

# ATLAS DE ROCAS METAMÓRFICAS DE LA PROVINCIA DE SAN JUAN, ARGENTINA

ATLAS OF METAMORPHIC ROCKS OF THE  
PROVINCE OF SAN JUAN, ARGENTINA

Brígida Castro de Machuca

Con la colaboración de  
Sandra Inés Pontoriero  
Gladis Palacio Balderramo



SECRETARÍA DE  
CIENCIA, TECNOLOGÍA  
E INNOVACIÓN



fcefn  
Facultad de Ciencias Exactas,  
Físicas y Naturales



Realización  
**Brígida Castro de Machuca**

Colaboración  
**Sandra Inés Pontoriero**  
**Gladis Palacio Balderramo**

Textos  
**Brígida Castro de Machuca**  
**Sandra Inés Pontoriero**  
**Gladis Palacio Balderramo**

Fotografías y  
fotomicrografías  
**Brígida Castro de Machuca**  
**Sandra Inés Pontoriero**  
**Gladis Palacio Balderramo**

Revisión  
**Dr. Lucio P. Pinotti**  
**(CONICET – UNRC)**

Diseño editorial  
**ghmcontenidos**

Dirección de arte  
**Gabriela Graffigna**

Diseño y diagramación  
**Belén Mulet**

**ATLAS DE ROCAS  
METAMÓRFICAS  
DE LA PROVINCIA DE  
SAN JUAN, ARGENTINA**

La edición del atlas en formato digital ha sido posible gracias a un subsidio otorgado por la Secretaría de Ciencia, Técnica e Innovación (SECITI) del Gobierno de la provincia de San Juan y al apoyo económico brindado por el Instituto de Geología "Dr. Emiliano Pedro Aparicio" de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan. Se presenta en conmemoración del 50º aniversario de creación de la Universidad Nacional de San Juan y del Instituto de Geología.

Está permitida la reproducción total o parcial de este material citando la fuente.

**“La petrografía es el arte de transformar una roca en un mundo de colores e información”**  
(Autor desconocido)

Castro de Machuca, Brígida

Atlas de rocas metamórficas de la provincia de San Juan/  
Brígida Castro de Machuca ; Sandra Inés Pontoriero;  
Gladis Palacio Balderramo. 1a ed. - San Juan :  
Universidad Nacional de San Juan. Facultad de Ciencias  
Exactas, Físicas y Naturales, 2023.  
244 p. ; 21 x 29,7 cm.

Libro digital, PDF. Archivo Digital: descarga y online

ISBN 978-950-605-930-9

1. Geología. 2. Mineralogía. 3. Petrografía. I. Pontoriero,  
Sandra Inés. II. Palacio Balderramo, Gladis. III. Título.

CDD 552.00982

Dedicado a las mujeres importantes de mi vida: mis abuelas Brígida y Esther, mi madre Elena, mi hija Guadalupe, mis nietas Emma e Isabella.

