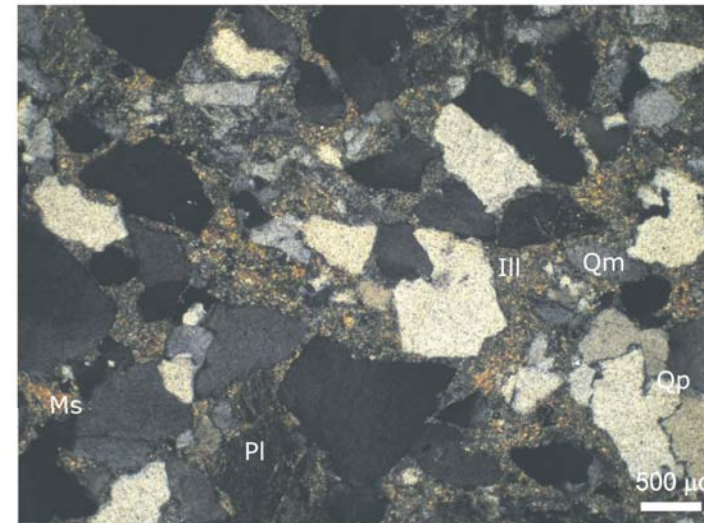


Foto 50. Misma vista con nicoles cruzados.

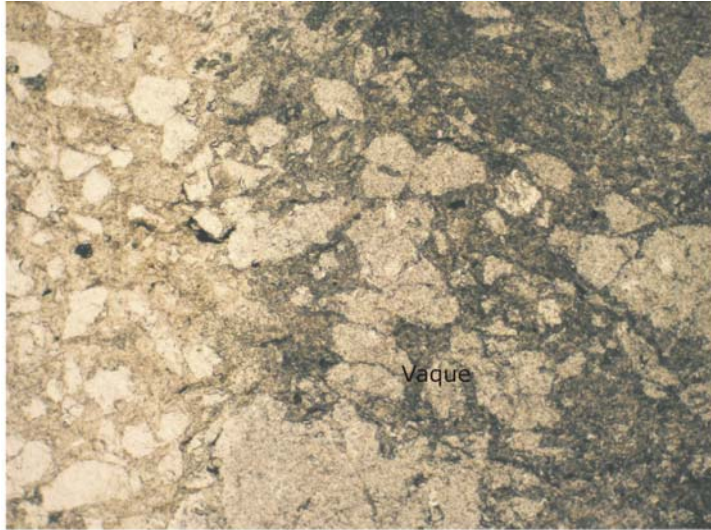


Foto 51. **Microfacies M(1s)4**. Qp, Qm, Plagioclasas. Los clastos son muy angulosos a angulosos. Matriz illítica-muscovítica recrystalizada. Textura flotante con algunos contactos rectos.

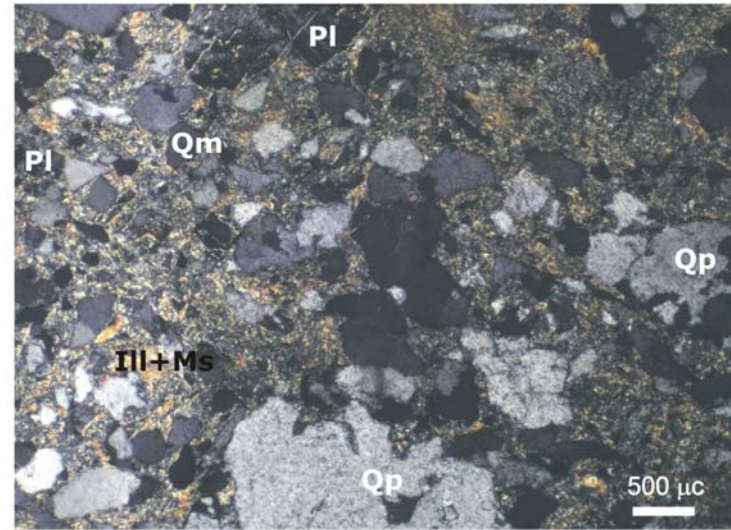


Foto 52. Misma vista con nicoles cruzados.

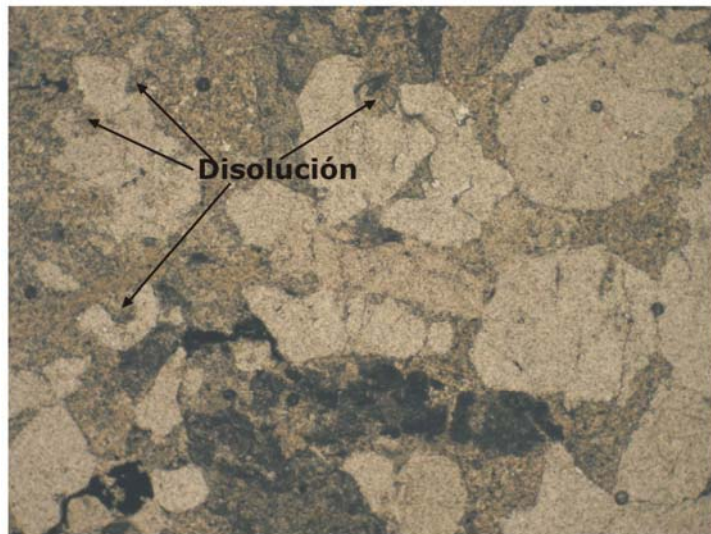


Foto 53. **Microfacies M(1s)4**. Qp, Qm, matriz illítico muscovítica recrystalizada, chert. Fábrica flotante a tangencial

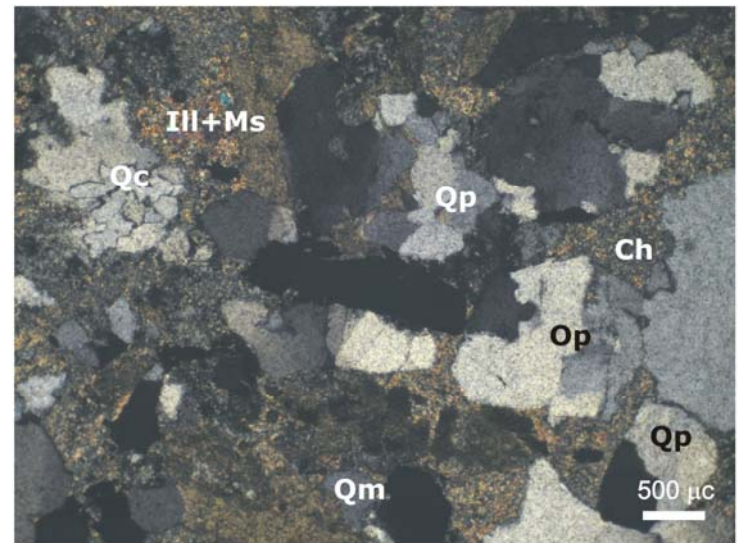


Foto 54. Misma vista con nicoles cruzados.

Por otra parte, la compactación química se encuentra evidenciada por la presencia de contactos cóncavo-convexos, disolución de los granos de cuarzo, y por la recristalización (agradación) de los argilominerales de la matriz.

En algunos sectores de esta microfacies el tamaño de grano promedio es relativamente más fino (500 a 700 μ m) con presencia de algunos sábulos de unos 3mm y con mayor porcentaje de matriz (hasta 35%), (Fotos 51 y 52) respecto a lo observado en otros sectores de la misma (Fotos 49, 50, 53 y 54).

5) Microfacies M(1s)5 arenisca sabulítica subarcósica / cemento de chert / fábrica cóncavo-convexa.

Componentes detríticos:

Los componentes detríticos están constituidos por granos de cuarzo mono y policristalino, feldespato potásico, plagioclasas alteradas. Las formas que predominan son de subredondeadas a subangulosas y el tamaño varía entre 300 μ m y 3mm. Se encuentra pobremente seleccionada.

El cuarzo se presenta con formas muy angulosas, con predominio de granos monocristalinos. Algunos de los granos muestran disolución en los bordes (Fotos 55 a 58).

Los feldespatos están alterados y con las maclas difusas, y no se observa deformación interna (Fotos 57 y 58).

Matriz: es de escasa a muy escasa y está compuesta por illita y muscovita recristalizadas (ortomatriz) y con reemplazo parcial por *chert*.

Cementos: el cemento de *chert* se encuentra como relleno de grandes espacios (de hasta varios mm de diámetro) (Fotos 55 y 56). El cemento calcítico se encuentra asimismo rellenando cavidades secundarias (Fotos 57 y 58) y está compuesto de calcita esparítica de bajo Mg (LMC). El cuarzo como cemento se observa principalmente en poros intragranulares (previa disolución) y el cemento ferruginoso es de color negro y ocupa espacios secundarios intergranulares.

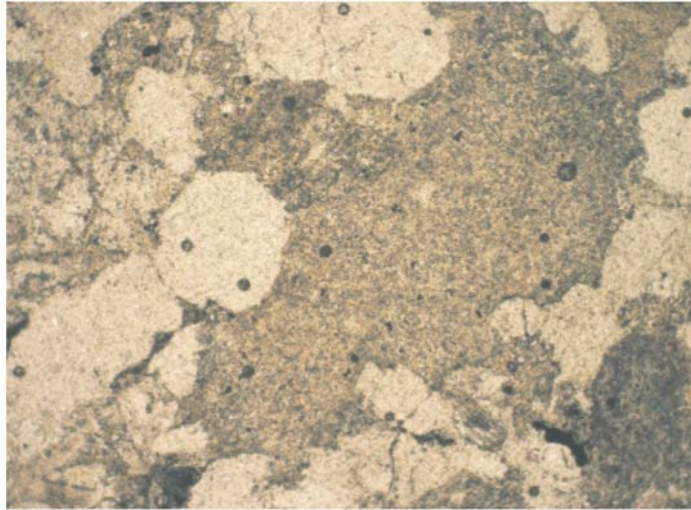


Foto 55. **Microfacies M(1s)5**. Qp, Qm, matriz illítica con *chert* como reemplazo y como relleno de grandes poros. Bordes rectos a concavo-convexos y también flotante.

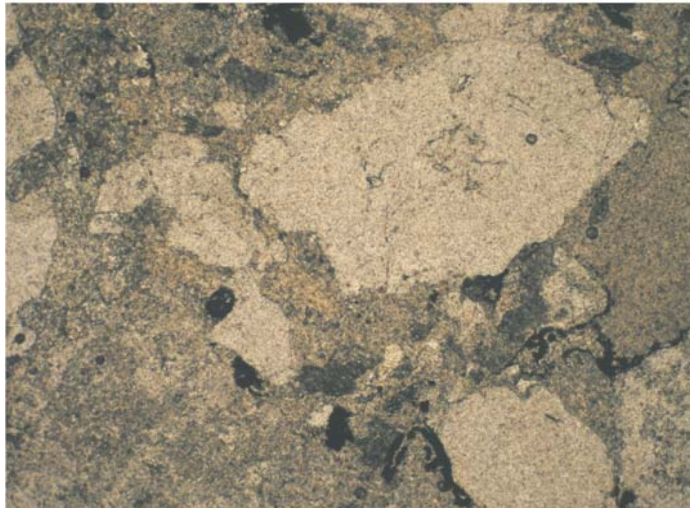


Foto 57. **Microfacies M(1s)5**. Clastos de Qp, Feldspatos, Qm. Matriz illítico muscovítica recrystalizada y reemplazo por *chert*. Cementos de calcita, cuarzo y óxidos de hierro. Fabrica concavo-convexa.

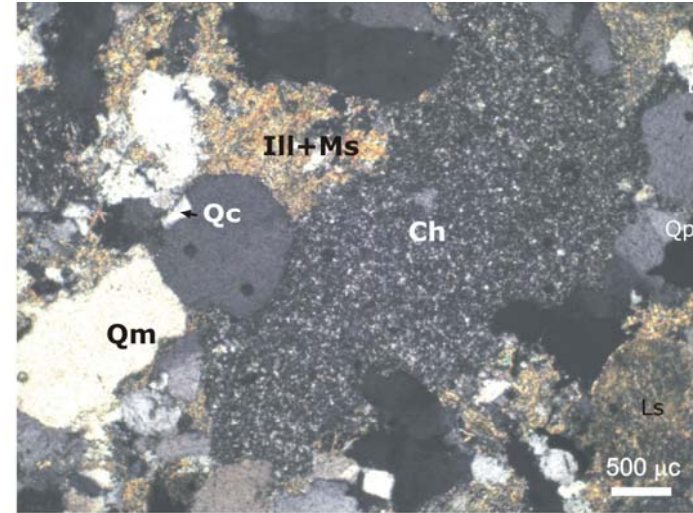


Foto 56. Misma vista con nicoles cruzados.

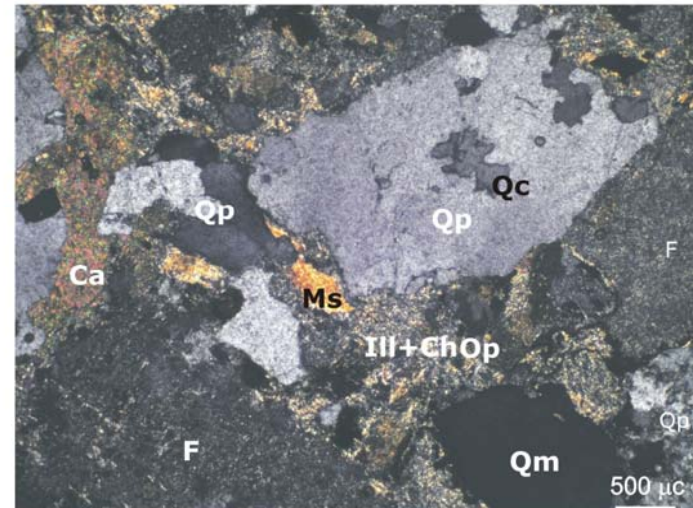


Foto 58. Misma vista con nicoles cruzados.

Microfábrica

En la misma dominan los contactos cóncavo-convexos y hay otros rectos.

Los rasgos de compactación son escasos, en general predomina la química, en donde se observa algo similar a lo que ocurre en la microfacies anteriormente descrita (MA1s4).

Facies B sulitoarenita y arenita lítica

6) Microfacies MB1 sublitoarenita / matriz illítica / fábrica dominante cóncavo-convexa.

Componentes detríticos:

Se reconocen abundante cuarzo poli y monocristalino y escasos líticos de *chert*. El tamaño de grano varía entre 750 y 2500 μ m y las formas son de subredondeadas a subangulosas. Presenta una selección moderada.

Entre los granos de cuarzo predomina el policristalino sobre el monocristalino. Los bordes entre los granos son cóncavo-convexos.

Los fragmentos líticos están compuestos por *chert*, los mismos poseen bordes bastante redondeados y en algunos casos microestilolitas en los contactos con otros granos (Fotos 59 y 60)

Matriz: es de escasa a moderada (10 a 15%) de composición illítico-muscovítica recristalizada (ortomatriz).

Cementos: se reconoce *chert* asociado a la matriz.

Microfábrica

Se observa que predominan los contactos cóncavo-convexos los cuales se encuentran fuertemente anexados (casi interpenetrados) y presentan fracturas asociadas a los mismos (Fotos 59 y 60).

La compactación está dada por la disolución de los granos más lábiles, desarrollo de contactos cóncavo-convexos y fracturas tenues presentes en algunos granos de cuarzo.

7) Microfacies MB2 arenita lítica / cemento ferruginoso / fábrica dominante cóncavo-convexa.

Componentes detríticos:

Los mismos están constituidos por cuarzo monocristalino y líticos pelíticos (intraclastos). Los clastos son angulosos con tamaños variables entre 100 y 1500 μ m, y se encuentran pobremente seleccionados (Fotos 61 y 62).

Los granos de cuarzo son predominantemente monocristalinos de formas muy angulosas y presentan disolución en los bordes.

Los fragmentos líticos están compuestos por material pelítico (illita, muscovita y *chert*).

Matriz: es difícil de establecer su abundancia, aunque por sectores se reconoce la presencia de la misma la cual se encuentra compuesta por illita y muscovita recristalizada (ortomatriz) y parcialmente reemplazada por *chert*.

Cementos: el cemento ferruginoso es de color negro y opaco.

Microfábrica

Dominan los contactos cóncavo-convexos aunque algunos bordes son rectos. Sin embargo, debe destacarse que el cemento ferruginoso rodea la mayoría de los clastos dando un aspecto de fábrica flotante (Fotos 61 y 62).

Por otra parte, no hay indicios reconocibles de compactación.

Facies sedimentaria (2)

8) Microfacies M(2)1 arenita conglomerádica cuarzosa / matriz illita+chert/ fábrica cóncavo-convexa

Componentes detríticos:

Compuesta enteramente por cuarzo, el cual es esencialmente monocristalino, en algunos casos se aprecia la aglutinación de varios granos de cuarzo originando un aspecto como de policristalino. El tamaño de los mismos es de arena gruesa a grava fina (600 μ m a 5mm), y predominan las formas subredondeadas y hasta redondeadas, con selección de moderada a buena (Fotos 63 y 64 y 67 y 68).

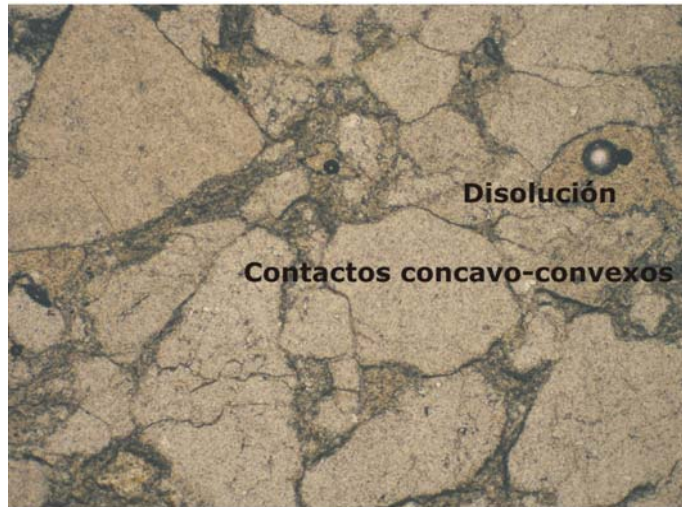


Foto 59. **Microfacies Mb1.** Sulitoarenita. Se reconocen fragmentos de Qp, Qm, Chert, Ms, y matriz illítica.

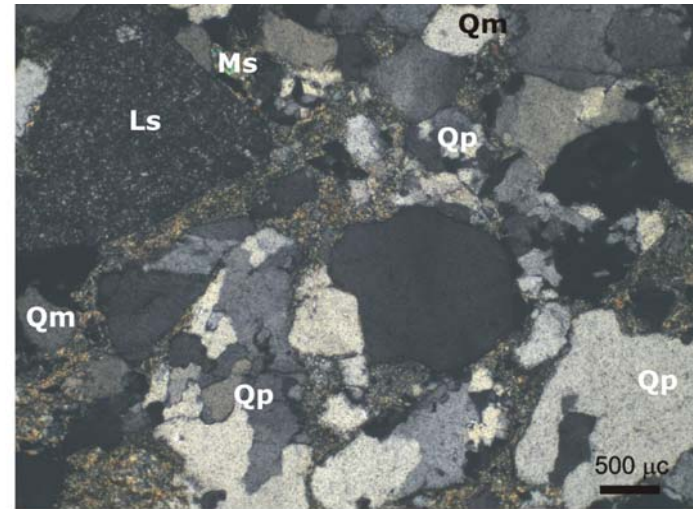


Foto 60. Misma vista con nicoles cruzados.

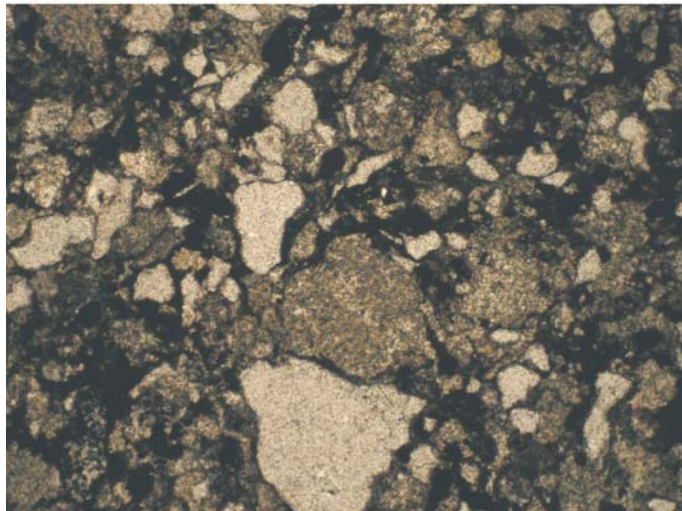


Foto 61. **Microfacies MB2.** Arenita lítica. Clastos de Qm, y líticos pelíticos, con relictos de matriz illítica recristalizada y con reemplazo por *chert*. Cemento ferruginoso. microfábrica concavo-convexa.

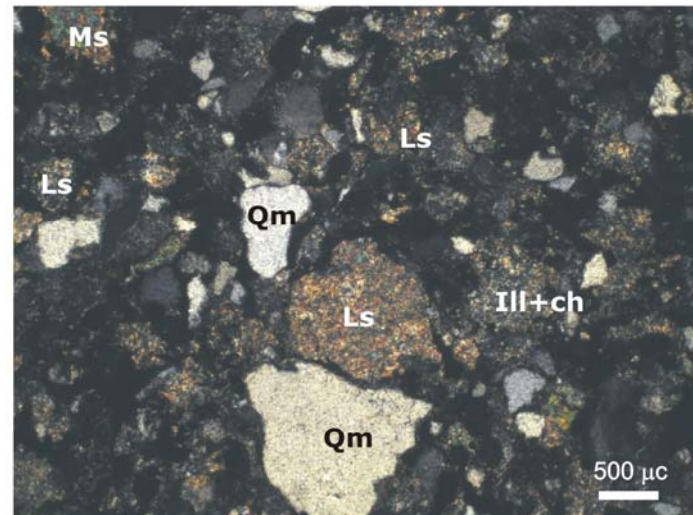


Foto 62. Misma vista con nicoles cruzados.