# ÍNDICE

<b>PRÓLOGO</b>	<b>09</b>	<b>FILOSILICATOS</b>	<b>56</b>
<b>AGRADECIMIENTOS</b>	<b>11</b>	Biotita	56
<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>12</b>	Clorita	58
<b>ORGANIZACIÓN DEL ATLAS</b>	<b>14</b>	Cloritoide	59
<b>SIERRAS PAMPEANAS DE SAN JUAN</b>	<b>16</b>	Flogopita	60
Imagen satelital de las Sierras Pampeanas de San Juan	17	Moscovita	61
Imagen satelital de la Sierra Pie de Palo	18	Serpentina	62
Imagen satelital de las Sierras de Valle Fértil-La Huerta	19	Talco	64
 		<b>TECTOSILICATOS</b>	<b>65</b>
<b>PARTE 1: MINERALES, ESTRUCTURAS Y TEXTURAS, TIPOS DE ROCAS METAMÓRFICAS</b>	<b>21</b>	Escapolita	65
 		Microclino	68
<b>Sección 1.1 Minerales Metamórficos</b>	<b>23</b>	Plagioclasa	69
<b>1.1.1 SILICATOS</b>	<b>24</b>	<b>1.1.2 NO SILICATOS</b>	<b>70</b>
<b>NESOSILICATOS</b>	<b>25</b>	Calcita	71
Cianita	25	Grafito	72
Circón	27	Espinelo	73
Estauroлита	28	Periclasa	74
Granate	29	<b>Sección 1.2 Estructuras y Texturas Metamórficas</b>	<b>77</b>
Olivino	32	<b>1.2.1 TEXTURAS CRISTALOBLÁSTICAS</b>	<b>78</b>
Sillimanita	34	Textura lepidoblástica	79
Titanita	37	Textura nematoblástica	81
<b>SOROSILICATOS</b>	<b>38</b>	Textura granoblástica y granoblástica poligonal	83
Allanita	38	Textura porfiroblástica	86
Epidoto	40	Textura poiquiloblástica	91
Zoisita/Clinozoisita	41	Textura decusada	95
<b>CICLOSILICATOS</b>	<b>43</b>	<b>1.2.2 TEXTURAS DE REEMPLAZO (REACCIONALES)</b>	<b>98</b>
Cordierita	43	Textura coronítica	99
Turmalina	46	Textura de reemplazo secundario (Pseudomorfismo)	101
<b>INOSILICATOS</b>	<b>47</b>	<b>1.2.3 TEXTURAS DE INTERCRECIMIENTO</b>	<b>102</b>
Diópsido	47	Simplectitas	103
Ortopiroxeno	48	Mirmequitas	107
Wollastonita	50	<b>1.2.4 TEXTURAS RELICTAS</b>	<b>110</b>
Hornblenda	51		
Tremolita/Actinolita	54		

<b>Sección 1.3 Tipos de Rocas Metamórficas</b>	<b>113</b>
<b>1.3.1 ROCAS METAMÓRFICAS CON PROTOLITOS SEDIMENTARIOS</b>	<b>114</b>
<b>PROTOLITO CUARZOSO (Metapsamitas)</b>	<b>115</b>
Metarenisca impura	115
Metacuarcita	116
Esquisto cuarcítico	119
<b>PROTOLITO PELÍTICO (Metapelitas)</b>	<b>122</b>
Pizarra	123
Filita	125
Esquisto	127
Esquisto grafitico	128
Esquisto moscovítico-clorítico con cloritoide	129
Esquisto micáceo	131
Esquisto cuarzo-micáceo-granatífero	132
Esquisto cuarzo-plagioclásico-micáceo con granate y hornblenda	134
Esquisto micáceo-estaurolítico-granatífero	136
Gneis	139
Gneis biotítico-hornbléndico	140
Gneis biotítico-granatífero	142
Gneis biotítico-granatífero con cianita	143
Gneis biotítico-granatífero-sillimanítico	145
Migmatita	149
<b>PROTOLITO CARBONÁTICO</b>	<b>158</b>
Mármol de bajo grado	159
Esquisto calcáreo	164
Mármol de alto grado	167
Mármol forsterítico	170
Mármol con periclasa	171
Mármol diopsídico con flogopita	172
Rocas calcosilicatadas	174

<b>1.3.2 ROCAS METAMÓRFICAS CON PROTOLITOS ÍGNEOS</b>	<b>178</b>
<b>PROTOLITO CUARZO-FELDESPÁTICO</b>	<b>179</b>
Esquisto cuarzo-feldespático	180
Gneis de ojos (Ortogneis)	181
<b>PROTOLITO MÁFICO</b>	<b>184</b>
Esquistos verdes	185
Esquisto clorítico	187
Esquisto clorítico-epidótico	188
Esquisto clorítico-anfibólico-epidótico	189
Esquisto anfibólico-clorítico	190
Anfibolita	191
Anfibolita epidótica	193
Anfibolita hornbléndica	194
Anfibolita biotítica	195
Anfibolita granatífera	196
Anfibolita piroxénica	198
Ortogneis hornbléndico	199
Granulita máfica	201
<b>PROTOLITO ULTRAMÁFICO</b>	<b>202</b>
Serpentinita	203
Esquisto talcoso	205
<b>ROCAS METAÍGNEAS</b>	<b>206</b>
Metagabro	207
Metagabronorita olivínica	208
Metagabronorita hornbléndica	210
Metadiorita	211
Metatonalita	213
Metagranito	216