Matriz: la matriz es muy escasa (menor al 5%) y está compuesta por illita y *chert* como reemplazo.

Cementos: se observa crecimiento de cuarzo secundario, parcialmente disuelto, y desarrollo de *coatings* arcillosos-ferruginosos incompletos alrededor de los granos (Fotos 67 y 68).

Microfábrica

Se observa una preponderancia de contactos de tipo cóncavo-convexos.

El grado de compactación es moderado y está dado por la presencia de bordes cóncavo-convexos con disolución de los granos y también escasas fracturas.

9) Microfacies M(2)2 arenisca conglomerádica cuarzosa / matriz illita+limonita/ microfábrica cóncavo-convexa a suturada.

Componentes detríticos:

Predomina el cuarzo tanto mono como policristalino y también se observan escasos líticos de *chert*, los cuales se presentan deformados y fracturados por compactación de la roca. El tamaño de grano es de 350 μ m a más de 3mm, sus formas angulosas a subangulosas y evidencia una pobre selección (Fotos 65 y 66).

El cuarzo monocristalino predomina sobre el policristalino, con tamaños de arena gruesa a grava fina, en granos que se encuentran muy fracturados.

Matriz: está compuesta de illita y limonita y ocupa un volumen menor al 10%.

Cementos: se reconoce *chert* como reemplazo en algunos sectores de la matriz y cuarzo.

Microfábrica

Los contactos entre los granos son de cóncavo-convexos a suturados.



Foto 63. **Microfacies M(2)1.** Qm, escaso Qp, matriz illita + chert, pobre selección, formas subredondeadas a subangulosas, contactos rectos a concavo-convexos

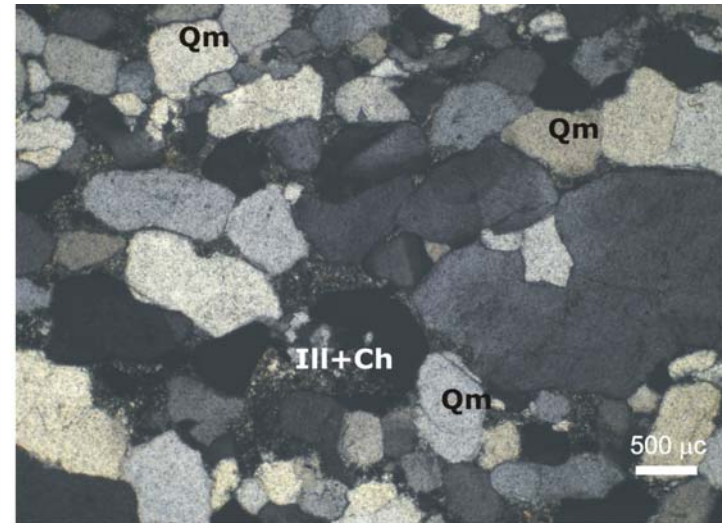


Foto 64. Misma vista con nicoles cruzados.

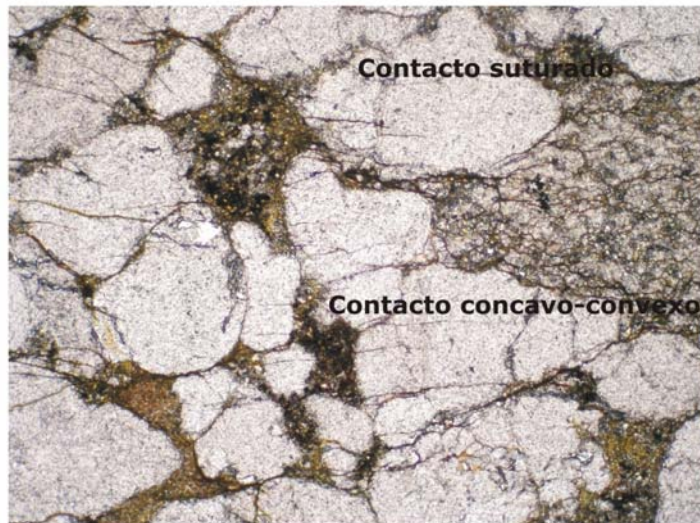


Foto 65. **Microfacies M(2)2.** Qm, Qp, Lítico de chert, matriz illita y Ms recristalizadas. Moderada selección. Predominan los bordes concavo-convexos, algunos suturados.

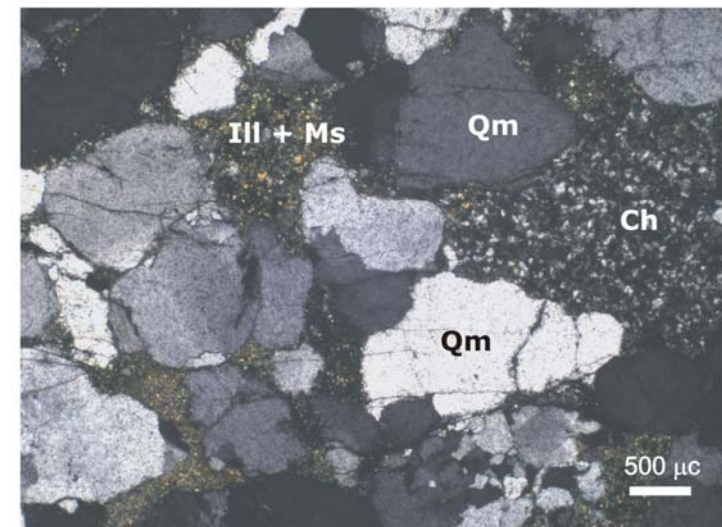


Foto 66. Misma vista con nicoles cruzados.

La compactación mecánica está muy marcada por la presencia de fracturas paralelas a la estratificación y la química está representada por la presencia de bordes cóncavo-convexos y suturados asociados a disolución en los contactos (Fotos 65 y 66).

10) Microfacies M(2)3 arenita cuarzosa / matriz illítica / fábrica apretada suturada

Componentes detríticos:

Entre los componentes detríticos se reconocen cuarzo policristalino (70%), y monocristalino (30%) de formas angulosas a subangulosas. El grado de selección de los mismos es moderado.

Por otra parte se identifican granos de rutilo redondeados (Fotos 69 y 70).

Matriz: es escasa (menor al 5%) y está compuesta por illita recristalizada.

Cementos: no se reconocen

Microfábrica

Domina la fábrica suturada con algunos bordes de tipo cóncavo-convexos. La compactación tanto mecánica como química está representada por la presencia de bordes suturados y clastos interpenetrados por disolución (Fotos 69 y 70).

Nota: esta microfacies es en apariencia similar a (2)1 pero presenta menor grado de selección, clastos más angulosos, fábrica más apretada con evidencias de disolución (bordes suturados), predominio de cuarzo policristalino y presenta granos redondeados de rutilo.

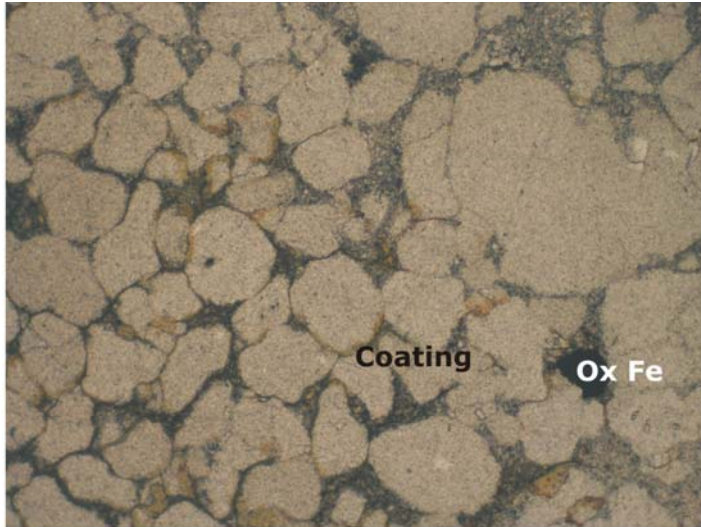


Foto 67. **Microfacies M(2)1**. Clastos de Qm redondeados a subredondeados, coatings arcillosos y escasa matriz illítica recristalizadas. Contactos concavo-convexos.

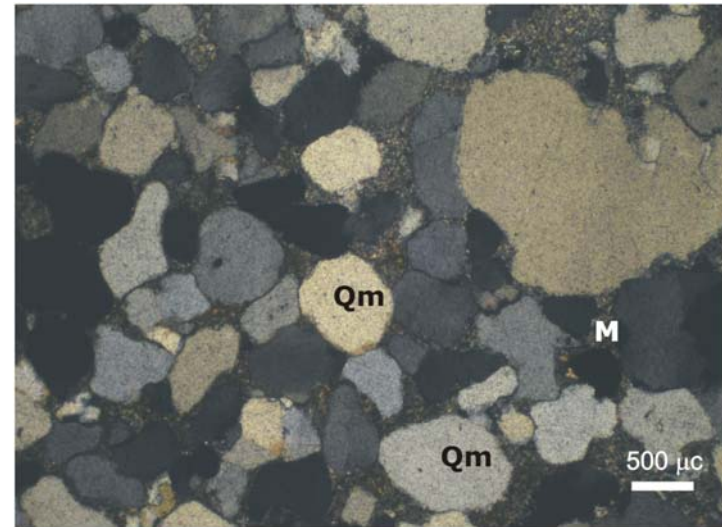


Foto 68. Misma vista con nicoles cruzados.

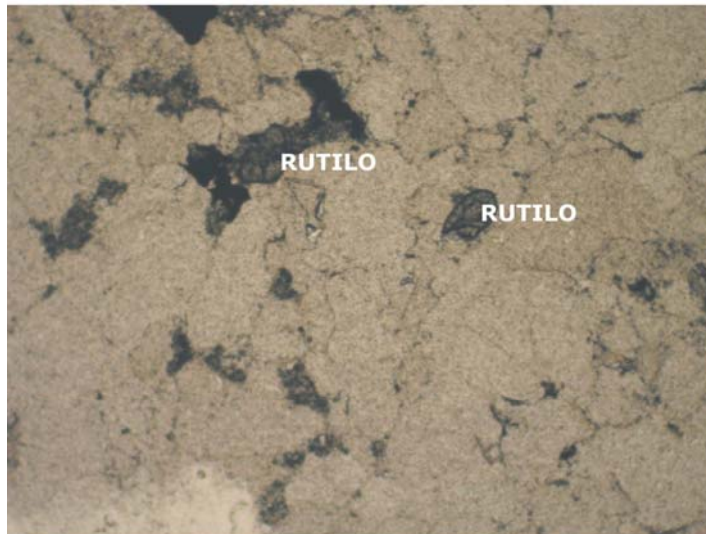


Foto 69. **Microfacies M(2)3**. Qp, Qm, rutilo, escasa matriz illítica recristalizada. Contactos concavo convexos a suturados.

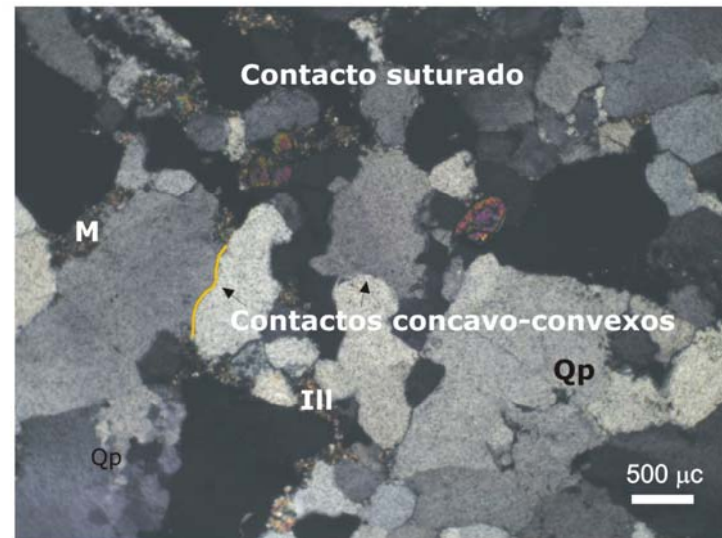


Foto 70. Misma vista con nicoles cruzados.

11) Microfacies M(2)4 arenita cuarzosa / cemento cuarcítico (Qz2^o) / fábrica de contactos rectos (puntos triples)

Componentes detríticos:

Los clastos presentes son de cuarzo monocristalino (50%) y policristalino (50%) con tamaños de grano que varían entre 500 y 1200 μ m (Fotos 71 y 72). Los mismos presentan una selección muy buena.

Matriz: es muy escasa, de composición illítico muscovítica detrítica (protomatriz) y en partes se encuentra recristalizada (ortomatriz).

Cementos: se reconoce la presencia de crecimiento de cuarzo secundario.

Microfábrica

Con respecto a la microfábrica se observa que predominan los contactos rectos.

En cuanto a las evidencias de compactación, se observa que predominan las de la química, se reconocen abundantes contactos rectos con formación de puntos triples, y algunos cóncavo-convexos (Fotos 71 y 72).

12) Microfacies M(2)5

La selección de los clastos es de moderada a pobre, los mismos se presentan con formas muy angulosos a angulosos. Se distinguen dos submicrofacies (Fotos 73 y 74):

1- Gruesa: arenita cuarzosa mediana a gruesa / cemento cuarcítico / fábrica apretada bordes suturados

Componentes detríticos:

Los mismos están representados enteramente por clastos de cuarzo monocristalino de 200 a 700 μ m, y formas angulosas y moderadamente seleccionados.

Matriz: es muy escasa (menos del 2%) y se encuentra recristalizada a muscovita fina (ortomatriz).

Cementos: se reconocen crecimientos secundarios de cuarzo.

Microfábrica

Se denota un predominio de los contactos suturados, con algunos de tipo cóncavo-convexos.

Se observan rasgos de compactación química, disolución en contactos originando bordes suturados y otros cóncavo-convexos.

2- Fina: limolita a arena muy fina cuarzosa / matriz illita-Ms / fábrica tangencial

Componentes detríticos:

Los clastos de cuarzo son monocristalinos con tamaño promedio de 50-100 μ m y formas muy angulosas. Se encuentra pobremente seleccionada.

Matriz: es de moderada a abundante (hasta 15%) y se encuentra recristalizada. Cabe destacar que el contenido es mayor que en la submicrofacies 1.

Cementos: no se observan.

Microfábrica

Los contactos entre los granos son de tipo tangenciales. Existen algunos contactos rectos, y también escasos clastos flotantes. En otras palabras, la microfábrica resulta en general más abierta que las anteriormente descriptas.

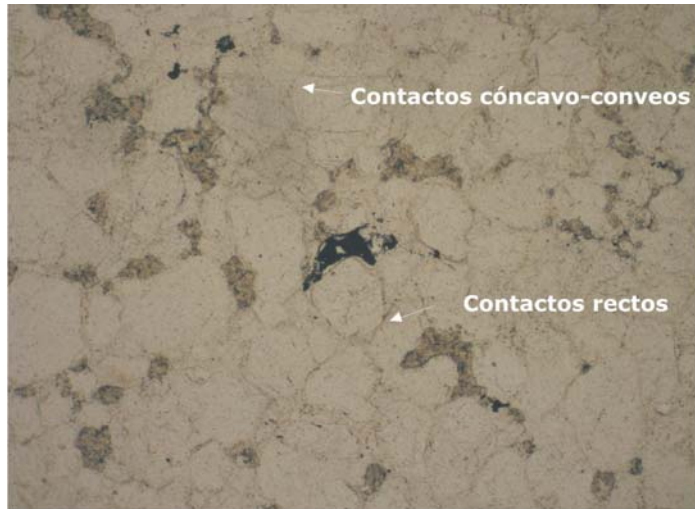


Foto 71. **Microfacies M(2)4.** Qm, muy escasa matriz illítica, muy buena selección, formas redondeadas a subredondeadas, cemento cuarzo secundario, contactos rectos a concavo-convexos

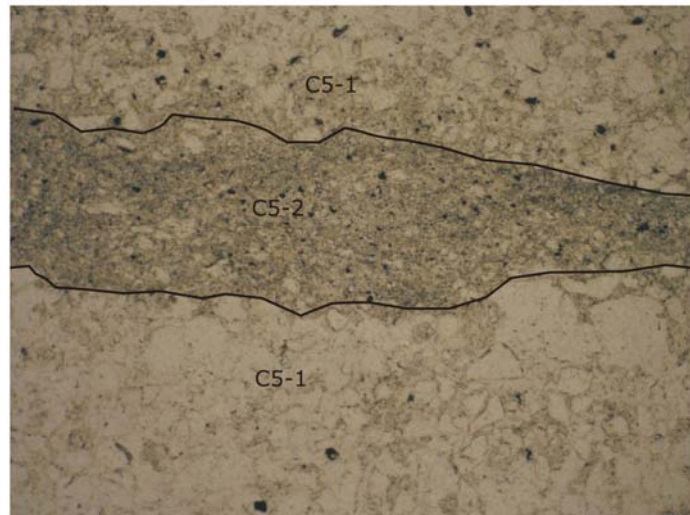


Foto 73. **Microfacies M(2)5.** Dos submicrofacies gruesa (arena mediana a fina): qm con escasa ms, moderada selección, muy angulosos a angulosos. Fina (limo): qm muy anguloso con matriz illítica

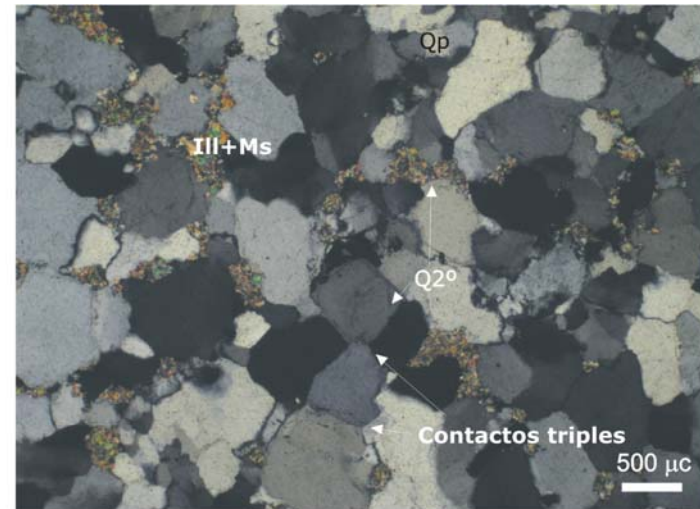


Foto 72. Misma vista con nicoles cruzados.

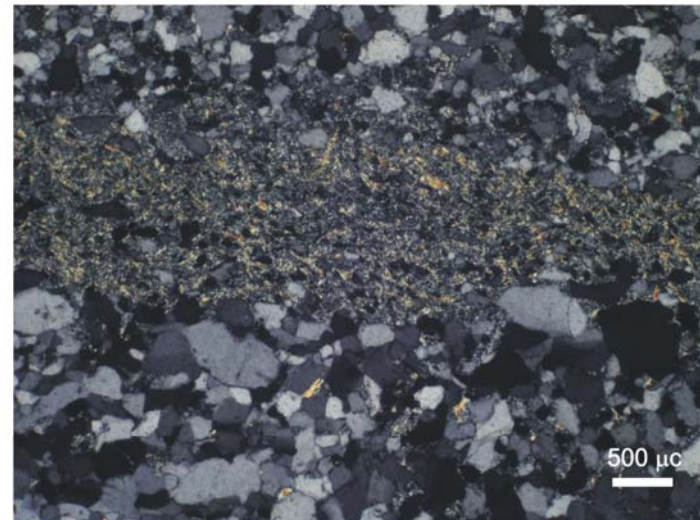


Foto 74. Misma vista con nicoles cruzados.

Facies sedimentaria (3)

13) Microfacies M(3)1 fangolitas y vaques / matriz homogénea – arcillas autigénicas/ fábrica flotante

Componentes detríticos:

Sólo se observan granos de cuarzo son predominantemente de tipo monocristalino con tamaños variables entre 30 y 250 μ m (Fotos 75 a 86). Con moderada selección de los mismos y de formas subredondeadas a subangulosas.

Originalmente sus formas eran subredondeados y por disolución posterior se encuentran sus bordes corroídos e irregulares (Fotos 75 a 84). En algunos se identifican los bordes originales de los granos como relictos (Fotos 83 y 84).

Matriz: es en general muy abundante aunque varía de acuerdo al sector analizado (50-90%). Su composición es illítico-muscovítica parcialmente recristalizada (Fotos 75 a 86). Es una matriz compuesta por protomatriz parcialmente reemplazada por ortomatriz.

Cementos: crecimiento autigénico de argilominerales en la matriz (illita-muscovita, pirofilita y caolinita para mayor detalle ver Cap. 7), (Fotos 77 y 78).

A esta submicrofacies se la divide en dos submicrofacies de acuerdo al porcentaje de matriz:

a) fangolita / arcillas autigénicas / fábrica flotante (Fotos 75 a 78 y 83-84)

En algunos casos la matriz se presenta muy recristalizada con argilominerales muy desarrollados (fotos 77 y 78). La misma es muy abundante y constituye hasta un 70% de la roca.

b) vaque cuarzosos (hasta 35% matriz)/ arcillas autigénicas / fábrica flotante (Fotos 79 a 82 y 85 -86).

En esta submicrofacies, los clastos de cuarzo son mono y policristalinos y de formas angulosos a subangulosos y de tamaño muy variable (Fotos 79 y 80). Se

observa importante disolución de los cristales que deja lugar a bordes muy irregulares.

En este caso el contenido de matriz varía entre 20 y 35%.

Microfábrica

El grado de compactación reconocido es de leve a moderado, y se encuentra evidenciada por la presencia de superficies de disolución o pseudoestilolitas desarrolladas. Por otra parte, la disolución de los clastos resulta muy generalizada (Fotos 75 a 82).