<b>PARTE 2: ESTRUCTURAS, TEXTURAS Y ROCAS DE METAMORFISMO DINÁMICO</b>	<b>221</b>
<b>Sección 2.1 Estructuras y Texturas de Deformación</b>	<b>223</b>
Flecos de presión	224
Venillas fibrosas	226
Sombras de presión	227
Deformación intracristalina, recuperación y recristalización del cuarzo	229
Deformación y recristalización de micas	237
Maclado deformacional	239
Micropliegues	242
Pliegues kink y bandas kink	243
Crenulación y clivaje de crenulación	247
Pliegues	252
Estructura de columnas (o de rollos)	261
Boudinage y microboudinage	262
Tracción y desgarró	269
Textura de estante de libros	270
Porfiroclastos	273
Peces de minerales	279
Textura manto-núcleo	282
Fajas de cizalla/microcizalla	285
Superficies S/C y C'	288
<b>Sección 2.2 Rocas de Metamorfismo Dinámico</b>	<b>291</b>
<b>2.2.1 DEFORMACIÓN FRÁGIL</b>	<b>292</b>
Brecha y microbrecha	293
Cataclasita	295
Pseudotaquilita	301
<b>2.2.2 DEFORMACIÓN DÚCTIL</b>	<b>304</b>
Protomilonita	305
Milonita	309
Ultramilonita	326
<b>GLOSARIO</b>	<b>331</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA</b>	<b>337</b>

## PRÓLOGO

Las rocas son los “materiales” que componen el esqueleto físico del planeta Tierra. Dentro de ellas, las rocas metamórficas son las que por su naturaleza y génesis, mejor preservan el registro de los fenómenos geológicos ocurridos a lo largo de miles de millones de años. Por tal razón, conocerlas y estudiarlas es de fundamental importancia.

Este atlas es el resultado de muchos años de trabajo de campo y laboratorio con las rocas metamórficas que constituyen el basamento cristalino de las Sierras Pampeanas de la provincia de San Juan, caracterizado por una amplia variedad de litologías y estructuras. Gran parte del material acumulado a lo largo de esos años y aquí presentado en fotografías y fotomicrografías, corresponde a las tesinas y tesis doctorales de mis alumnos y becarios, entre los que se encuentran las coautoras de esta publicación. A todos ellos, que me enriquecieron con sus aportes y discusiones y con los cuales compartí el mismo interés y entusiasmo por las rocas metamórficas, va mi más sincero agradecimiento.

En la literatura geológica existe un número importante de atlas de rocas metamórficas con excelentes imágenes ilustrativas de ejemplos a nivel mundial, que han servido de guía. Lo original de este atlas y lo que lo hace único, radica en que la totalidad de los ejemplos mostrados son de rocas de la provincia de San Juan.

El libro, que contiene más de 500 fotografías y fotomicrografías de minerales y rocas, está pensado y diseñado para utilizarse como manual de laboratorio y material didáctico complementario a las cátedras de Mineralogía, Petrología Metamórfica y Geología Estructural, así como material de referencia para profesores e interesados en la temática. Proporciona información básica, fundamentalmente visual, de las rocas metamórficas como se ven en el campo y en muestras de mano pero, sobre todo, en secciones delgadas bajo el microscopio. Quienes deseen profundizar los conceptos vertidos en el texto, pueden recurrir a las numerosas publicaciones científicas y páginas de internet existentes sobre el tema, algunas de las cuales se citan en la bibliografía consultada.

El atlas está dirigido principalmente a estudiantes de Ciencias de la Tierra de nivel universitario. Sin embargo, espero que los aficionados a la Geología y los amantes de las Ciencias de la Tierra en general, también lo encuentren útil y atractivo, ya que uno de sus propósitos es extender y transferir las investigaciones científico-académicas a un público más amplio. Es mi anhelo que el impacto visual incite al lector no versado a interesarse en las rocas metamórficas e indagar más sobre ellas, considerando que constituyen el escenario natural de numerosos circuitos turísticos y deportivo-recreativos de la provincia. Además, muchas son rocas ornamentales habituales en nuestra vida cotidiana pues forman parte de nuestras viviendas, edificios y paseos públicos.

Se ha intentado, en la medida de lo posible, usar un lenguaje ameno y utilizar recursos que faciliten la lectura, pero sin perder el rigor científico ni banalizar el tratamiento de los temas. La incorporación de fotografías de campo de los afloramientos rocosos con sus correspondientes coordenadas geográficas, facilitará a los interesados llegar a los mismos y familiarizarse con el entorno geológico. Como profesional de las Ciencias de la Tierra es mi compromiso aportar al conocimiento de los paisajes naturales a los fines de concientizar en el cuidado, protección y preservación de nuestro invaluable patrimonio geológico.