En la submicrofacies a) se destaca que la compactación mecánica ha producido la presencia de estilolitas muy bien desarrolladas, fundamentalmente representadas en los sectores donde la matriz es abundante (60 a 75%) e incluso donde no hay clastos, (Fotos 79 y 80; 85 y 96).

Por otra parte, en la submicrofacies b) se caracteriza por una disolución muy penetrativa con generación de estilolitas. A pesar de que la textura resultante es flotante, se puede observar que los bordes relícticos de los granos (previos a la disolución y precipitación del cemento argilítico) son rectos a cóncavo-convexos (Fotos 81 y 82).

Esta microfacies de vaques y fangolitas cuarzosas presenta evidencias de alteración hidrotermal, dadas por la abundancia de granos de cuarzo con engolfamientos y bordes corroídos (Fotos 75 a 86). En la matriz argilítica se observa que la interacción con los fluidos hidrotermales produce el crecimiento de arcillas autigénicas de muy buena cristalinidad (paragénesis: illita + pirofilita, ver Cap. 7) (Fotos 77 y 78).

Facies sedimentaria (4)

14) Microfacies M(4)1 vaque/ chert-illita/ fábrica flotante

Componentes detríticos:

Los mismos están representados por cuarzo policristalino y monocristalino. Los granos de cuarzo policristalino son grandes, llegan a tamaños sabulíticos (Fotos 87 y 88), poco seleccionados y de formas irregulares subangulosas.

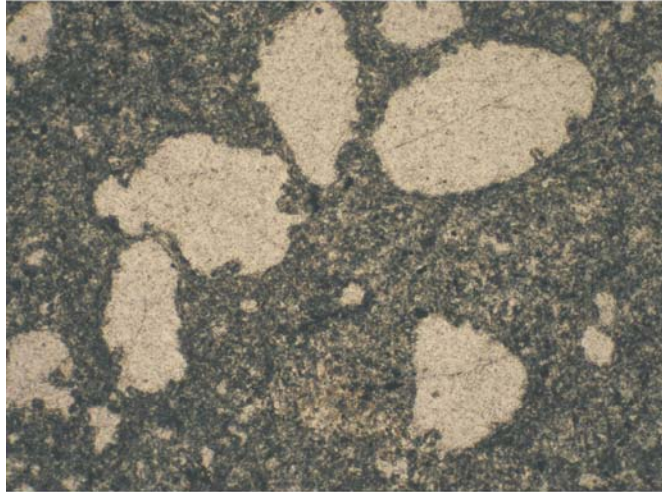


Foto 75. **Microfacies M(3)1a.** Los granos de cuarzo originalmente subredondeados presentan bordes irregulares y engolfamientos por disolución. La matriz illítica es muy abundante y está recristalizada.

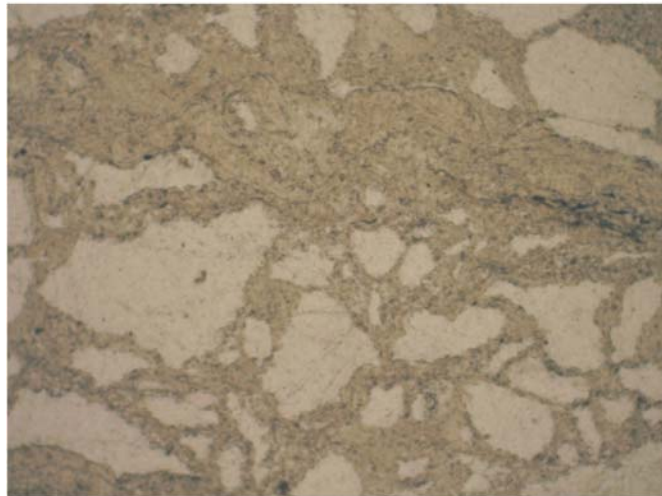


Foto 77. **Microfacies M(3)1a** . Se reconocen granos de cuarzo mono y policristalino, cuyos bordes se presentan disueltos y con formas irregulares. La matriz arcillosa se encuentra prácticamente toda recristalizada o reemplazada por illita y pirofilita

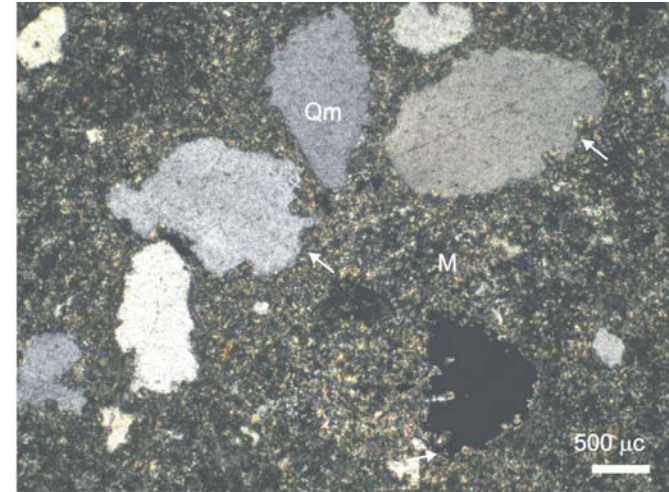


Foto 76. Con nicoles cruzados.

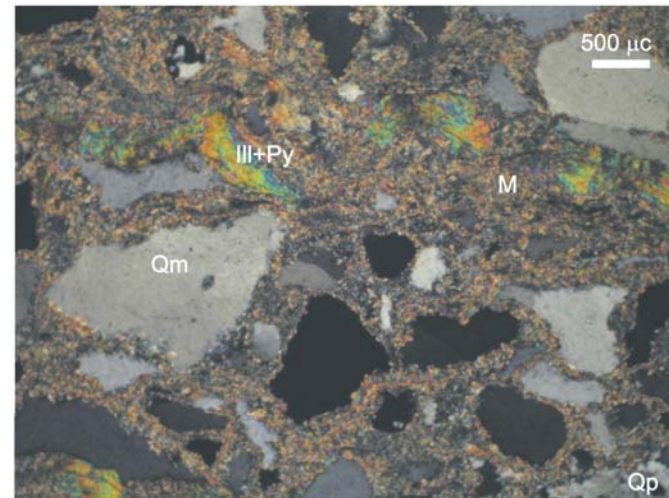


Foto 78. Con nicoles cruzados.

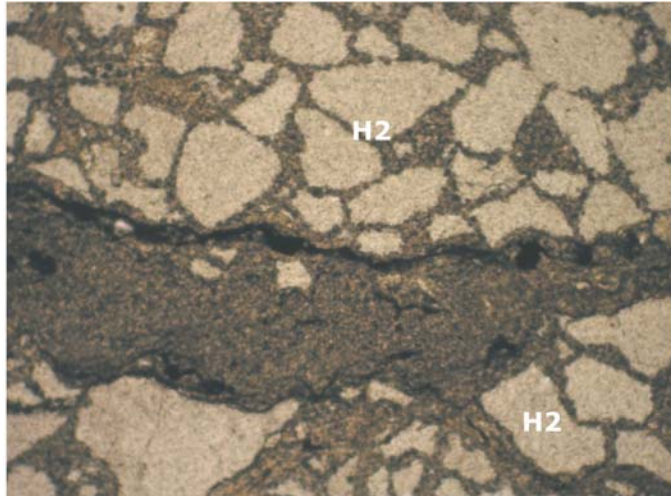


Foto 79. **Microfacies M(3)1b.** Se observa un sector central arcilloso y en los extremos. Los clastos de cuarzo monocristalino son subangulosos. Se identifican planos de estiolitas.

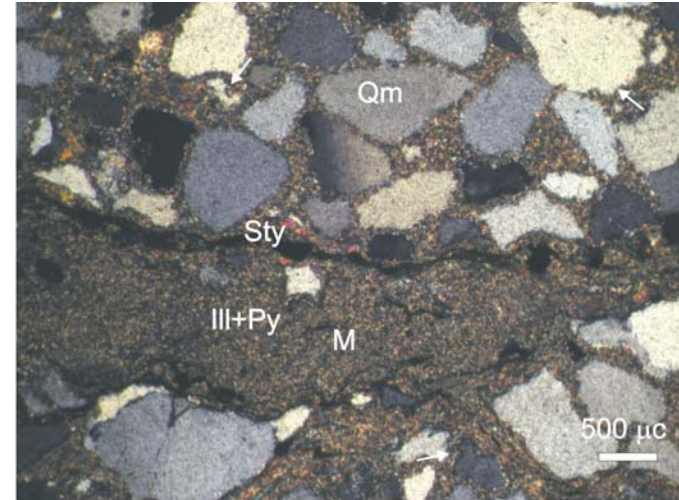


Foto 80. Con nicole cruzados.

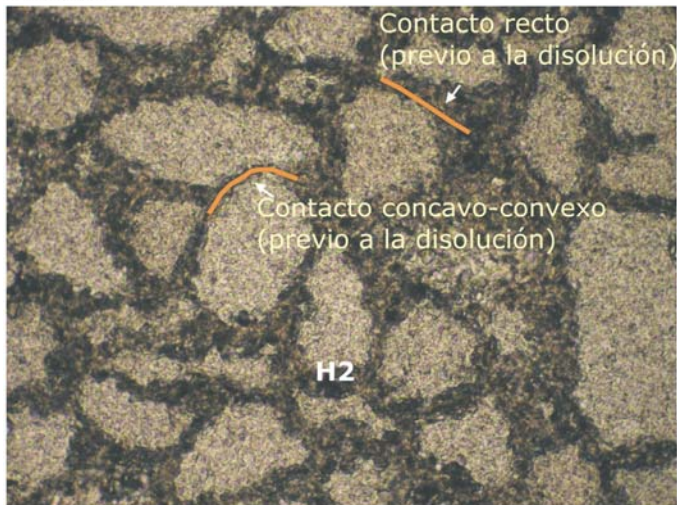


Foto 81. **Microfacies M(3)1b.** Detalle de la vista donde se observan claramente los engolfamientos en los clastos de cuarzo y la matriz arcillosa recristalizada de Ill y Py. Se reconocen los bordes relícticos de los granos.

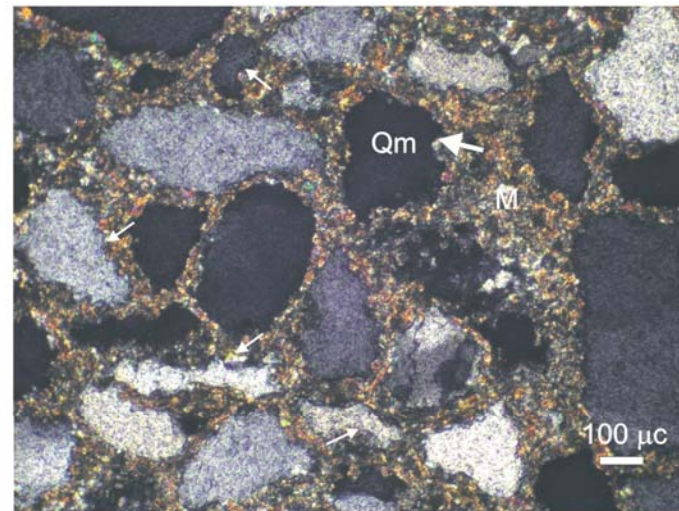


Foto 82. Con nicole cruzados.

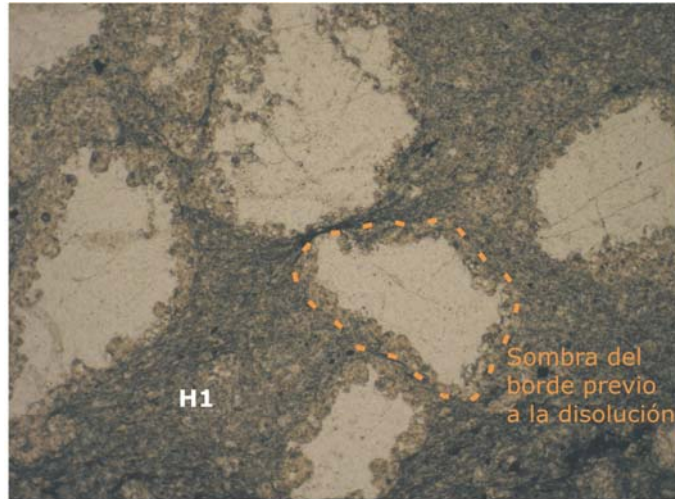


Foto 83. **Microfacies M(3)1a.** Se reconocen los bordes originales de los granos de previos a la disolución. Entre los clastos se observan las arcillas deformadas. La matriz es muy abundante compuesta de Ill+Ms recristalizadas.

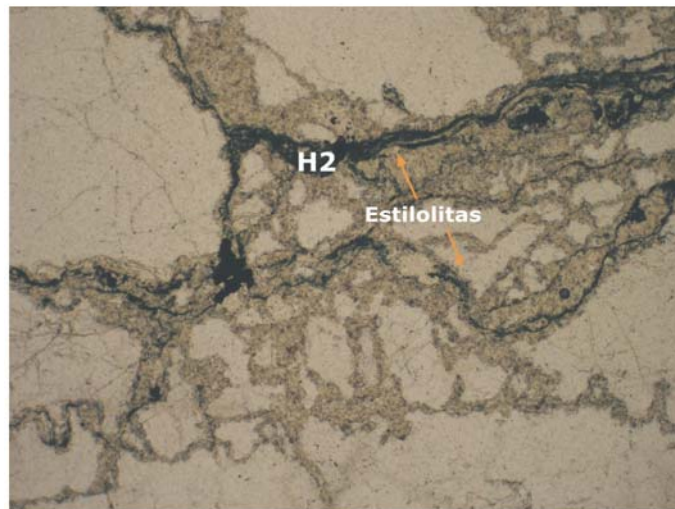


Foto 85. **Microfacies M(3)1b.** Se observan varias superficies de estilolitas, la disolución es muy penetrativa y donde el cuarzo se ha removido se encuentran cementando las arcillas illita y pirofilita.

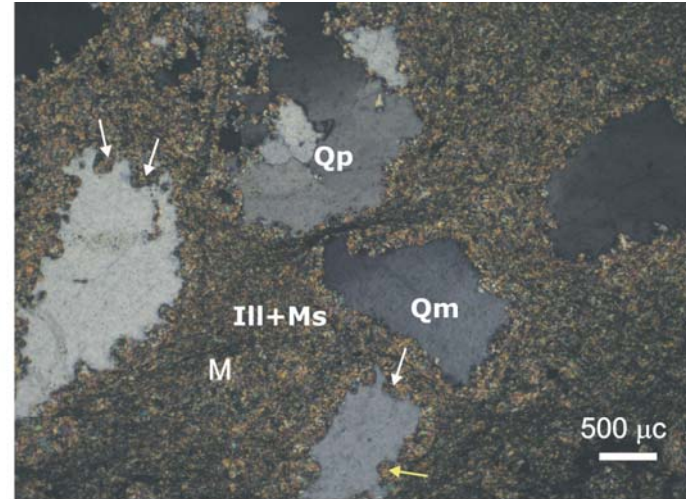


Foto 84. Con nicos cruzados.

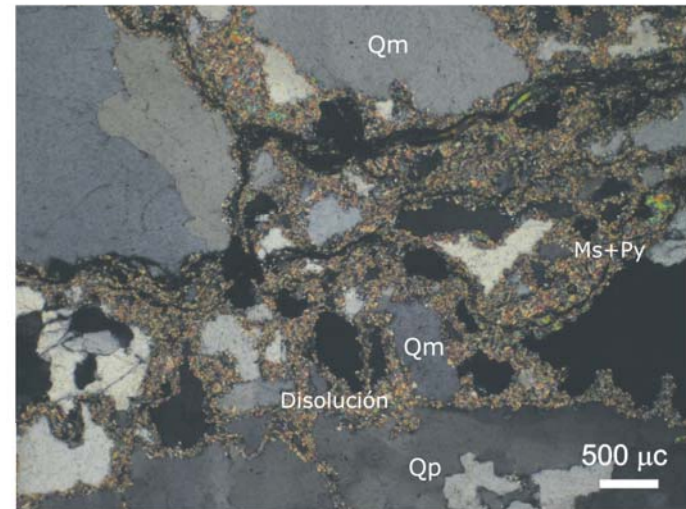


Foto 86. Con nicos cruzados.

Matriz:

Es de moderada a abundante entre 15 y 30% y está constituida por una protomatriz y una ortomatriz recristalizada. La primera es illítica, mientras que la ortomatriz está compuesta por illita recristalizada y abundante *chert* en reemplazo de la protomatriz.

Cementos:

El más importante es el *chert* (cripto a microcristalino), el cual se encuentra reemplazando sectores de la matriz (Fotos 87 y 88). Asimismo, se reconoce cuarzo microcristalino que se distingue del anterior por sus cristales de mayor tamaño (promedio de 100µm) (Fotos 87 y 88).

Microfábrica

La misma es abierta, predominantemente flotante con algunos contactos tangenciales y no se han identificado rasgos de compactación importantes.

15) Microfacies M(4)2 lutita (orientación de los clastos)Componentes detríticos:

Están constituidos por cuarzo monocristalino de granulometría fina y formas subangulosas a angulosas los cuales se orientan en forma paralela a la estratificación. Los mismos constituyen entre un 5 y 10% de la roca y los tamaños varían entre 50 y 200µm (arena fina) (Fotos 88 y 89).

Base pelítica:

La misma está compuesta por illita y muscovita recristalizadas y en partes con reemplazo por *chert* (Fotos 88 y 89).

Cementos: no se observan.

Microfábrica

La microfábrica es netamente de tipo flotante, y se observan rasgos de compactación química leves representados por superficies discontinuas de disolución asociadas a concentración de minerales opacos, las cuales no llegan a desarrollarse en *dissolution seams*, (Fotos 89 y 90).

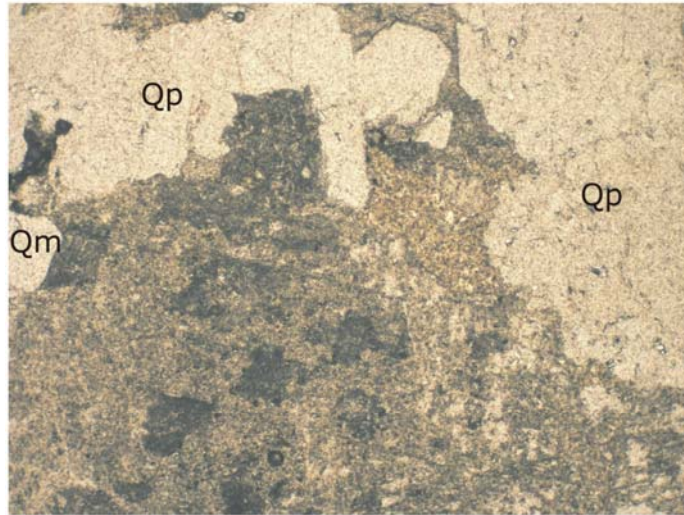


Foto 87. **Microfacies M(4)1**. Se observan granos de cuarzo policristalino sabulíticos, rodeados de matriz y cementos de cher, cuarzo e illita recristalizada.

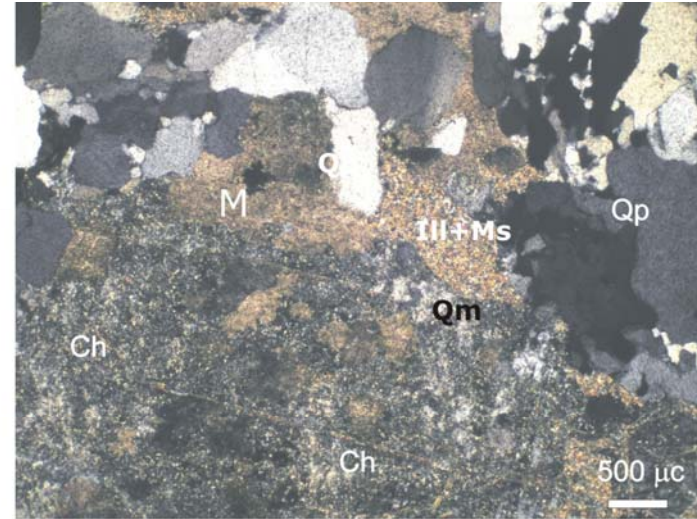


Foto 88. Misma vista con nicoles cruzados.

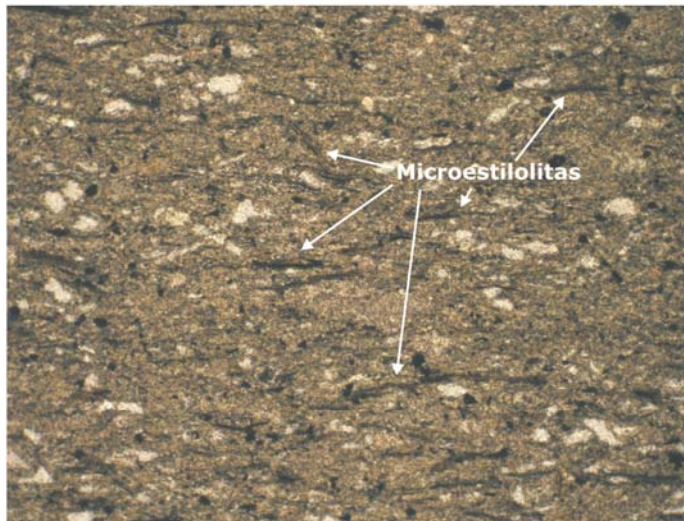


Foto 89. **Microfacies M(4)2**. Se observan clastos de cuarzo monocristalino angulosos a subangulosos orientados y desarrollo de microestilolitas en la base pelítica.