Muchas de las fotomicrografías que se presentan muestran una combinación de formas y colores con una belleza propia especial, lo que refleja el hecho de que la observación de una roca bajo el microscopio no sólo tiene un interés científico o práctico, sino que constituye una satisfacción estética.

Espero que quienes lean este atlas compartan mi entusiasmo y el de las coautoras por conocer el fascinante y complejo mundo de las rocas metamórficas, desde las sensaciones que se producen al enfrentarlas en un paisaje determinado, hasta en sus aspectos más íntimos.

Brígida Castro de Machuca  
(UNSJ-CONICET)

## AGRADECIMIENTOS

La edición del atlas en formato digital ha sido posible gracias a un subsidio otorgado por la Secretaría de Ciencia, Técnica e Innovación (SECITI) del Gobierno de la provincia de San Juan y al apoyo económico brindado por el Instituto de Geología “Dr. Emiliano Pedro Aparicio” de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan. A ambas instituciones va nuestro reconocimiento. El agradecimiento se hace extensivo a la Lic. Rocío Pérez Battias que tomó algunas de las fotografías de muestras de mano, a la D.G. María Emilia Rodríguez que ayudó a procesar y mejorar las fotomicrografías y a la D.G. Belén Mulet por su dedicación, minuciosidad y paciencia en la compaginación editorial del atlas. Al Dr. Lucio Pinotti (CONICET-UNRC), se le agradece haberlo leído y formulado observaciones que contribuyeron a mejorarlo significativamente. Un agradecimiento muy especial al Ing. Eduardo Machuca Woodbridge por su apoyo incondicional y permanente aliento a lo largo de todos estos años.

## INTRODUCCIÓN

Las rocas metamórficas (del griego meta, cambio, y morphe, forma, “cambio de forma”), se originan en el interior de la Tierra. Son el resultado de la transformación de una roca preexistente (protolito), como respuesta a la adaptación a nuevas condiciones ambientales diferentes de las del momento de su formación, tales como variaciones en la presión, temperatura, deformación o infiltración de fluidos. El conjunto de transformaciones experimentadas y los procesos mediante los que tienen lugar, reciben el nombre de metamorfismo y sus productos son las rocas metamórficas. Durante el metamorfismo, el contenido mineral y/o la textura del protolito cambian debido a cambios en el entorno físico y químico de la roca, produciéndose recristalización de los minerales y/o formación de nuevas fases minerales y desaparición de otras.

La importancia de estas rocas radica en el hecho de que la mayor parte de la corteza y el manto superior están constituidos por algún tipo de roca metamórfica (o en vías de serlo), y su estudio es clave para conocer la evolución de los orógenos, así como los mecanismos y la dinámica evolutiva del interior terrestre (Torres Roldán et al. 2004). Las rocas metamórficas son como sondas que bajaron a las profundidades terrestres y regresaron, trayendo un registro de las condiciones que encontraron en su viaje a medida que la roca fue sometida a cambios físicos y químicos. Esto proporciona literalmente “información privilegiada” sobre lo que ocurre dentro de la Tierra durante procesos tales como la formación de nuevas cadenas montañosas, la colisión de continentes, la subducción de placas oceánicas y la circulación de agua de mar en la corteza oceánica caliente.

Este atlas fotográfico ofrece ejemplos seleccionados de rocas metamórficas a escala de afloramiento, de muestra de mano y en sección delgada con microscopio petrográfico convencional. Los ejemplos abarcan una gran diversidad de rocas de variado quimismo metamorfozadas bajo un amplio espectro de condiciones físicas, que constituyen las litologías más comunes y volumétricamente representativas de los distintos cuerpos serranos que conforman las Sierras Pampeanas de San Juan. Por razones de espacio, algunos tipos litológicos poco habituales o de ocurrencia restringida no fueron incluidos.