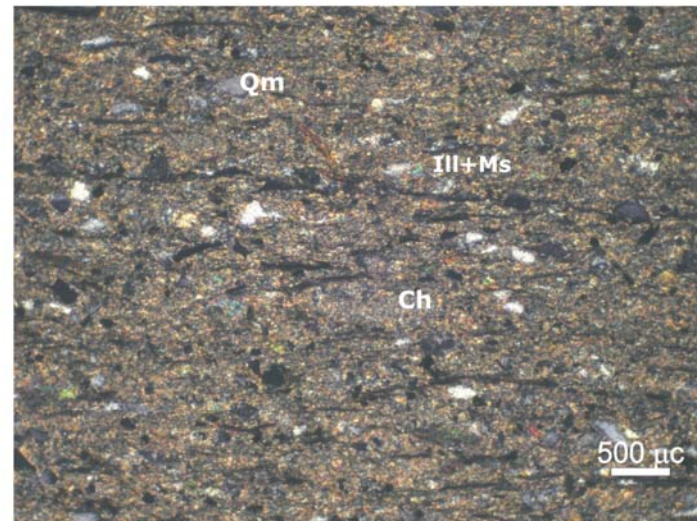


Foto 90. Con nicoles cruzados.

6.3.2 Formación Cerro Largo

Las muestras de la Formación Cerro Largo fueron obtenidas en distintos puntos de las sierras: Cantera Malegni I (sector superior MI), Laboreos de La Pampita (LLP), Abra de Tres Lomas (en el lateral al camino pavimentado a Sierras Bayas), Cerro Tres Lomas (TL) y cateos realizados en la Cantera El Polvorín (EP). En los perfiles mencionados, se describen 7 microfacies de las cuales 3 pertenecen a la Asociación de facies psámiticas y pelíticas (AFPP) y dentro de esta última se incluye en la facies 16 (Cuadro 4.2 Cap. 4). Mientras que otras 4 microfacies pertenecen a la asociación de facies cuarzosas (AFQ).

Las mismas se agrupan de acuerdo a las facies de la siguiente manera:

3 microfacies dentro de la facies 16 (AFPP)

16M1

16M2

16M3

4 microfacies dentro de la facies 18 (AFQ)

18M1

18M2

18M3

19M1

6.3.2.1 Microfacies (16) AFPP en el afloramiento (MI)

En el núcleo septentrional de las Sierras Bayas, más precisamente en el sector superior de la Cantera Malegni I (MI) se describen tres microfacies sedimentarias pertenecientes a facies (16) (ver capítulo 4- Cuadro 4.2).

Facies sedimentaria 16

1) Microfacies 16M1: arenita cuarzosa, matriz, fábrica tangencial.

Componentes detríticos:

Los clastos son de cuarzo monocristalino de redondeados a subredondeados con tamaños variables de 150µm a 2mm, con selección buena y bordes cristalinos difusos.

Esta microfacies puede subdividirse en dos submicrofacies de diferente granulometría:

a) gruesa: con granos de tamaños entre 500 μ m y 2mm. En ésta se observan cristales internamente fracturados (Fotos 87-88).

b) fina: el tamaño de grano varía entre 150 y 400 μ m. En el caso de esta submicrofacies se observa que internamente los clastos presentan sombras de disolución parcial (Fotos 89-90).

Matriz:

Es muy escasa (no supera el 5%), y está compuesta de illita (tamaño promedio de 5 μ m), y muscovita en láminas (de hasta 10 μ m), ambas detríticas (protomatriz), illita recristalizada, y reemplazo parcial por *chert* (ortomatriz) (Fotos 89-90).

Cementos:

El cemento de cuarzo se identifica como crecimiento secundario en los bordes de clastos de cuarzo en continuidad óptica, se observan “trenes” de inclusiones de arcilla en el contacto entre el clasto y el cemento (Fotos 89 y 90).

El *chert* se reconoce como reemplazo parcial en la matriz arcillosa.

Microfábrica

Los contactos entre los granos son predominantemente tangenciales, aunque también se reconocen cóncavo-convexos y suturados (Fotos 87 a 90).

Los bordes se encuentran parcialmente disueltos.

Algunos clastos de cuarzo se encuentran parcialmente disueltos tanto los bordes como internamente (Fotos 89 y 90). Mientras que otros clastos se presentan fracturados por compactación mecánica (Fotos 87 y 88).

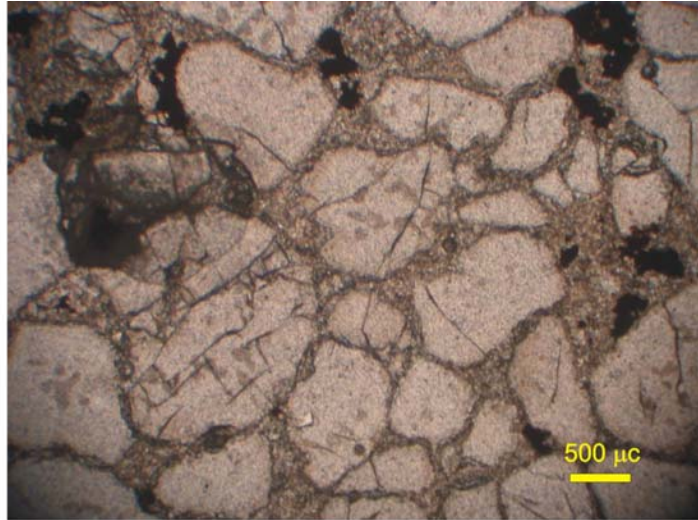


Foto 87. **Microfacies 16M1a.** Arenita cuarzosa con matriz illítica (autigénesis). Los granos son redondeados, se encuentran fracturados y con contactos tangenciales a suturados.

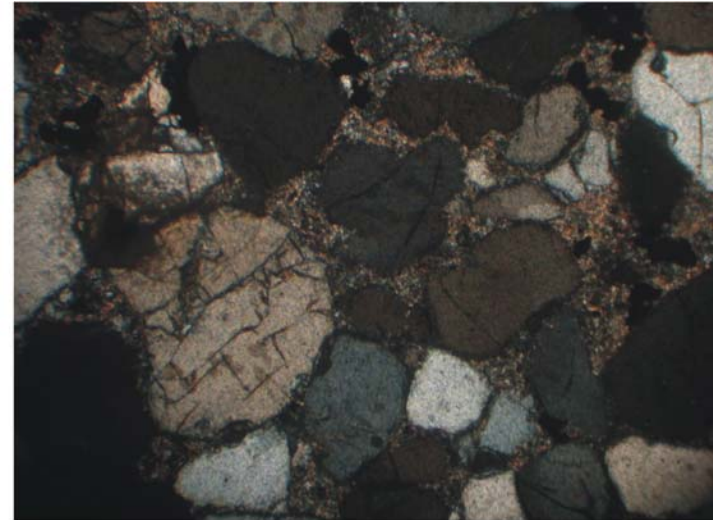


Foto 88. Misma vista con nicoles cruzados.

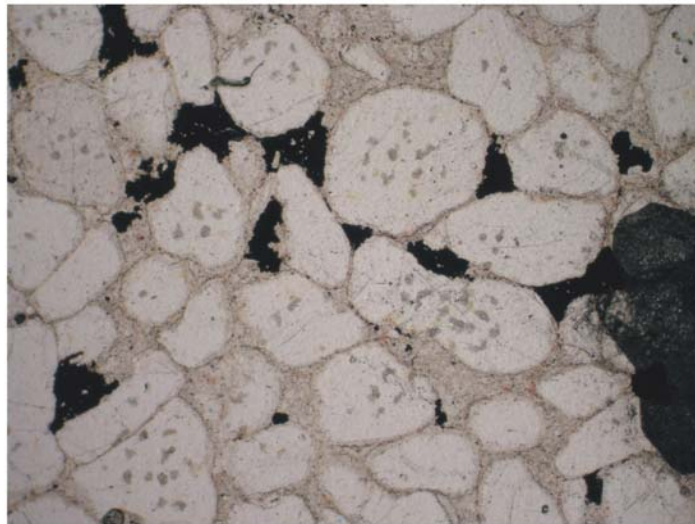


Foto 89. **Microfacies 16M1b.** En este los clastos están parcialmente disueltos en su interior y se reconoce crecimiento 2° de Qz y chert en la matriz.

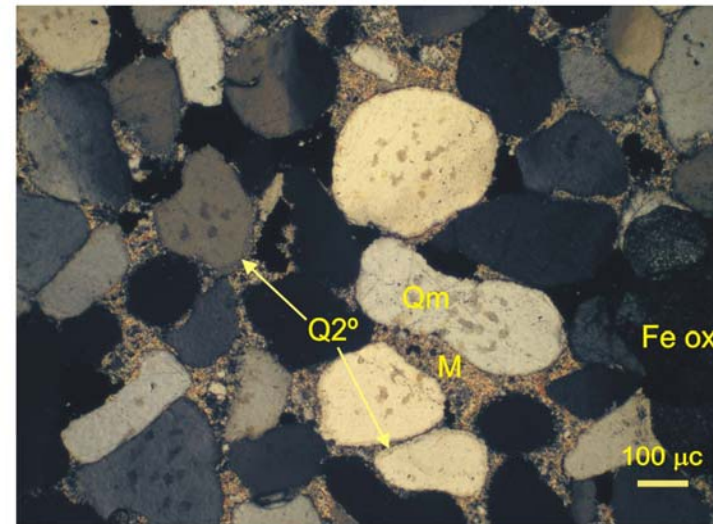


Foto 90. Misma vista con nicoles cruzados.

2) Microfacies 16M2: arenita cuarzosa-glaucónica, cemento chert y fábrica cóncavo-convexa.

Componentes detríticos:

Los clastos son de cuarzo monocristalino de angulosos a subangulosos, y de tamaños variables entre 150 y 500 μ m. La selección es muy buena y predominan los contactos cóncavo-convexos (Fotos 91 a 104).

Matriz:

Se reconoce la formación de una pseudomatriz compuesta por granos de cuarzo muy angulosos de entre 30 y 70 μ m.

Cementos:

Se reconoce la presencia de cemento cuarzoso como crecimiento secundario.

El cemento de *chert* se identifica conformando el relleno de espacios porales (Fotos 91 a 94), y ocasionalmente intercrecido con glauconita (Fotos 97 y 98).

Los cementos ferruginosos están constituidos por goethita en algunos poros rellenando parcialmente los mismos (Fotos 95 y 96)

La glauconita aparece en los espacios porales formando en la mayoría de los casos agregados fibroso-radiados (Fotos 95, 96, 99 a 102)

Microfábrica

Los contactos entre los granos son predominantemente cóncavo-convexos y algunos son suturados (95, 96, 99 y 100).

Algunos clastos de cuarzo se encuentran amalgamados e interpenetrados como resultado de la compactación química, asimismo se reconoce la formación de estilolitas asociadas a precipitación de cementos ferruginosos (Fotos 91 a 94).

Como producto de la compactación mecánica se reconoce la formación de pseudomatriz compuesta por cuarzo microgranudo fracturado (Fotos 101 y 102).

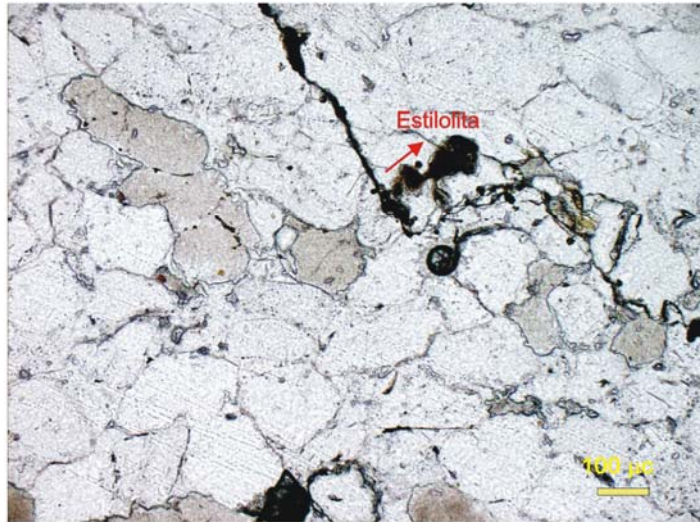


Foto 91. **Microfacies 16M2.** Arenita glauconítica. Los clastos de cuarzo son angulosos. Los cementos son de chert en los poros y crecimiento secundario de cuarzo .

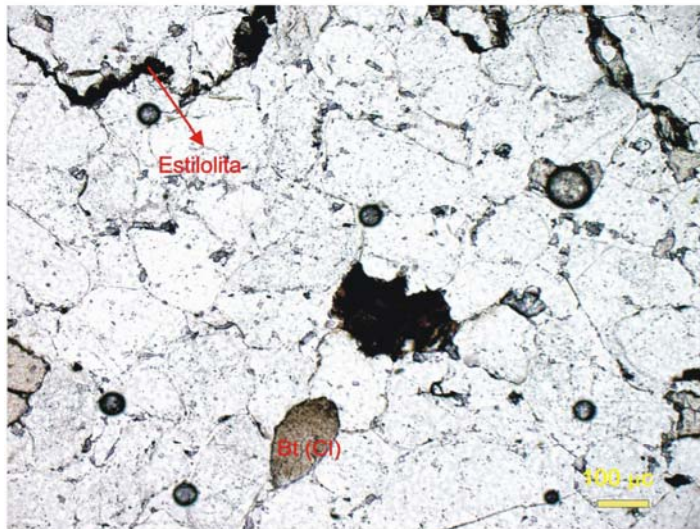


Foto 93. **Microfacies 16M2.** Los contactos son concavo-convexos, suturados y hasta interpenetrados. Se reconoce un grano de biotita cloritizada (Bt-Cl).

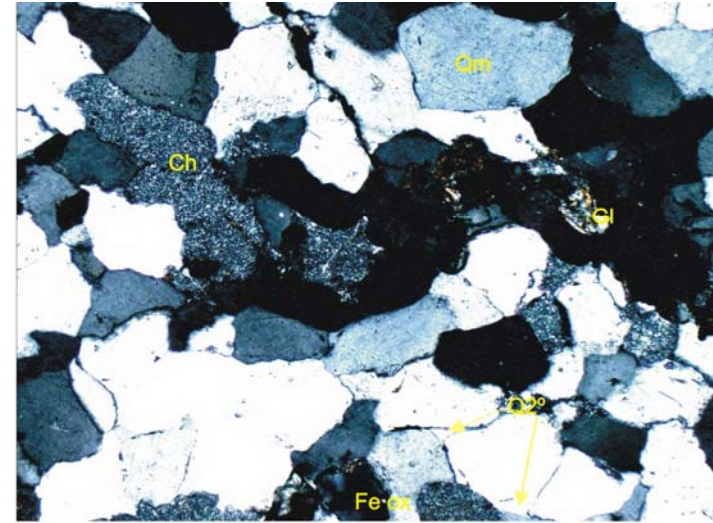


Foto 92. Misma vista con nicoles cruzados.

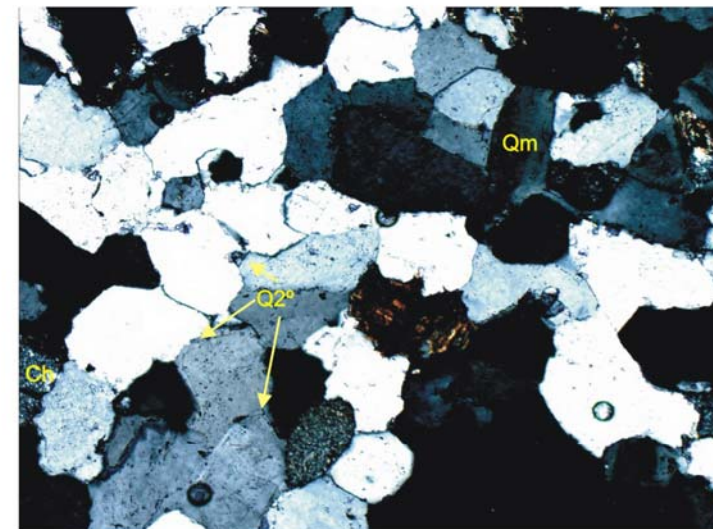


Foto 94. Misma vista con nicoles cruzados.

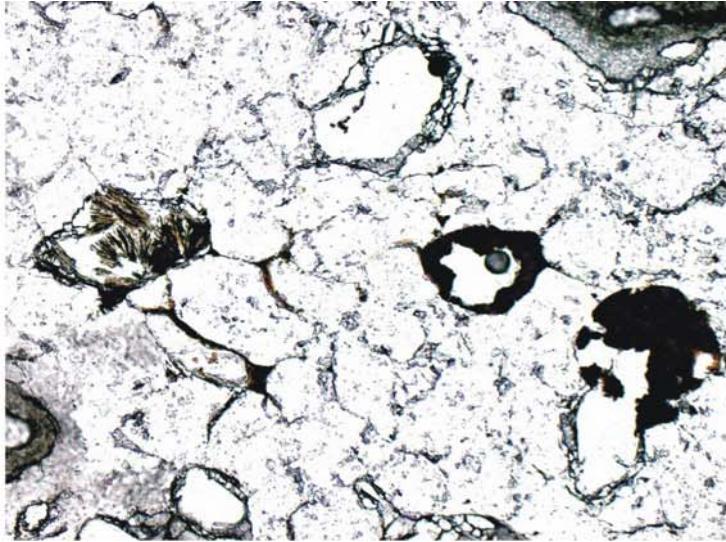


Foto 95. Se reconocen algunos poros con cemento ferruginoso. Entre los bordes de los clastos y el cemento de Qz2° se reconocen microcristales relícticos de arcillas

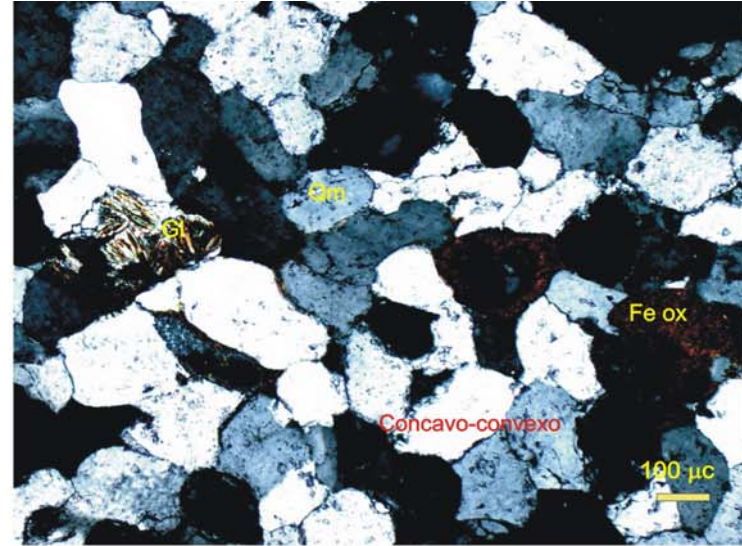


Foto 96. Misma vista con nicoles cruzados..

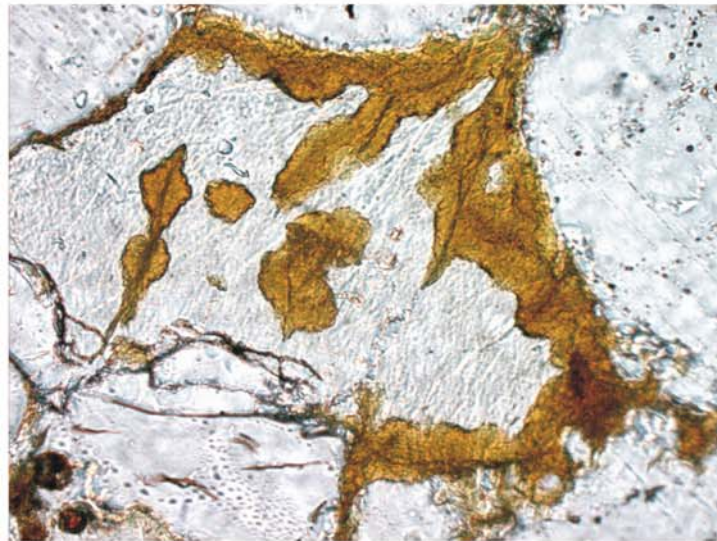


Foto 97. Detalle del cemento de un poro. Se encuentran intercrecidos chert con glauconita.

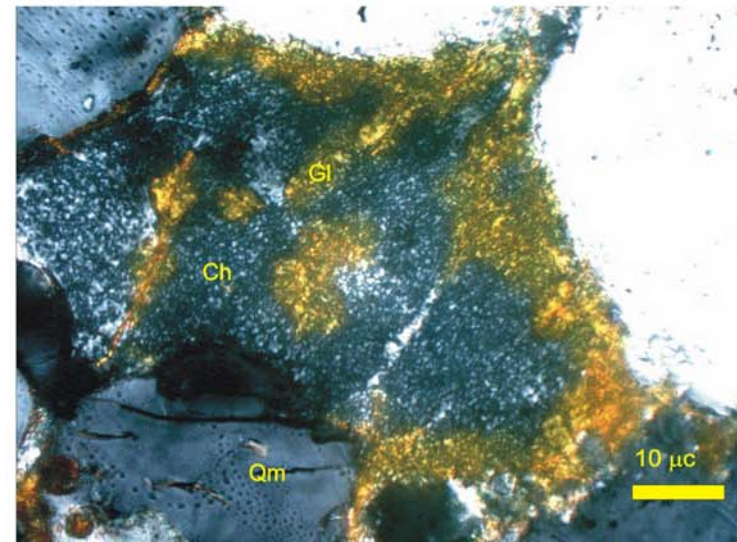


Foto 98. Misma vista con nicoles cruzados.

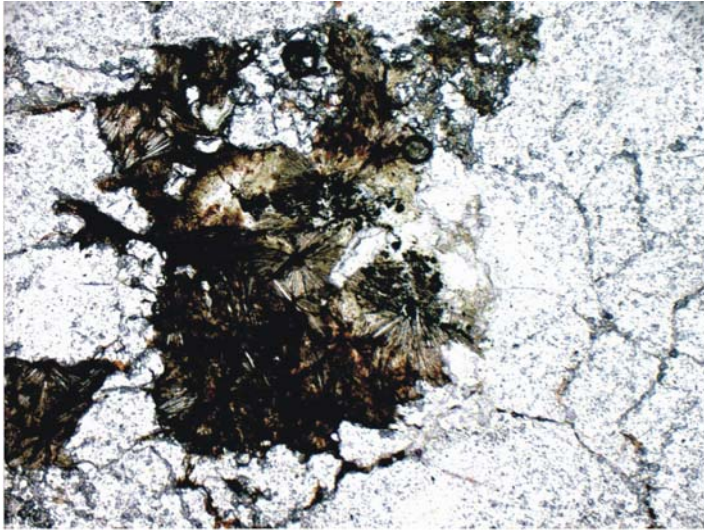


Foto 99. En los espacios porales se desarrollan agregados fibroso-radiados de glauconita.

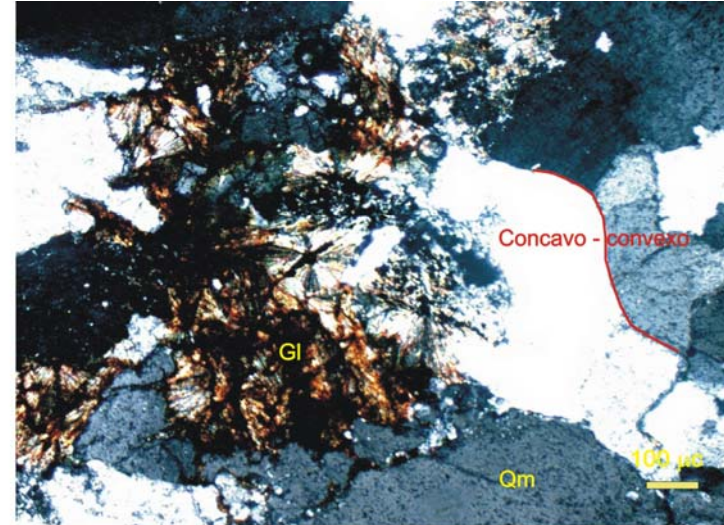


Foto 100. Misma vista con nicoles cruzados.

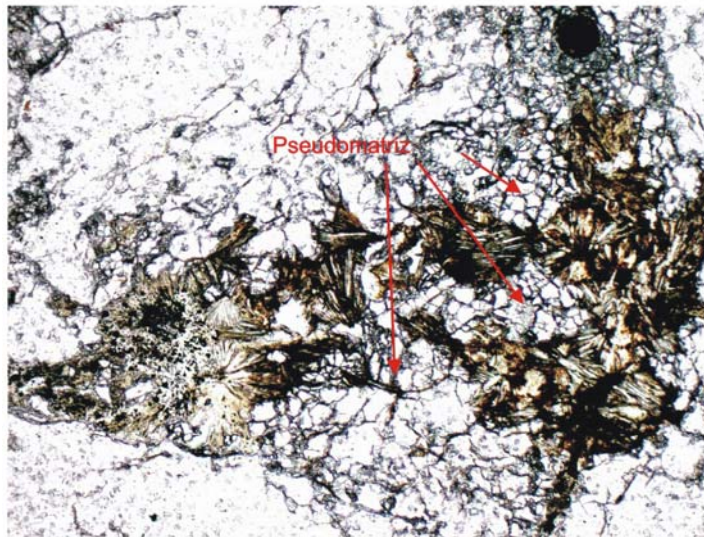


Foto 101. Los clastos de cuarzo se presentan bastante fracturados generando una *pseudomatrix* mezclada con la glauconita autigénica.

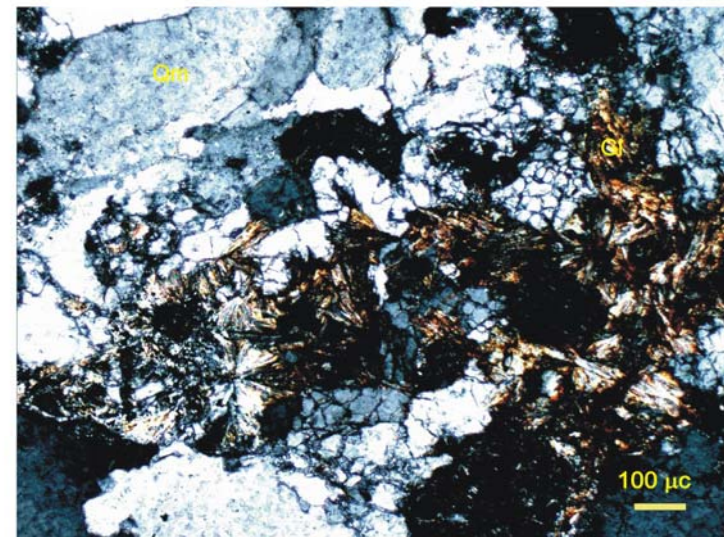


Foto 102. Misma vista con nicoles cruzados.

6.3.2.2 Microfacies (18) AFQ en el afloramiento (ATL y MI)

Facies sedimentaria 18

3) Microfacies 18M1: arenita cuarzosa, cemento cuarzoso y fábrica tangencial.

Componentes detríticos:

Los clastos son de cuarzo monocristalino subredondeados de tamaños variables entre 600µm y 2mm, los mismos adquieren bordes rectos por crecimiento secundario de cuarzo. La selección es buena (Fotos 103 y 104).

Matriz: no se ha identificado

Cementos:

Se reconoce crecimiento secundario de cuarzo en los bordes de clastos de cuarzo. Este cemento se encuentra muy desarrollado y se generan bordes planos y puntos triples.

El *chert* se reconoce como relleno de espacios porales irregulares.

En forma subordinada se identifica calcita pobre en Mg (LMC) que rellena algunos poros secundarios (Fotos 103 y 104)

Microfábrica

Los contactos entre los granos son predominantemente rectos y tangenciales, y en algunos casos hasta cóncavo - convexos.

La compactación química se evidencia por la presencia de algunos clastos de cuarzo con contactos cóncavo-convexos.

4) Microfacies 18M2: arenita cuarzosa, cemento ferruginoso y fábrica dominante recta.

Componentes detríticos:

Están constituidos por granos de cuarzo monocristalino de subredondeados a redondeados con tamaños de hasta 250µm. La selección es muy buena y predominan los contactos rectos (Fotos 107 a 112).

Se reconocen en forma muy subordinada clastos de *chert* subredondeados (Fotos 107 y 108)

Matriz:

Ocasionalmente se reconoce la presencia de matriz muy escasa (<5%) compuesta por argilominerales con recristalización (ortomatriz) e intercrecimiento de *chert* y óxidos de hierro como de reemplazo de la misma, (Fotos 105 y 106).

Cementos:

El cemento de cuarzo se reconoce como crecimiento secundario donde se desarrollan contactos planos y puntos triples (Fotos 105 y 106).

Los óxidos de hierro están representados por hematita y/o goethita constituida por cristales euhedrales en la matriz (Fotos 105 y 106); en el interior de superficies meandrosas de estilolitas (Fotos 107 y 108); y en otros casos ocupando los espacios porales entre los granos (Fotos 109 y 110).

Microfábrica

Los contactos entre los granos son predominantemente rectos, aunque algunos son cóncavo – convexos (105, 106, 109 y 110).

El grado de compactación más alto está relacionado a la presencia de contactos cóncavo-convexos entre los clastos de cuarzo. Como así también la presencia de estilolitas y granos fracturados producto de la compactación química (Fotos 107 y 108).



Foto 103. **Microfacies 18M1** Los clastos son redondeados y predominan los contactos tangenciales. Se reconocen cementos de calcita y opalo.

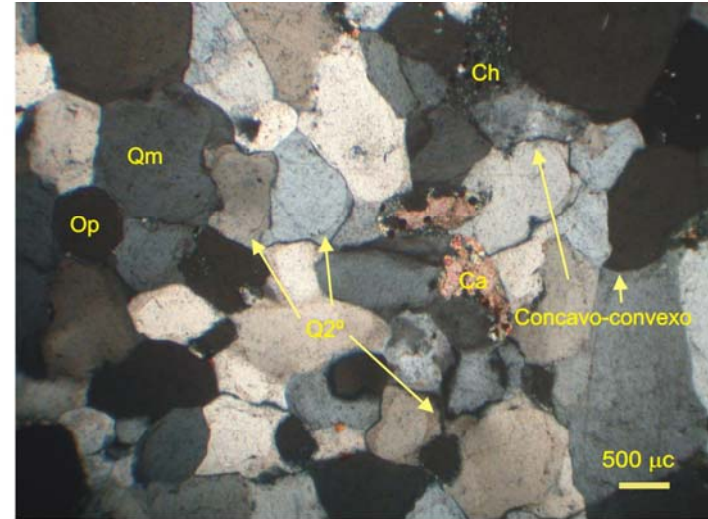


Foto 104. Misma vista con nicoles cruzados.

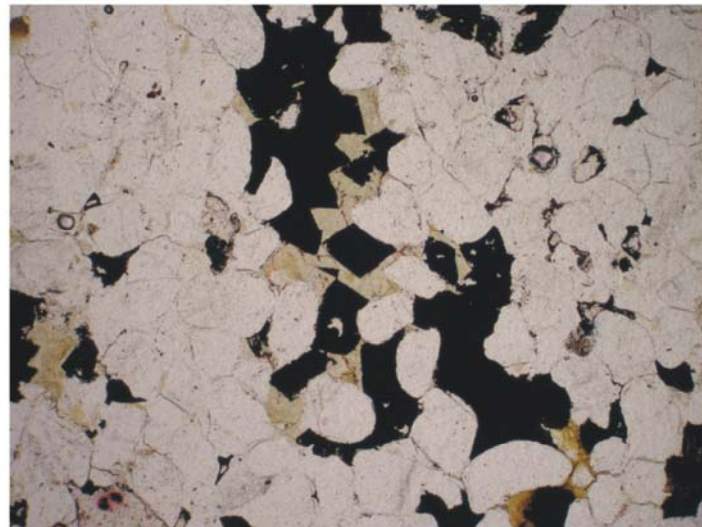


Foto 105. **Microfacies 18M2**. Los clastos de cuarzo monocristalinos son subredondeados a subangulosos. En los espacios porales se reconoce algo de matriz y cemento ferruginosos y crecimiento de Qz².

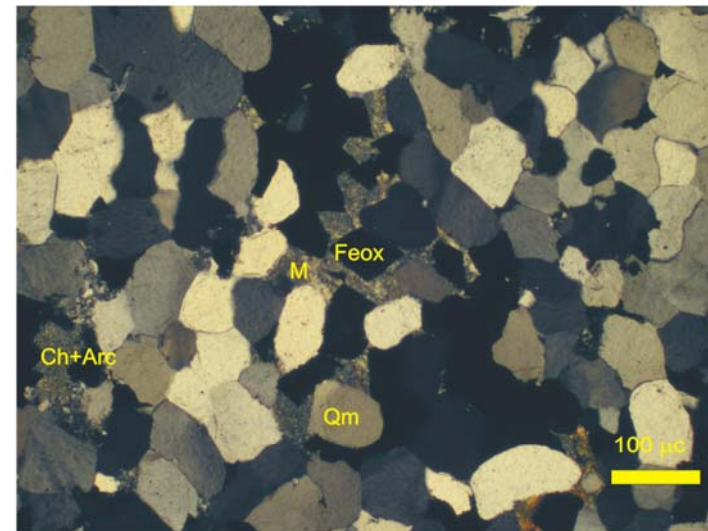


Foto 106. Misma vista con nicoles cruzados.



Foto 107. **Microfacies 18M2.** Los granos de cuarzo son suangulosos. Predomina el cemento ferruginoso que se concentra en la estilolita de forma meandrosa.

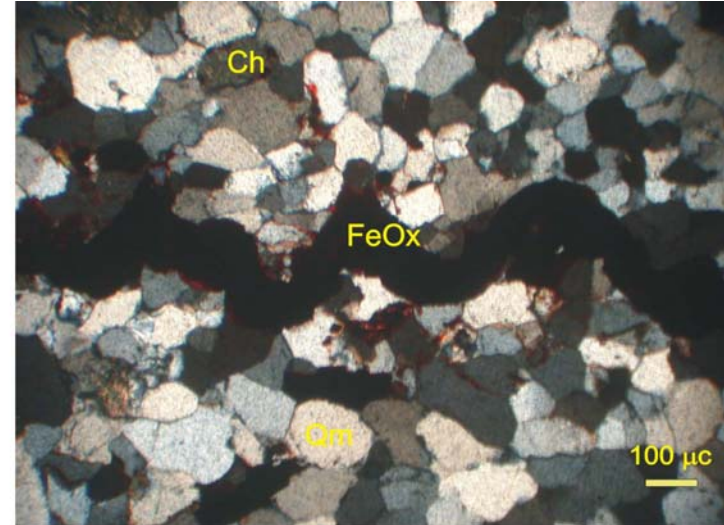


Foto 108. Misma vista con nicoles cruzados.

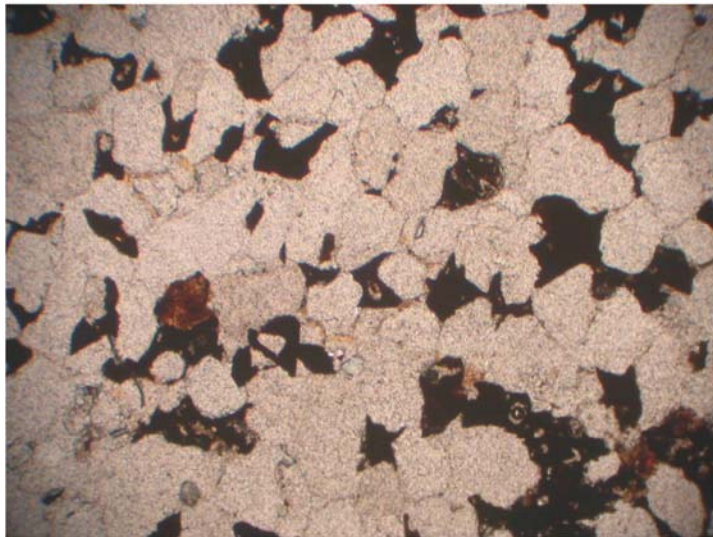


Foto 109. **Microfacies 18M2.** Los granos de cuarzo son de subredondeados a subangulosos con crecimiento 2º y cemento ferruginoso en los espacios porales.

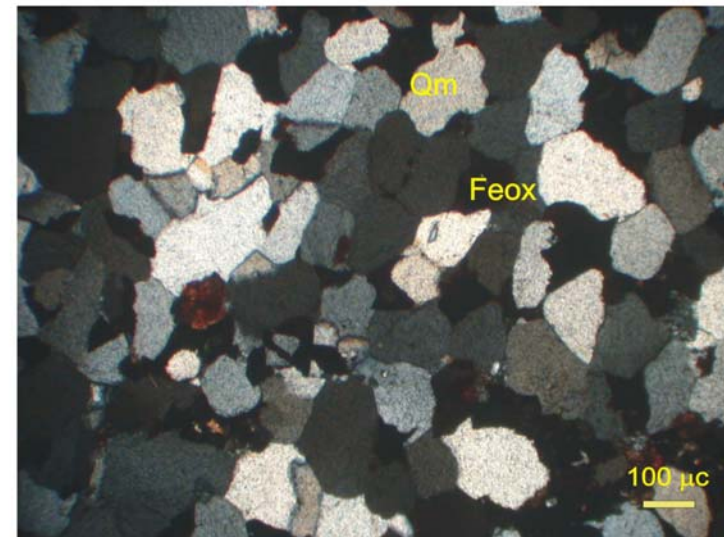


Foto 110. Misma vista con nicoles cruzados.

5) Microfacies 18M3: arenita cuarzosa, cementos silíceo/ferruginoso y fábrica tangencial.

Componentes detríticos:

Los componentes detríticos se encuentran enteramente representados por clastos de cuarzo monocristalinos, con formas redondeadas a subredondeadas, de tamaños variables entre 200µm y 2mm. La selección es de buena a moderada y predominan los contactos tangenciales (Fotos 111-114).

Matriz: no se observa

Cementos:

Se observa crecimiento secundario de cuarzo con desarrollo de bordes planos y puntos triples (Fotos 115 y 116).

La calcedonia se asocia a hematita en los espacios de poros secundarios (Fotos 113 y 114, 117 y 118, 119 y 120)

Los cementos ferruginosos están compuestos por hematita que ocupa los poros secundarios (Fotos 111 a 114 y 117 a 122).

Se reconoce la presencia de arcillas que rodean a clastos de cuarzo (*coatings*) conformando un cemento argilítico de tipo zonado concéntrico (Fotos 121 y 122)

Por otra parte, el *chert* se relaciona al cemento argilítico (Fotos 121 y 122).

Microfábrica

Los contactos entre los granos son predominantemente tangenciales.

Varios clastos de cuarzo se encuentran con contactos de tipo cóncavo-convexos (Fotos 113 y 114), también se reconocen algunos granos levemente fracturados (Fotos 111 y 112). Ambos representan fenómenos de compactación mecánica y química.

En la figura 6.6 las microfotografías de microscopio de luz reflejada permiten visualizar el desarrollo de cemento ferruginoso (hematita), el cual ocupa los espacios generados por disolución de los crecimientos secundarios de cuarzo. En algunos clastos se observa que la hematita reemplaza a los cementos cuarzosos (Fig. 6.6).

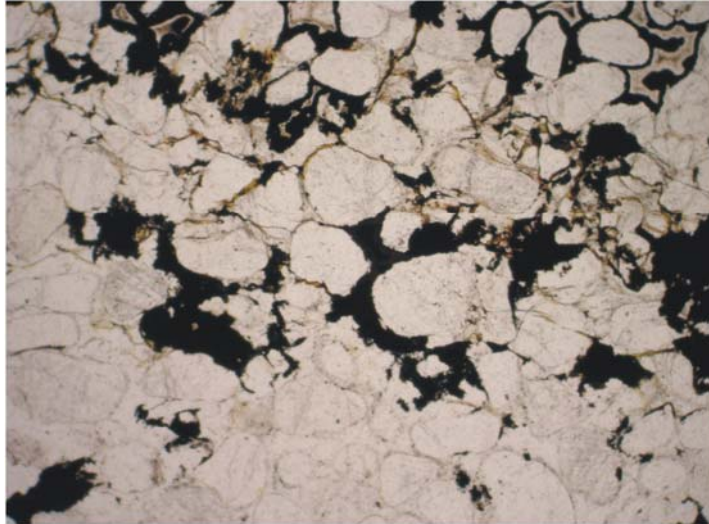


Foto 111. Vista general de la microfacies 18M3. Los clastos de cuarzo monocristalinos son de redondeados a subredondeados y están rodeados por cemento de cuarzo y hematita.

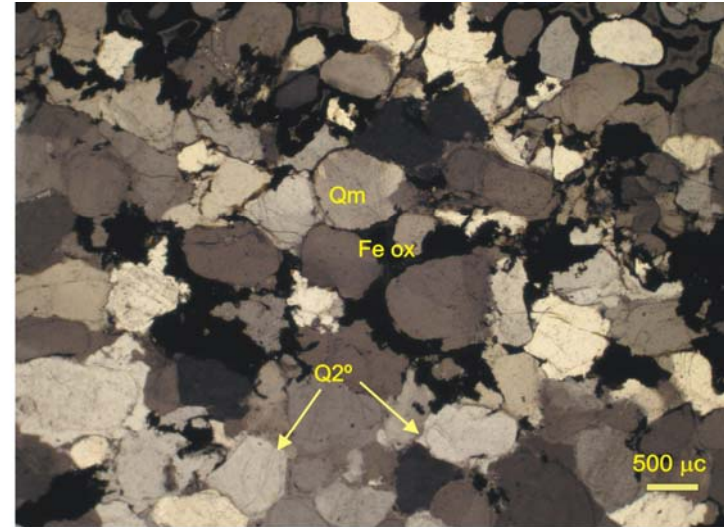


Foto 112. Misma vista con nicoles cruzados.

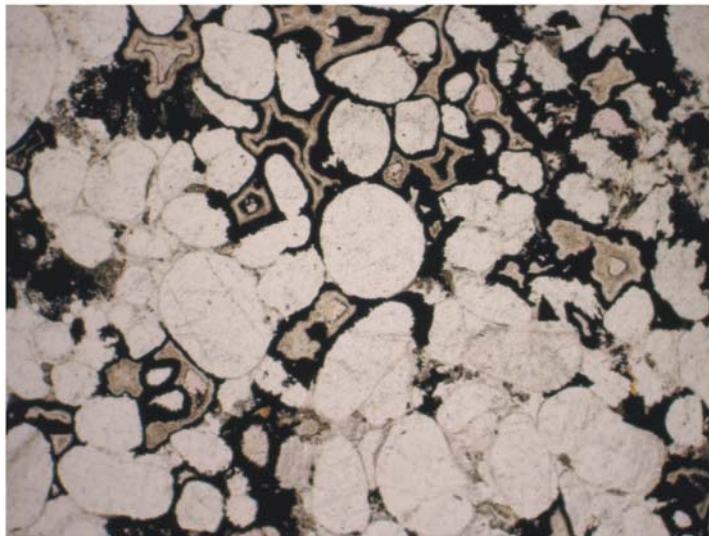


Foto 113. Los clastos son bastante redondeados. El cemento de cuarzo se ha disuelto parcialmente y en su lugar precipita cemento ferruginoso y calcedonia.