La principal dificultad que subyace al trabajo con rocas metamórficas es, precisamente, su gran diversidad en cuanto a mineralogía, estructura y composición química. Para evitar la problemática que rodea la terminología de las rocas metamórficas, la organización del atlas se basa en el enfoque más simple, por lo que las mismas se presentan agrupadas acorde a la naturaleza del protolito antes del metamorfismo. La asociación mineral y los atributos estructurales que reflejan la intensidad creciente del metamorfismo, también se consideran caracteres esenciales para su ordenamiento.

Se ha intentado evitar cualquier interpretación del origen de texturas y rocas, aunque la simple cuestión de disponerlas en algún orden de presentación, se basa en cierta medida en presuntas relaciones genéticas entre ellas. No es intención de las autoras introducir a los lectores a la petrogénesis, es decir, al estudio del origen de las rocas, sin embargo, se deben hacer algunas suposiciones simples sobre el mismo antes de que puedan clasificarse.

La composición química inicial de una roca afecta profundamente la mineralogía de su descendencia metamórfica. Así, desde el punto de vista de su composición mineralógica y en términos de sus composiciones químicas globales, existen cinco series de rocas metamórficas que dependen de las características de la roca inicial. Los protolitos (excluyendo los de rocas ya metamorfoseadas), pueden ser de origen sedimentario o ígneo. Los protolitos sedimentarios más importantes son cuarzo-feldespáticos, pelíticos, carbonáticos y mezclas de estos tres grupos, como las margas. Los protolitos magmáticos se pueden dividir en cuarzo-feldespáticos, máficos y ultramáficos.

- Rocas metamórficas cuarzo-feldespáticas: provienen de rocas ígneas félsicas (granitoides y sus equivalentes volcánicos) o de rocas sedimentarias derivadas de aquéllas (areniscas arcósicas y grauvacas), que originalmente poseen cuarzo y feldespatos como componentes dominantes. Las correspondientes rocas metamórficas también contienen abundancia de estos minerales que son estables en un amplio rango de temperatura y presión, acompañados sólo por cantidades menores de minerales aluminosos. Esta ambigüedad de origen (ígneo o sedimentario) hace que muchas veces no sea posible establecer con precisión el protolito.

- Rocas metamórficas pelíticas y cuarzo-pelíticas: sus protolitos fueron rocas sedimentarias arcillosas con alto contenido de Al, K y Si, como lutitas y limolitas.

- Rocas metamórficas carbonáticas: los protolitos fueron rocas sedimentarias ricas en carbonatos de Ca y Mg como calizas o dolomías, margas y pelitas calcáreas. Se incluyen también las rocas calcosilicatadas generadas por procesos metamórfico-metasomáticos.

- Rocas metamórficas máficas: derivan del metamorfismo de rocas ígneas máficas como basaltos y gabros principalmente, e intermedias como andesitas y dioritas. En mucha menor medida pueden proceder de tobas máficas, grauvacas máficas y algunas margas de composición inusual similar a basaltos. Tienen alto contenido de Fe, Mg y Ca.

- Rocas metamórficas ultramáficas: son resultado del metamorfismo de rocas ígneas ultramáficas de proveniencia mantélica o cumulática, muy ricas en Mg y Fe y pobres en Si y Al.

Estas cinco categorías son hasta cierto punto gradacionales y no pueden abarcar toda la gama de rocas parentales posibles, pero cubren la mayoría de los tipos y proporcionan un marco de referencia fácil desde la perspectiva metamórfica. Algunas rocas gradacionales bastante comunes entre los protolitos de procedencia sedimentaria, son las mezclas de arena y arcilla o de material clástico con componentes volcánicos.

## ORGANIZACIÓN DEL ATLAS

El atlas está estructurado en dos partes que a su vez se dividen en secciones.

La primera parte comprende tres secciones, una que abarca los minerales más comunes de las rocas metamórficas agrupados según su composición en Silicatos y No silicatos. Los silicatos están ordenados según la clasificación de Strunz (Strunz y Nickel 2001) y, dentro de cada grupo mineral, por orden alfabético. La segunda sección hace referencia a las estructuras y texturas características de estas rocas desarrolladas en diferentes condiciones metamórficas. En la tercera sección, se incluyen las distintas variedades de rocas metamórficas agrupadas según su protolito y composición mineralógica y ordenadas según condiciones crecientes de metamorfismo. En los epígrafes de las fotomicrografías se indica el tipo de roca y, en algunos casos, los principales minerales constituyentes que aparecen en el área fotografiada.