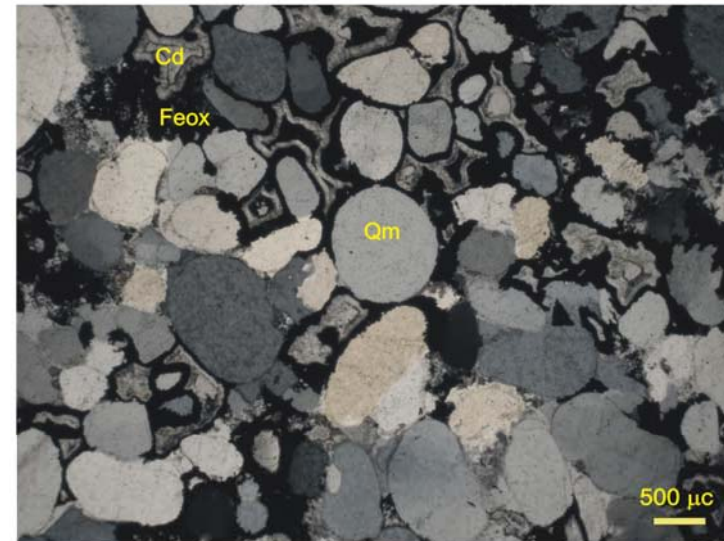


Foto 114. Misma vista con nicoles cruzados.

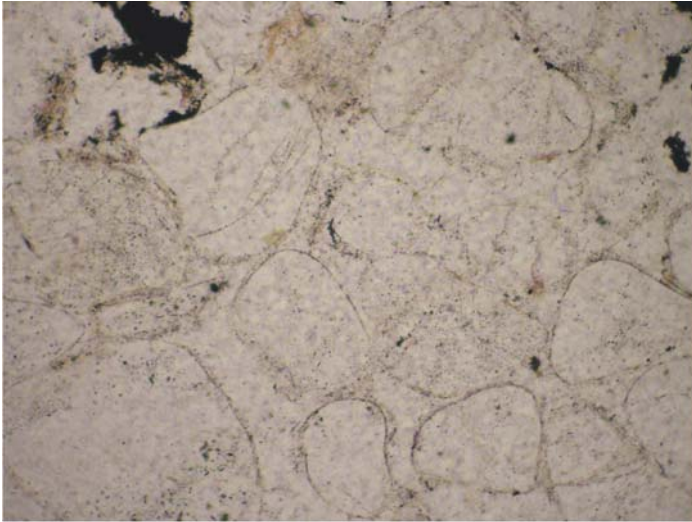


Foto 115. Sector con cemento cuarzo en los espacios porales. Se desarrollan bordes rectos y puntos triples (líneas rojas).

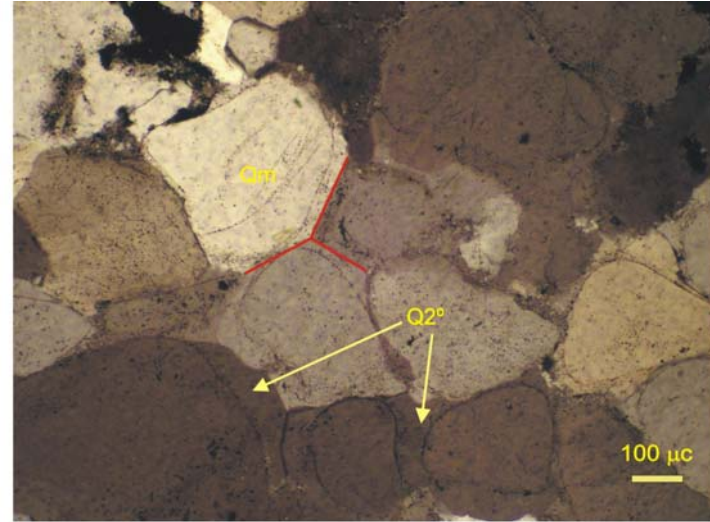


Foto 116. Misma vista con nicoles cruzados.

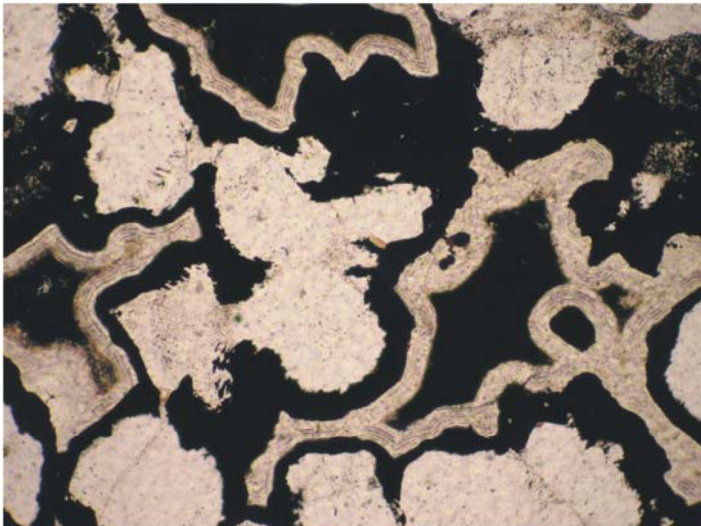


Foto 117. En este sector se observa importante disolución del cemento cuarzo (1) incluso alcanza a los bordes de los granos. En su lugar precipita hematita (2) y calcedonia (3).

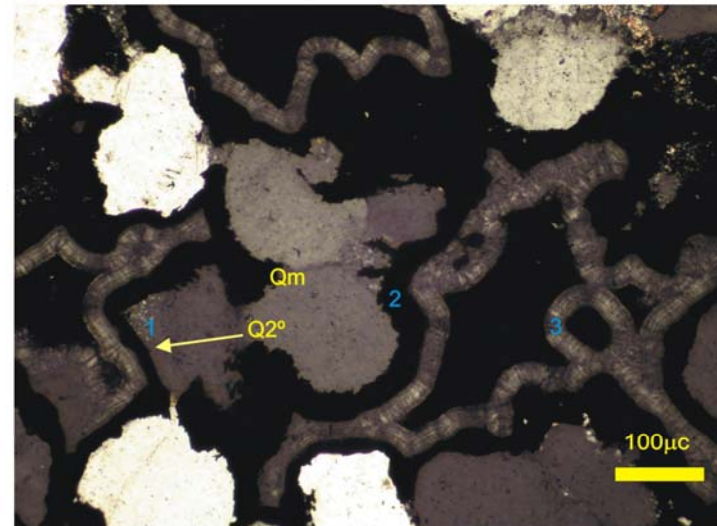


Foto 118. Misma vista con nicoles cruzados.

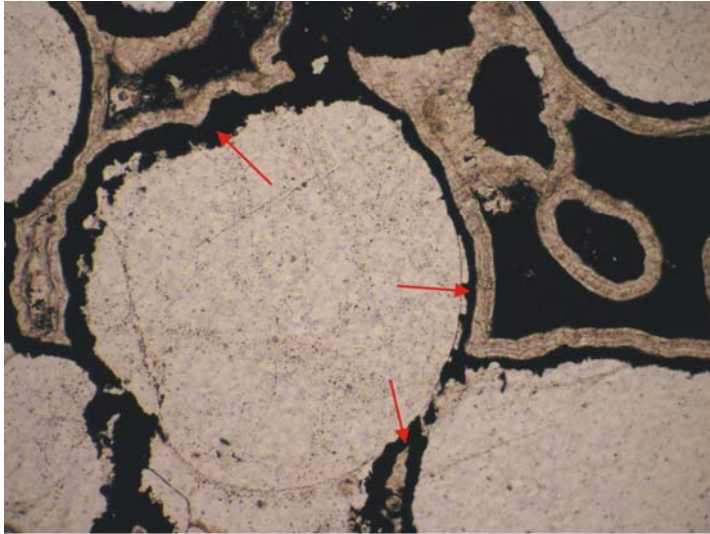


Foto 119. Detalle de los clastos rodeados por los cementos 1, 2 y 3. Se señalan con flechas rojas sectores con disolución de

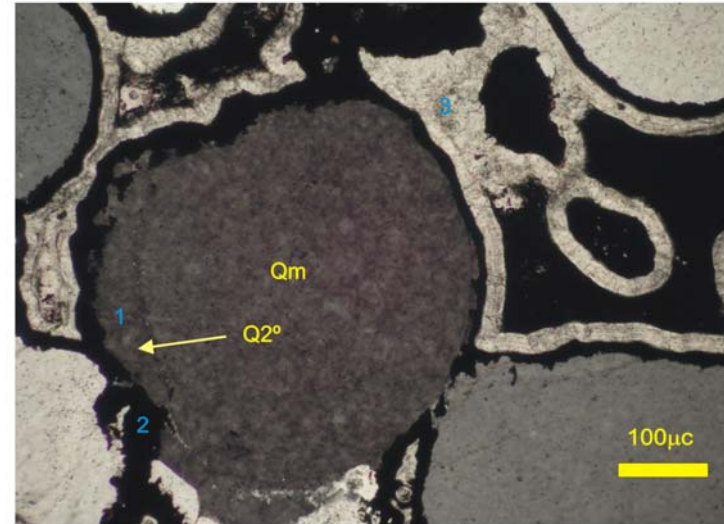


Foto 120. Misma vista con nicoles cruzados

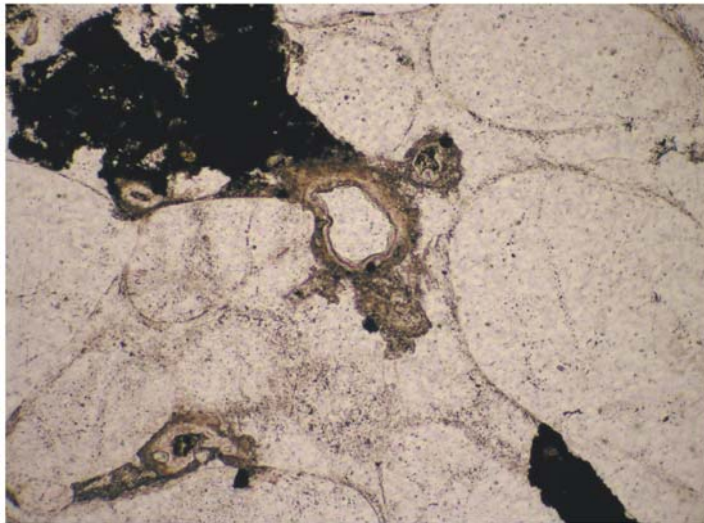


Foto 121. Cemento argilítico de tipo zondao concéntrico. Los minerales de arcilla se disponen rodeando a los clastos de cuarzo. En partes este cemento se asocia a chert.

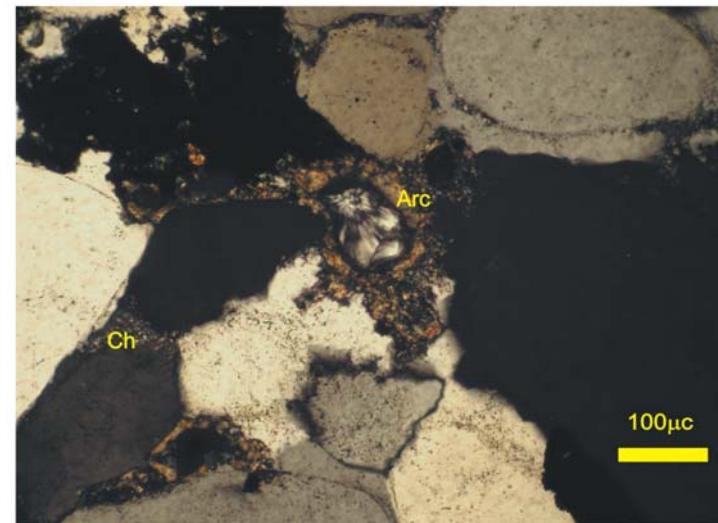


Foto 122. Misma vista con nicoles cruzados

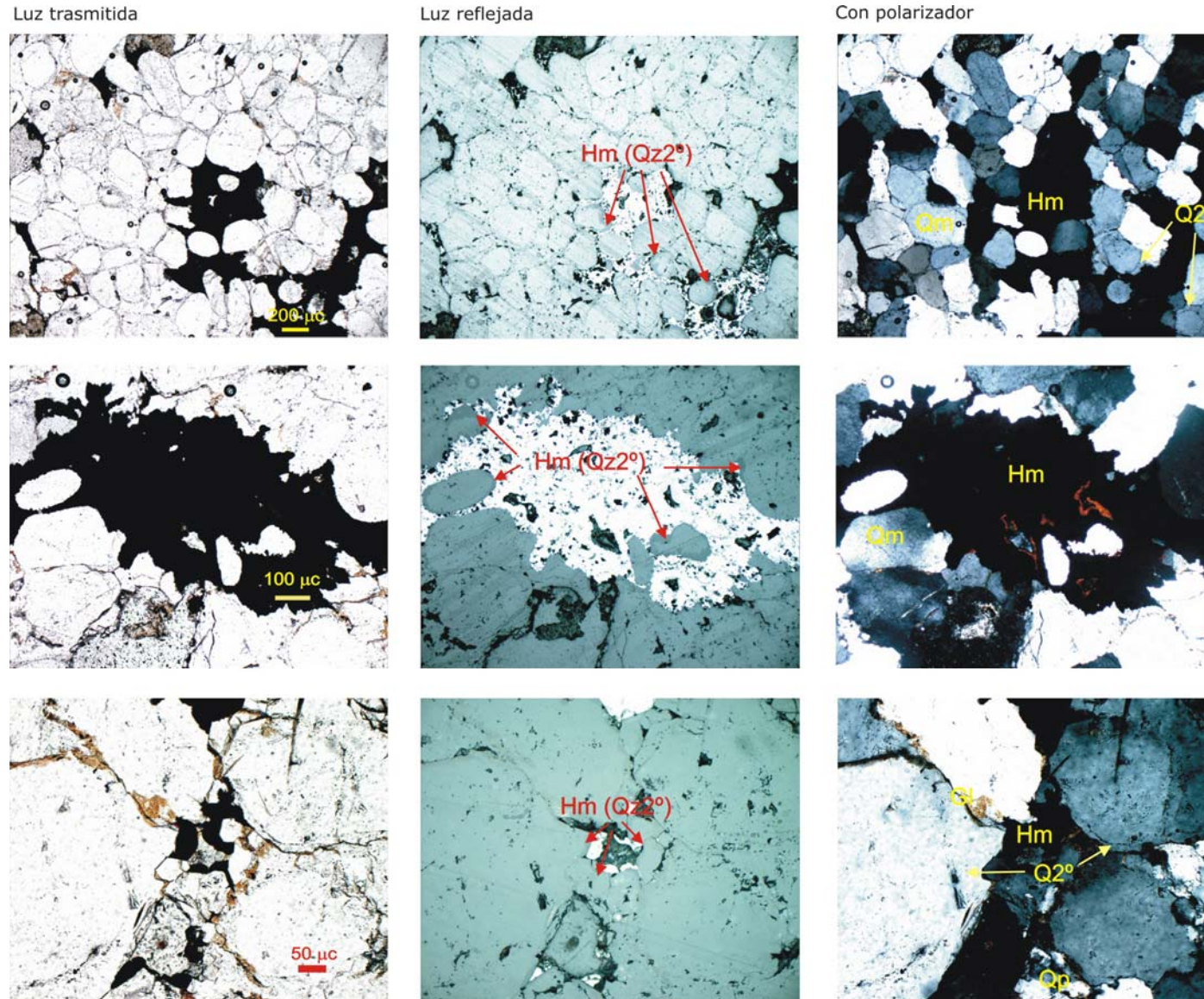


Figura 6.6. Se observan microfotografías de la microfacies 18M3 con luz transmitida, reflejada y polarizada. En las microfotografías del centro se reconoce hematita ocupando los poros originados por la disolución del cemento cuarzoso.

6.3.3 Formación Olavarría

6.3.3.1 Microfacies identificadas en la Asociación de Facies Pelíticas (AFP)

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 con mayor detalle por medio análisis de difracción de rayos x. Tales resultados son descriptos más adelante en el Capítulo 7.

Facies sedimentaria 21

Subfacies 21i conglomerado intraformacional con fábrica flotante

1) Microfacies 21iM1

Componentes detríticos:

Se reconocen dos tipo de clastos, unos constituidos por intraclastos pelíticos y otros de *chert*, (Fig.. 6.7).

Ambos tipos de clastos tienen en general formas subprismáticas y se orientan preferentemente de acuerdo a la estratificación, aunque algunos escasos lo hacen verticalmente (Figura CC). Los tamaños de los mismos varían entre 1 y 5mm de largo por 1 a 3mm de ancho por lo que puede observarse microscópicamente. A escala mesoscópica algunos alcanzan varios centímetros de diámetro. El grado de selección es moderado a pobre y la fábrica es flotante.

Los líticos son de redondeados a subredondeados, mientras que los de *chert* son subangulosos.

Matriz:

La misma es muy abundante > 60% y se reconocen dos tipos: 1) muy fina (arcillosa) y homogénea y 2) laminada con arqueamiento de los argilominerales en los contornos de los clastos (Fig. 6.7)

Cementos:

no se reconocen

Microfábrica

Prácticamente los granos no se tocan entre sí por lo que domina la fábrica flotante. Asimismo, se observa un arqueamiento de los argilominerales que rodean a los clastos (Fig. 6.7).

La compactación es escasa y se encuentra representada por una laminación tenue paralela a la estratificación.

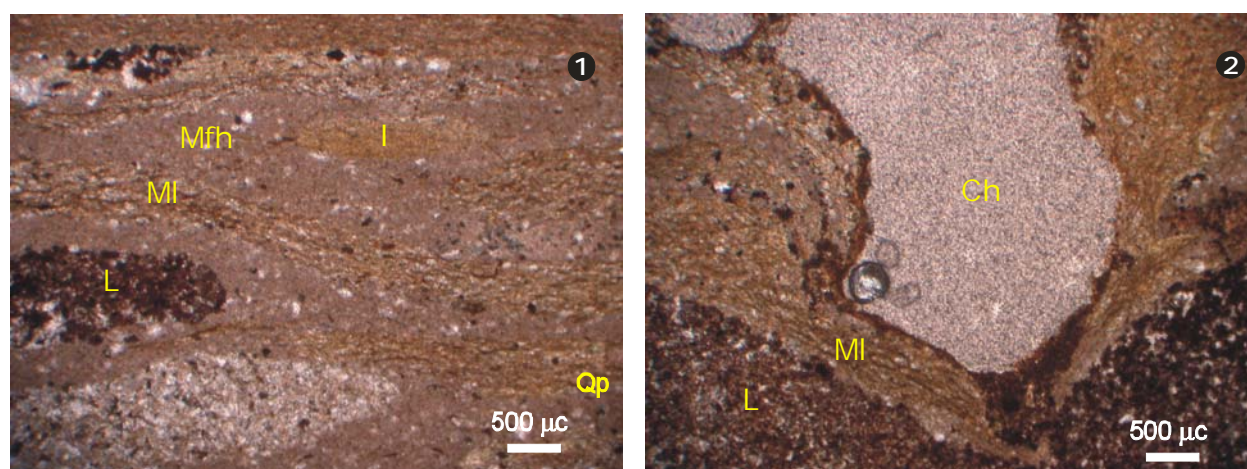


Figura 6.7. Microfotografías de la microfacies 21iM1. Conglomerado intraformacional con intraclastos (I), clastos de chert (Ch) y otros líticos de composición pelítica. La matriz se presenta por sectores compuesta de material muy fino y homogéneo (Mfh) y en otros laminada (MI). Los clastos más resistentes deforman a la matriz (foto 2).

Cabe destacar que los clastos líticos están internamente compuestos por fragmentos de limolita comparables a las de la subfacies 21s (Fig. 6.7).

Subfacies 21s pelita amarilla

2) Microfacies 21sM1 limolita cuarzosa muy fina, cemento ferruginoso, fábrica tangencial

Componentes detríticos:

Los clastos son de cuarzo monocristalino, subangulosos, con tamaños de grano que varían entre 30 y 200 μm (limo fino y arena muy fina) en donde el tamaño promedio es de alrededor de los 50 μm (limo grueso) (fotos 123 y 124). La selección de los mismos es buena.

Matriz:

Es de escasa a moderada (de 10 a 20%) de composición illítica parcialmente recristalizada, por lo que se trata de una protomatriz en partes recristalizada como ortomatriz.

Cementos:

Están representados por ópalo el cual se identifica conformando el relleno de venas paralelas a la laminación. Y por óxidos de hierro de coloración rojiza, asociados a la matriz y concentrados en los espacios intergranulares.

Microfábrica

Se observa un predominio de los contactos entre granos de tipo tangenciales aunque algunos son rectos.

El grado de compactación que alcanza esta roca es escaso a moderado y está dado por la presencia de laminación y por algunos contactos entre granos de tipo rectos.

Subfacies 22s pelita roja con concreciones carbonáticas

De esta facies se presenta una caracterización sencilla de las características petrográficas de las concreciones carbonáticas, dejando las interpretaciones acerca de las pelitas que las contienen para ser tratadas en el Cap. 7 por medio de técnicas más apropiadas como es el análisis de difracción de rayos x.

3) Microfacies 22sM1 cemento carbonático fibroso

De acuerdo a la clasificación de las formas de los cristales de calcita propuesto por Harris et al (1985), se observa que los cristales de calcita que conforman estas concreciones son del tipo fibrosos (Figura 6.8).

Internamente las concreciones están constituidas por calcita fibrosa bandeada (Fotos 125 y 126), con desarrollo de grandes cristales de centenas de micrones a escasos milímetros respecto al eje más desarrollado.

Las pelitas rojas que alojan estas concreciones están constituidas por clastos detríticos de cuarzo, y óxidos de hierro y argilominerales intersticiales asociados a

suaves superficies de disolución y cementación silícea posterior como venillas paralelas a la laminación (Fotos 123 y 124).



Foto 123. **Microfacies 21sM1**. Limolita cuarzosa con escasa matriz illítica asociada a cementos ferruginosos. Paralela a la estratificación se observa una venilla con cemento de opalo.

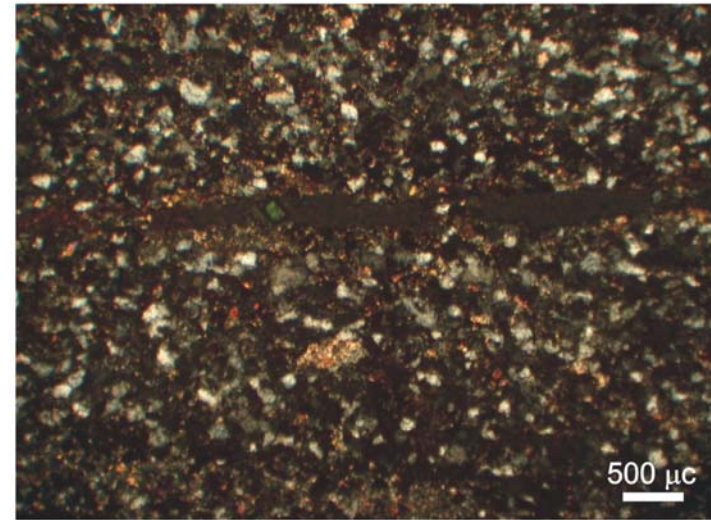


Foto 124. Misma vista con nicoles cruzados.



Foto 125. **Microfacies 22sM1**. Se observa la microfábrica y textura interna de una concreción carbonática. El ancho vs el largo de los cristales de calcita (en naranja) tienen dimensiones del tipo fibroso, también es bandeado.

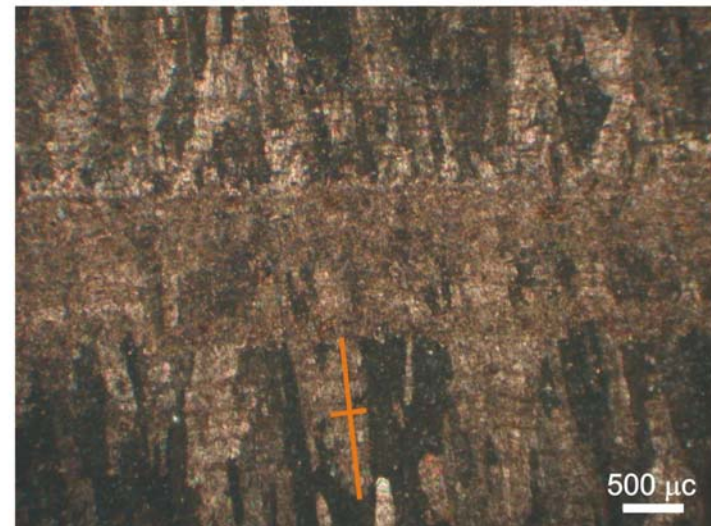


Foto 126. Misma vista con nicoles cruzados.

Algunas de las características mesoscópicas de estas concreciones y niveles concrecionales fueron previamente presentadas en el capítulo 4.

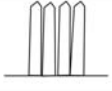


Tipo	Dimensiones (largo vs ancho)	diagrama
fibras	> 6 a 1	
Blades	2 a 1 - 6 a 1	
ecuante	1 a 1 - 2 a 1	

Figura 6.8. Clasificación de los cristales de calcita de acuerdo a su forma.
Modificado de Harris et al (1985).

6.4 DIAGÉNESIS

6.4.1 Formación Villa Mónica – Asociación de facies cuarzo arcósicas

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, entre otros.

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*.

6.4.1.1 Cementación

Los cementos reconocidos en la AFQA I se presentan tanto en la matriz, como en los espacios porales. En este segundo caso pueden estar obliterando los espacios o como crecimiento secundario alrededor de los granos. Suelen haber dos o más generaciones de cementos ocupando un mismo espacio poral, de manera que el orden de precipitación puede ser establecido por el principio de superposición y de esta forma se establece la secuencia de cementos (Figura 6.9), considerando a la generación de cemento más cercana a la pared del poro como la más antigua.

Cementos silíceos

Los cementos silíceos reconocidos en la AFQA aparecen principalmente como dos variedades: como reemplazo y/o recristalización de minerales precursores o como cementos cristalinas. La primera fundamentalmente consiste de *chert* cripto a microcristalino con individuos subhedrales. El intercrecimiento de *chert* en conjunto con arcillas en pequeñas masas intersticiales de la matriz, es también muy frecuente en estas microfacies. La otra forma, el cemento de cuarzo

macrocristalino, aparece tanto como crecimientos secundarios alrededor de los granos del mismo mineral, como conformando relleno de poros secundarios en donde adquiere un aspecto microgranudo. El crecimiento de cuarzo secundario, en ocasiones se presenta parcialmente disuelto y con precipitación de hematita en los poros secundarios.

Fuentes de sílice

La presión-solución y las reacciones entre minerales, como el pasaje de esmectita a illita (Burley y Worden, 2003), son también consideradas las principales fuentes de sílice aportadas a estas facies sedimentarias, y como se ha explicado antes, mayoritariamente estas reacciones ocurren durante la mesogénesis.

Cementos carbonáticos

La calcita que se ha identificado en las microfacies inferiores de la FVM donde la misma se encuentra constituida por calcita de bajo magnesio (LMC) de tamaño esparita en forma "parches" entre los granos y que precipita como relleno de poros secundarios, es decir luego de una previa disolución de los granos de cuarzo.

Se tiende a pensar que el origen del cemento carbonático estaría asociado a la zona de reducción de sulfatos y de fermentación dentro de las eodiagénesis (Scasso y Limarino, 1997).

Por otra parte, el cemento calcítico suele aparecer a mayor profundidad que el silíceo. Aunque en realidad, el efecto de las presiones parciales de CO₂ junto con la presencia o no de buffers externos son los que finalmente controlan al sistema carbonático, (Scasso y Limarino, 1997).

Cementos de hematina y goethita

Los cementos de goethita y hematina reconocidos en estas facies podrían haberse originado como resultado de la precipitación a partir soluciones aportadas durante la eogénesis (tempranamente) y telodiagénesis (etapa tardía). La goethita es común en los sedimentos recientemente depositados y tiende a transformarse en hematina durante la diagénesis. Una de las texturas observadas es la de pátinas (o *coatings*) de óxidos de hierro que rodean en forma discontinua a los granos o a los contactos entre granos. Esto último podría indicar un origen post-depositacional durante la diagénesis de acuerdo a lo expuesto por Scasso y Limarino (1997). En

algunas microfacies se ha observado que el cemento de hematina oblitera totalmente la porosidad y puede reemplazar elementos de la matriz, lo que estaría en relación a una precipitación a partir de soluciones circulantes.

6.4.1.2 Compactación

El grado de compactabilidad de los conglomerados, arenitas y vaques de la AFQA de la Fm. Villa Mónica ha estado en función de numerosos factores, entre los cuales se destacan el tamaño de grano, selección, forma, orientación y composición de los granos y contenido de matriz y cementos.

Una de las evidencias de la compactación está dada por la generación de pseudoestilolitas o *disolution seams*. Las mismas suelen originarse rápidamente durante el sepultamiento (eodiagénesis) cuando el porcentaje de arcillas es alto como se observa en las microfacies de vaques y fangolitas. Sin embargo, se debe ser cuidadoso en su interpretación y no utilizarlas como un indicador diagenético, dado que el espectro de profundidades de enterramiento que pueden originarlas es extremadamente amplio.

Otros de los rasgos de compactación observados durante el estudio de las microfacies de la AFQA son los que se mencionan a continuación:

- 1) reacomodamiento mecánico de los granos con deslizamiento
- 2) rotura frágil (principalmente de granos muy competentes como los de cuarzo)
- 3) flexuración (reconocida en las micas de grano grueso)
- 4) deformación dúctil o plástica (como se observa en feldespatos)
- 5) presión solución y formación de estilolitas y pseudoestilolitas.

La deformación de los granos se manifiesta a través del arqueamiento de las micas, deformación de granos dúctiles y rotura de granos frágiles. En las facies inferiores los clastos de cuarzo se encuentran muy fracturados y los de feldespatos deformados. Asimismo, se ha reconocido el desarrollo de láminas de deformación dentro de los cristales, o extinción ondulosa lo que indican una mayor distorsión de la estructura cristalina original la que posiblemente podría estar asociada a grandes esfuerzos tectónicos.

6.4.1.3 Etapas de la diagénesis

EODIAGÉNESIS

En esta etapa se destacan los fenómenos de disolución y/o reemplazo de algunos componentes inestables procedentes del basamento como los feldespatos, minerales máficos (anfíboles y biotita) y micas (muscovita). Tales reacciones conllevan a la neoformación de arcillas como producto de la meteorización como la caolinita, clorita, e interestratificado esmectita-illita. Con respecto a la cementación se destaca la precipitación de cuarzo como crecimientos secundarios, óxidos de hierro y argilominerales.

La presencia de clorita autigénica como producto de la meteorización de minerales máficos procedentes del basamento tales como anfíboles y biotita ha sido reconocida en la facies del *gruss* basal de la AFQA. Mientras que la caolinita resulta un subproducto de la hidrólisis de feldespatos del basamento.

En estos sedimentos, de origen marino, se observan otras transformaciones que incluyen la precipitación de calcita pobre en Mg (LMC), y cementación por *chert* y/o microcuarzo (Figura 6.9)

Durante esta etapa, e inmediatamente después de la depositación, comienzan las primeras evidencias de la compactación mecánica en las que se incluyen: reducción del espacio poral y desarrollo de contactos de tipo tangenciales entre los clastos.

MESODIAGÉNESIS TARDIA

La diagénesis de soterramiento se inicia con los primeros rasgos de compactación química, las reacciones de transformación de los minerales de arcilla tales como illitización y cloritización de esmectita y caolinita, la cementación cuarzosa y carbonática.

El cemento carbonático se reconoce en las microfacies inferiores de la AFQA constituido por calcita esparítica pobre en Mg (LMC). Mientras que el cemento cuarzoso se identifica como crecimientos secundarios en continuidad óptica.

Los rasgos de compactación característicos de esta etapa están representados por la presencia de contactos entre los granos de tipo tangenciales, rectos, cóncavo-convexos, suturados y hasta con láminas de extinción ondulosa lo que conduce a pensar en un aumento gradual del enterramiento hacia profundidades que superan los 3km es decir en un régimen de mesogénesis profunda. Sin embargo, como era de esperar en las facies sedimentarias más finas representadas por los niveles de fangolitas se identifican texturas flotantes, lo mismo ocurre en algunos de los niveles con vaques. El avance de la compactación mecánico-química se reconoce por la oclusión total de la porosidad, el desarrollo de superficies estilolíticas y por la cementación.

Evolución de la matriz en la mesogénesis

La evolución de la matriz durante el enterramiento puede esquematizarse de acuerdo a la siguiente secuencia:

- 1- Desarrollo de esmectita y caolinita a partir de los componentes lábiles del basamento y/o sedimento producto de la meteorización.
- 2- Transformación de la esmectita a interestratificado I/S y luego a illita con el avance de la diagénesis (mesogénesis temprana a tardía).
- 3- Crecimiento autigénico de illita en la matriz.
- 4- Recristalización y deformación frágil-dúctil de las micas detríticas (moscovita y biotita desferrizada)

3) TELODIAGÉNESIS

Las evidencias de un levantamiento tectónico con ingreso de fluidos meteóricos están son atribuidas a la neoformación de caolinita, disolución de los cementos cuarzosos desarrollados en la etapa anterior y precipitación de óxidos de hierro en su lugar. Asimismo, se destaca durante esta etapa el desarrollo de *coatings* arcillosos alrededor de los granos de cuarzo

Asociados a los procesos telogenéticos se reconoce la presencia de minerales generados producto del ingreso de fluidos hidrotermales como la pirofilita e illita, en donde ambas se caracterizan por su muy buena cristalinidad (Cap. 7), disposición azarosa de los cristales y desarrollo de los mismos, y su microfábrica homogénea sin rasgos de orientación preferencial de los argilominerales.

La presencia de cementos ferruginosos como hematina y goethita constituyen cementos con formas irregulares de minerales de color negro opacos o rojizo traslúcido respectivamente. Los óxidos de Fe se encuentran reemplazando a los crecimientos secundarios de cuarzo o bien ocupando los mismos espacios luego de una previa disolución de este.

6.4.1.4 Facies diagenéticas

Sobre la base del análisis de las microfácies descritas se puede hacer una comparación dentro de la misma facies sedimentaria. Por ejemplo la facies (1) de arenitas y vaques arcósicos con conglomerado basal se presenta con diferentes microfábricas postdepositacionales y distintos tipos de cementación de acuerdo al sector de las sierras analizado. Por ello, esta facies sedimentaria (Facies 1) podría dividirse en dos *facies diagenéticas 1A y 1B*.

Facies diagenética 1A

La facies diagenética 1A se encuentra aflorada en el núcleo septentrional de las Sierras Bayas. Esta se caracteriza por la presencia de cemento de calcita pobre en magnesio tipo LMC, cemento de *chert*, cementos ferruginosos (goethita y hematina) y escaso crecimiento secundario de cuarzo.

La matriz illítico-caolinítica y con clastos de muscovita de mayor tamaño (protomatriz) se encuentra prácticamente toda recrystalizada con desarrollo de illita autigénica (ortomatriz). En la facies diagenética 1A las arenitas y vaques presentan fábricas postdepositacionales con desarrollo de contactos con disolución importante predominantemente de tipo suturados, aunque cuando la matriz es muy abundante la misma microfábrica es flotante debido a que los contactos entre los granos son prácticamente nulos. Cabe destacar que los granos se encuentran muy fracturados y se reconocen abundantes superficies de disolución por presión o estilolitas.

Facies diagenética 1B

Por el contrario, esta misma facies sedimentaria (Facies 1) analizada en el subsuelo por perforaciones con testigos en el núcleo central de las sierras (en la Cantera El Polvorín), presenta diferencias sustanciales con la anterior (facies diagenética 1A). En este caso, los cementos que predominan son el argilítico, con

menor participación de cuarzo secundario y *chert* y no se reconocen cementos carbonáticos.

Por otra parte, la microfábrica diagenética está dada por el desarrollo de contactos entre granos de tipo tangenciales y cóncavo-convexos, lo que indica un menor grado de compactación. Con la misma salvedad que la anterior para las microfacies que tienen alto tenor de matriz pelítico.

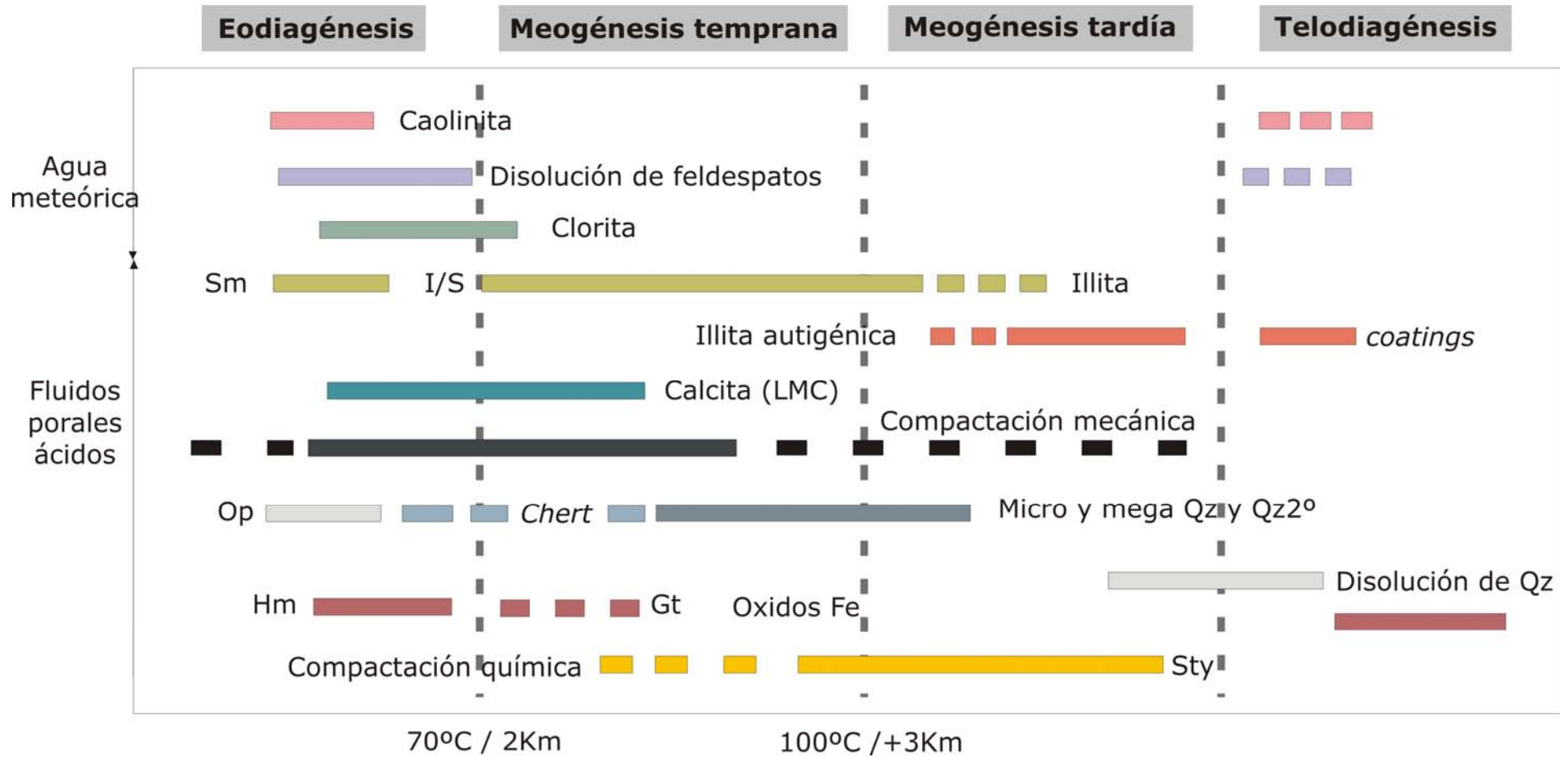


Figura 6.9. Secuencia de procesos diagenéticos en la Asociación de facies cuarzo arcósicas (I). Formación Villa Mónica. Referencias: Qz: cuarzo; Op: ópalo; Qz2°: crecimiento secundario de cuarzo; Hm: hematita; Gt: goethita; I/S: interestratificado illita/esmectita; LMC: calcitas de bajo Mg; Sty: estilolitas.

6.4.2 Formación Cerro Largo

Los procesos diagenéticos reconocidos en esta formación fueron clasificados en tres grupos principales: los que caracterizan a la Asociación de facies psamíticas y pelíticas (AFPP), los reconocidos en la Asociación de facies cuarzosas (AFQ) (Fig. 6.10) y los que comparten ambas asociaciones de facies (Fig. 6.11).

Los procesos diagenéticos representados en esta formación abarcan a transformaciones asociadas a eventos eogenéticos, mesogenéticos tempranos o someros y más tarde telogenéticos (postlevantamiento tectónico). Las evidencias de los fenómenos diagenéticos intervinientes comprenden a la disolución, cementación, compactación con desarrollo de microfábricas diagenéticas características, entre otros (Fig. 6.11).

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.

6.4.2.1 Cementación

Los cementos reconocidos en la FCL se presentan como relleno de los espacios porales tanto primarios como secundarios. En el primer caso se observa el predominio de crecimiento de cuarzo secundario que se desarrolla entre los granos de cuarzo. Este tipo de cementación, en el caso de la facies inferiores (AFPP) suele estar junto a glauconita. Mientras que en la AFQ frecuentemente está como único cemento primario.

En el segundo caso, es decir en los poros generados por disolución, suelen observarse una o más generaciones de cementos (*chert*, illita, hematita y calcedonia).

Cementos silíceos

Los cementos silíceos reconocidos en la FCL aparecen principalmente como tres variedades. En la primera el cemento de cuarzo, aparece principalmente como crecimientos secundarios alrededor de los granos del mismo mineral; el *chert* microcristalino se reconoce en forma escasa asociado a illita; y la tercera variedad

esta representada por calcedonia que ocupa los contornos de los bordes primarios de los cristales.

Fuentes de sílice

Los procesos que pueden aportar sílice durante la diagénesis fueron explicados en la sección 6.4.1. Sin embargo, por sí solos, todos estos procesos no alcanzarían para explicar el enorme volumen de cemento silíceo que aparece en el caso particular de las cuarcitas de la Formación Cerro Largo. La explicación que queda es la circulación de aguas subsuperficiales ingresadas por los poros de las areniscas, lo que tiene considerables implicaciones geológicas: la circulación de aguas dulces (ya que las marinas son muy pobres en sílice), requiere de un gran volumen de aguas circulantes durante un largo tiempo en condiciones estables y en zonas relativamente superficiales (Scasso y Limarino 1997).

Cementos de hematita

Los cementos de hematita reconocidos en estas facies podrían haberse originado como resultado de la precipitación a partir de soluciones aportadas durante la eogénesis (inicialmente) y telogénesis (posterior). En algunas microfacies se ha observado que el cemento de hematita oblitera totalmente la porosidad lo que estaría en relación a una precipitación a partir de soluciones circulantes. También estos cementos se encuentran formando concreciones o concentraciones que se ubican en los planos de debilidad (laminación entrecruzada, estratificación, etc.) en este caso de escala mesoscópica.

6.4.2.2 Compactación

Una de las evidencias de compactación mecánica está dada por el desarrollo de *pseudomatrix* presente en la microfacies 16M2 (AFPP) originada a partir de la fracturación de los clastos originales de la arenisca, posiblemente en relación algún evento tectónico de carácter local. Otra evidencia se refleja por el depósito de tipo observado, de *slump*, de la base de la asociación de facies psamíticas y pelíticas, donde los megaclastos de arenita se encuentran muy deformados tanto plegados como fracturados.

La deformación de los granos se manifiesta asimismo en la generación de contactos cóncavo-convexos en las microfacies inferiores (AFPP), como por la presencia de fuerte laminación en las pelitas de la base.

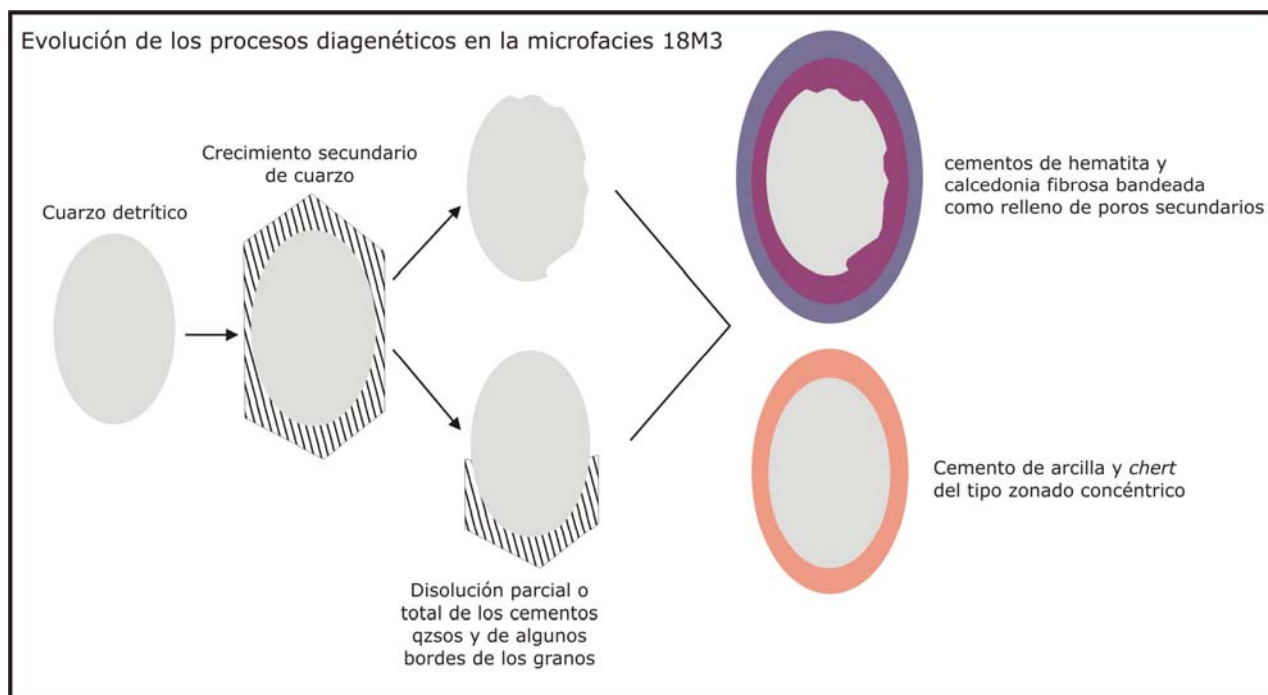


Figura 6.10. Se esquematiza el progreso en la diagénesis de la microfacies 18M3 con los diferentes estadios de cementación y disolución.

6.4.2.3 Etapas de la diagénesis

1) EODIAGÉNESIS

Durante esta etapa, e inmediatamente después de la depositación, comienzan las primeras evidencias de la compactación mecánica, las que en este caso están dadas por: reducción del espacio poral y desarrollo de contactos tangenciales entre clastos.

Se destaca los procesos de cementación silíceas como *chert* y/o cuarzo, óxidos de hierro y argilominerales.

Uno de los minerales que más llaman la atención y que se asocian a un origen en el límite entre esta etapa y el comienzo de la mesodiagénesis es la glauconita.

2) MESODIAGÉNESIS TEMPRANA

En esta etapa se han reconocido procesos de compactación, cementación, disolución, recristalización, (Figura 6.11)

En las microfacies de arenitas, la matriz es de escasa a muy escasa y en ella se identifican recristalización y crecimiento autigénico de illita.

Aunque es escaso, se ha reconocido la presencia de cemento carbonático compuesto de calcita pobre en Mg (LMC) dentro de la asociación de facies cuarzosas.

Sin lugar a dudas, el tipo de cementación que predomina en estas facies es el crecimiento secundario de cuarzo. El mismo se ha identificado en todas las microfacies observadas como crecimientos en continuidad óptica en relación a los granos de cuarzo. Sin embargo, este tipo de cementación adquiere mayor magnitud en las microfacies cuarcíticas (AFQ IV) respecto a las de la (AFPP V).

Otro de los procesos reconocidos está dado por la disolución de cuarzo tanto del cemento como de los bordes de granos (Fig. 6.10).

En las microfacies más gruesas de la AFPP los contactos entre los granos son desde tangenciales hasta cóncavo-convexos. Mientras que en las microfacies de la AFQ dominan las fábricas tangenciales a rectas, estas últimas asociadas a la importante cementación por crecimiento secundario de cuarzo en continuidad óptica.

El avance de la compactación mecánico-química se reconoce por la oclusión total de la porosidad, la cementación predominantemente silíceo y posterior disolución.

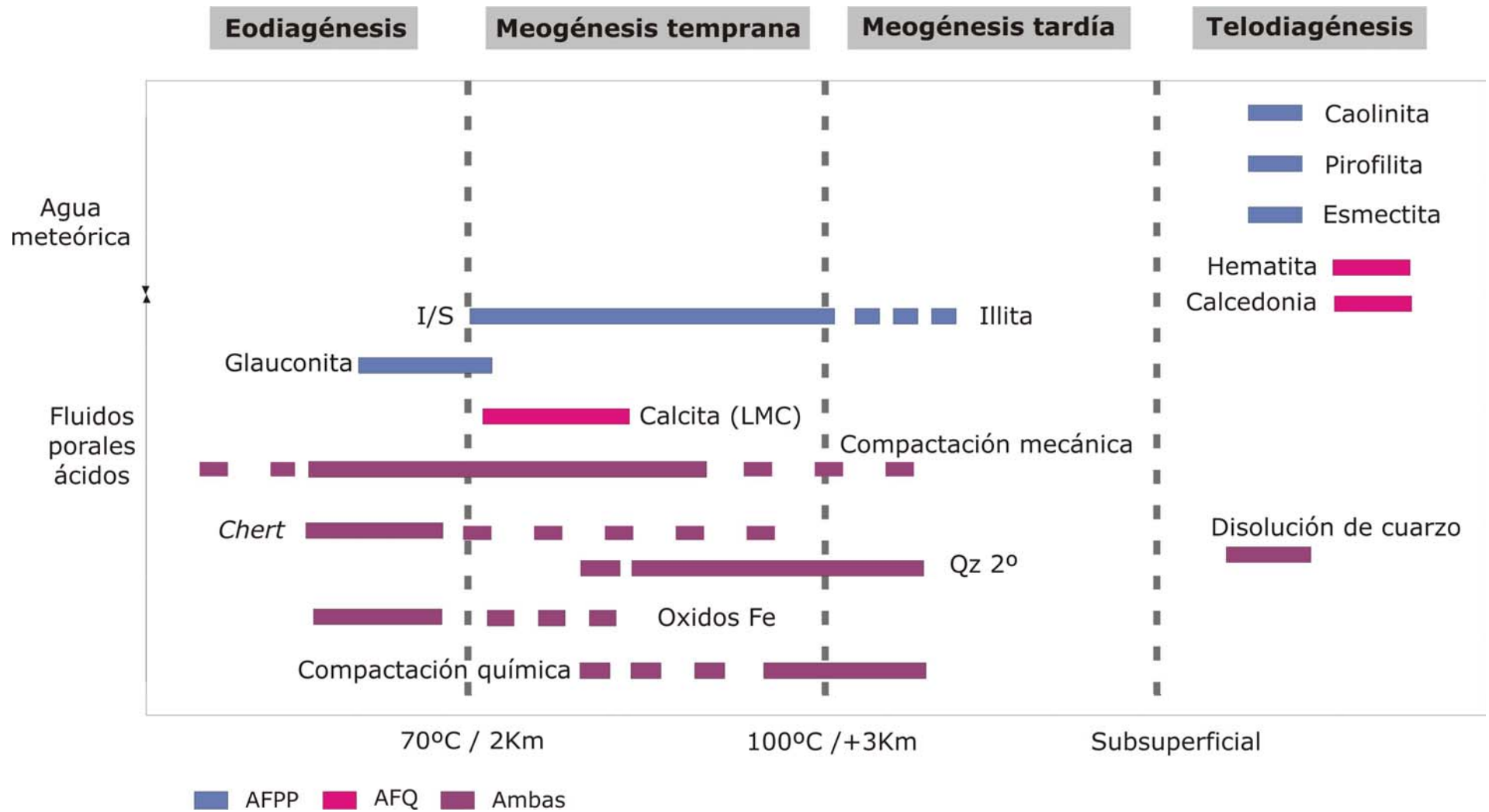


Figura 6.11. Secuencia de procesos diagenéticos en la Formación Cerro Largo.

3) TELODIAGÉNESIS

Dentro de esta etapa se incluyen procesos asociados a la interacción de la roca con los fluidos meteóricos los cuales pueden haber provocado un incremento en la disolución de los cementos y granos cuarzosos resultantes de la etapa anterior con la consecuente generación de porosidad secundaria.

En algunos de los poros secundarios se reconoce una cementación dada por la precipitación de hematita y calcedonia (Fig. 6.11).

Ocasionalmente se ha identificado la presencia de *coatings* arcillosos alrededor de los granos de cuarzo en este caso asociados a *chert*.

Por otra parte, se ha reconocido en estas microfacies una asociación de arcillas dada por caolinita+esmectita+pirofilita asignadas a un origen por intensa meteorización (ver Cap. 7).

6.4.3 Fm Olavarría Asociación de Facies Pelíticas

Los procesos de diagénesis aquí descritos se presentan en forma breve (Fig. 6.12) ya que los mismos se continúan con las interpretaciones realizadas a partir de los análisis de difracción de rayos x en el Capítulo 7.

Los mismos incluyen procesos asociados a la compactación mecánica como el desarrollo de laminación fuerte y deformación de intraclastos y de la matriz.

Otros de los rasgos de diagénesis observados corresponden a los que se enumeran a continuación:

- 1) Cementación con desarrollo de venas paralelas a la estratificación con relleno de ópalo CT.
- 2) Meteorización o pedogénesis: calcretes calcílicos en forma de concreciones carbonáticas mas o menos elongadas.
- 3) Niveles concrecionales de hierro (ver Cap. 7)
- 4) presencia de cementos ferruginosos como pigmentos en las pelitas rojas

5) Bajo grado de cristalinidad de la illita o del índice de cristalinidad (IC) dentro del campo de la diagénesis temprana (ver Cap. 7)

6.4.3.1 Compactación

El grado de compactación que alcanza esta AFP V es de escaso a moderado y está dado por la presencia de laminación en algunos casos con arqueamiento de los argilominerales en los contornos de los clastos. Las fábricas en general son de tipo flotante con algunos bordes tangenciales y otros muy escasos contactos rectos.

6.4.3.2 Etapas de la diagénesis

EODIAGÉNESIS A MESODIAGÉNESIS INICIAL

La mayor parte de la hematita, el cemento más común presente en las capas rojas, puede generarse autigénicamente durante la eogénesis, distinguiéndose dos procesos principales: 1. alteración *in situ* de minerales ricos en hierro para formar óxidos de hierro hidratados, que posteriormente se deshidratan para formar hematita, 2. deshidratación de pigmentos de óxidos de hierro hidratados formados en los ambientes de meteorización o depositación, que también resulta en la formación de hematita como principal mineral autigénico (Walker, 1979; Limarino et al., 1987).

La matriz es de composición illítica y se encuentra poco recrystalizada. La misma se presenta asociado cementos de hierro de coloración rojizo en los espacios intergranulares. Esta presenta laminación fuerte con orientación preferencial de los argilominerales.

El color rojo más intenso que pueden mostrar los bancos de pelitas respecto de los de areniscas, se atribuye a la mayor capacidad de adsorción de los óxidos de Fe por los minerales de arcilla, y a menudo ha sido interpretado como evidencia del origen sinsedimentario del pigmento, aunque también puede deberse a la circulación de fluidos durante la eogénesis temprana (Scasso y Limarino, 1997).

La presencia cemento de ópalo indica una cementación a poca profundidad.

TELODIAGÉNESIS

En la Formación Olavarría, más precisamente en las pelitas rojas que coronan esta formación se han reconocido concreciones achatadas e internamente craqueladas compuestas de cemento calcítico fibroso con crecimientos concéntricos y bandeamiento horizontal tipo “peine o diente de perro”. Las características de este tipo de cementación reflejan una precipitación a partir de fluidos meteóricos (relacionado a la zona vadosa).

La formación de este tipo de concreciones localizadas entre los estratos, puede haber sido favorecida por anisotropías en la permeabilidad de la roca.

6.5 DISCUSIONES

Se ha podido establecer que los eventos diagenéticos representados en las facies silicoclásticas del Grupo Sierras Bayas pueden dividirse en por lo menos tres regímenes diagenéticos diferentes: eogenético, mesogenético y telogenético (referido a un levantamiento tectónico y/o descenso del nivel del mar). Asimismo, se infieren los pasajes de un régimen a otro en tiempos relativos a pesar de que la determinación de su duración en tiempo resulta muy dificultosa y no se ha podido determinar con exactitud.

6.5.1 Formación Villa Mónica

La asociación de facies cuarzo arcósicas de la Fm Villa Mónica se caracteriza por presentar rasgos diagenéticos que alcanzan el grado más alto (mesogénesis profunda) representado por la presencia de estilolitas, bordes cristalinos aserrados, cemento cuarzoso, porosidad nula, fábricas apretadas, crecimiento secundario de muscovita a partir de la matriz illítica. Sin embargo, algunas subfacies o microfacies preservan rasgos de diagénesis más bajos como los contactos tangenciales entre granos, laminación tenue de la matriz, presencia de cementos ferruginosos (hematita), etc.

En las microfacies inferiores se reconoce la presencia de clorita diagenética formada a partir de la alteración de minerales máficos ferromagnesianos. Reemplazo de cuarzo y plagioclasas por calcita. La disolución del feldespato

potásico y la transformación de esmectita en illita, que constituyen fuentes de sílice, alúmina y otros cationes.

En el caso de las microfacies de la Fm. Villa Mónica se observa el reemplazo parcial de la matriz argilítica por *chert*.

La disolución de cuarzo y posterior precipitación de hematina no constituye un reemplazo ya que en algún momento existió una cavidad o espacio vacío previo a la precipitación de la hematita.

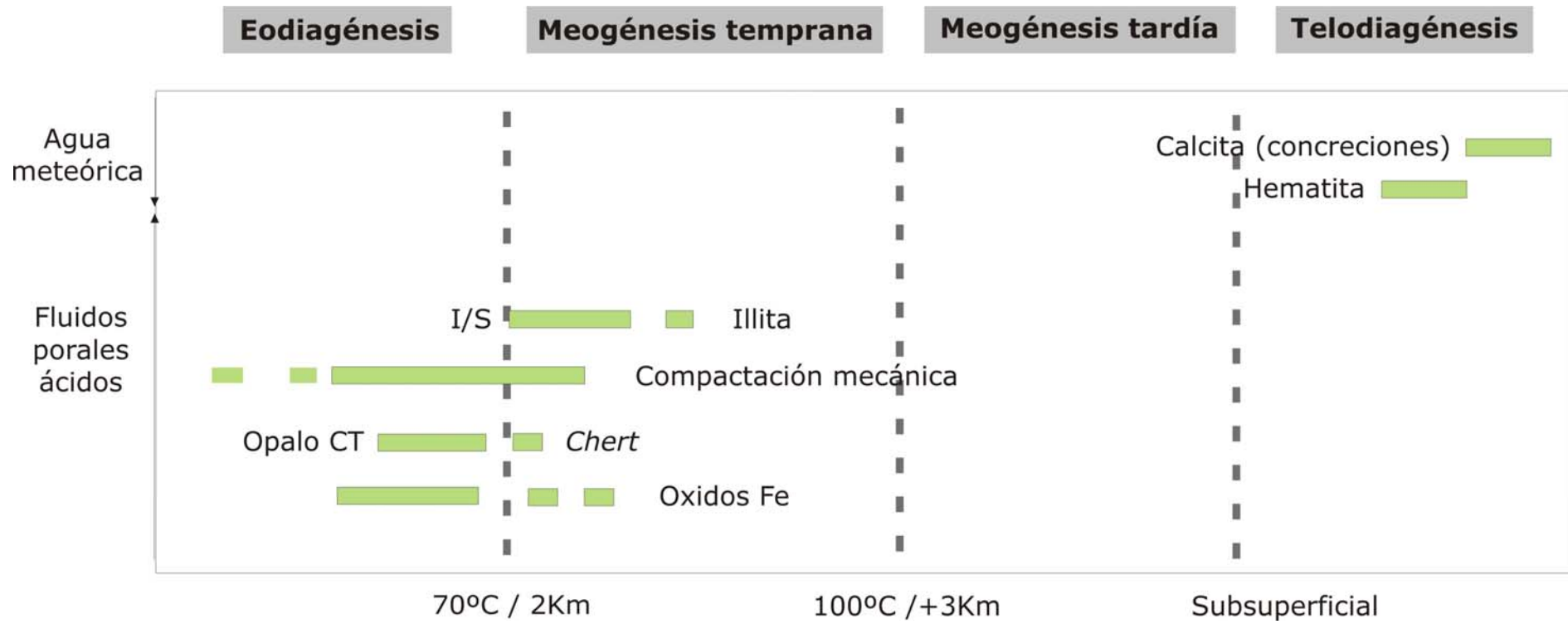


Figura 6.12. Secuencia de procesos diagenéticos en la Asociación de facies pelíticas, Formación Olavarría.

El proceso de recristalización más importante reconocido en estas facies es el observado en la matriz arcillosa que en muchos casos se ha desarrollado a cristales de illita y de moscovita.

Las microfacies analizadas para la FVM indican que las mismas alcanzan el mayor grado de empaquetamiento debido a la pérdida total de la porosidad como producto de la por carga de sepultamiento.

Se ha observado que en las facies inferiores de la FVM predominan los contactos suturados (principalmente en el Núcleo N), estas corresponden a las facies 1 y 2, mientras que las que están por encima predominan los contactos de tipo cóncavo-convexos, tangenciales y rectos (facies 3 y 4). Sin embargo, no ocurre lo mismo en las mismas facies estudiadas en el núcleo central, donde prácticamente no se reconocen contactos de tipo suturados y predominan las fábricas más abiertas con contactos tangenciales y rectos. Esto podría ser atribuido a una mayor influencia de los esfuerzos tectónicos locales del primer sector.

Cabe destacar que, de acuerdo a lo expuesto previamente, se asume que la cementación silíceica por *chert* estaría asociada a un evento dentro de la mesogénesis temprana. Mientras que el crecimiento secundario de cuarzo sumado a los otros muchos fenómenos reconocidos permiten relacionar a esta formación a la etapa más tardía o profunda de la mesogénesis (> 3km).

6.5.2 Formación Cerro Largo

La Formación Cerro Largo se caracteriza por presentar rasgos diagenéticos que alcanzan un grado intermedio dentro de la mesogénesis representado por la abundante cementación cuarzosa, porosidad nula, crecimiento autigénico de muscovita a partir de la matriz illítica y con bordes de tipo cóncavo convexos. Sin embargo, algunas subfacies o microfacies preservan rasgos de diagénesis más bajos dados por la preservación de glauconita, contactos tangenciales entre granos y cementación argilítica y por *chert*.

Por otra parte se han reconocido procesos asociados a eventos telogenéticos dados por la disolución de cuarzo con formación de porosidad secundaria y posterior precipitación de arcillas, chert, hematita y calcedonia.

El proceso de autigénesis más importante reconocido en estas facies esta dado por el pasaje de cristales de illita a muscovita.

Las microfacies analizadas para la FCL indican que las mismas alcanzan el mayor grado de empaquetamiento debido a la pérdida total de la porosidad como producto de la por carga de sepultamiento.

Se ha observado que en las facies inferiores de la Formación Cerro Largo (asociación de facies psamíticas y pelíticas APP) predominan los contactos cóncavo-convexos, mientras que en las que están por encima (asociación de facies cuarcíticas AFQ) predominan por el contrario, los contactos de tipo rectos y tangenciales

Para el caso de las microfacies que integran la AFQ se reconoce el dominio de las fábricas tangenciales a rectas asociadas a importante cementación por crecimiento secundario de cuarzo en continuidad óptica, lo que estaría en relación al campo de la mesogénesis.

En las microfacies pertenecientes a la AFPP se reconocen fábricas con contactos entre granos que varían desde tangenciales hasta cóncavo convexos lo que le atribuye un enterramiento asociado a mesodiagénesis por lo menos de grado intermedio.

Cabe hacer una distinción entre la AFPP y la AFQ debido a que en las mismas difiere su fábrica compactacional, posiblemente esta diferencia sea producto de la variación composicional que existe entre ambas unidades, principalmente asociada a la proporción de matriz, la cual resulta de moderada a abundante en la AFPP y ausente a muy escasa en la AFQ.

Como era de esperar, estas observaciones se condicen perfectamente con la posición estratigráfica que tales asociaciones de facies poseen. En este mismo sentido los resultados descriptos permiten inferir que la Fm. Cerro Largo estuvo asociada a un enterramiento somero a intermedio y que no comparte rasgos diagenéticos profundos

como los representados en la Fm. Villa Mónica; por lo tanto esta unidad habría alcanzado profundidades menores a los 3km durante el enterramiento.

6.5.3 Formación Olavarría

Los procesos de diagénesis que se identifican en la Asociación de facies pelíticas de la Formación Olavarría se caracterizan por no llegar más allá de una *mesogénesis temprana*. La cual está representada por el crecimiento autigénico de illita en la matriz arcillosa. 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. Asimismo, en las microfacies más gruesas se ha visto que el empaquetamiento llega a desarrollar contactos tangenciales, aunque predomina la fábrica flotante.

Otros de los procesos analizados son los que se relacionan a una etapa telogenética con una clara exposición subaérea de esta sucesión pelítica evidenciada por la cementación de hematita, escaso ópalo en venillas y desarrollo de calcretes calcíticos asociados a procesos de meteorización.