La segunda parte está dedicada a las rocas producto de metamorfismo dinámico en zonas de falla/cizalla, ampliamente distribuidas en todo el basamento de las Sierras Pampeanas de San Juan y que se encuentran entre las estructuras de deformación más llamativas de la naturaleza. También está diagramada en secciones, la primera sección introduce a los ejemplos más frecuentes de estructuras y texturas de deformación. La segunda sección contiene una selección de rocas indicativas de la historia metamórfica-deformacional experimentada por las mismas, diferenciadas por procesos de deformación frágiles y dúctiles acaecidos en distintos niveles estructurales de la litósfera.

En todos los casos que ha sido posible se presentan imágenes en las tres escalas de observación: macro, meso y microscópica. Salvo contadas excepciones, en cada afloramiento y/o lugar de muestreo se anexan las coordenadas tomadas con GPS (*Global Position System*), para facilitar a los interesados el acceso a los mismos. En las fotomicrografías, la escala (en micrones) se encuentra en el extremo superior izquierdo y en la descripción se aclara si fueron tomadas con polarizadores paralelos (N//) o cruzados (NX), aunque por lo general se muestra el mismo campo de visión en ambas condiciones. La mayoría de las fotomicrografías de rocas se han tomado con bajo aumento para exponer tanto los minerales constituyentes como las interrelaciones entre ellos (textura).

Los nombres de minerales, rocas, estructuras y texturas están escritos en castellano e inglés. Los textos descriptivos de las figuras son deliberadamente concisos como corresponde a un atlas que pretende complementar, no reemplazar, los textos básicos sobre rocas metamórficas. En la descripción de los minerales sólo se han destacado las características ópticas que facilitan su identificación en las fotomicrografías. Algunos minerales aparecen más de una vez porque sus características pueden variar según el metamorfismo experimentado.

La nomenclatura adoptada para denominar las rocas se ajusta a las recomendaciones de la Subcomisión sobre Sistemática de Rocas Metamórficas de la IUGS (*SCMR: Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*) disponibles en <https://www2.bgs.ac.uk/scmr/home.html>.

Si bien la mayor parte de los términos utilizados están aclarados o definidos en el ítem correspondiente, se anexa al final del atlas un breve glosario con algunos vocablos específicos de uso frecuente.

Todas las figuras que se exponen fueron seleccionadas expresamente para este documento y son propiedad de las autoras (exceptuando las imágenes satelitales de las que se cita la fuente original). Se permite su utilización, citando su procedencia.

## SIERRAS PAMPEANAS DE SAN JUAN

Las Sierras Pampeanas que conforman el basamento cristalino, afloran en el sector oriental de la provincia de San Juan. Abarcan parte de los departamentos de Angaco, San Martín, Caucete, Valle Fértil y Jáchal. Por sus dimensiones, sus principales exponentes son la Sierra Pie de Palo y las sierras de Valle Fértil-La Huerta.

La Sierra Pie de Palo tiene forma de escudo con aproximadamente 78 km de largo por 32 km de ancho y una altura máxima de 3260 m.s.n.m. en el Mogote Corralitos. Está constituida por dos grandes unidades geológicas: 1) el Grupo Caucete (Borrello 1969) que domina todo el borde occidental y sudoccidental de la sierra, constituido por rocas metamórficas de bajo grado (mármoles y metacuarcitas) y 2) el Complejo Pie de Palo (Ramos y Vujovich 2000) que compone los sectores central y borde oriental, con rocas de medio-alto grado de metamorfismo. A ellos se agrega el Grupo Niquizanga, restringido al extremo sudoriental de la sierra y la Secuencia Metasedimentaria Difunta Correa (Baldo et al. 1998), que se superpone al Complejo Pie de Palo mediante una zona de cizalla. Las rocas del Complejo Pie de Palo tienen edad mesoproterozoica ( $\approx 1204$  a  $938$  Ma), lo que las convierte en las más antiguas de la provincia de San Juan y entre las más antiguas de la Argentina.

Los denominados “cerrillos” (cerros Barboza, Valdivia y Salinas), ubicados al sur de la ciudad capital de San Juan, son afloramientos de dimensiones reducidas considerados prolongación del basamento de la Sierra Pie de Palo.

Las sierras de Valle Fértil-La Huerta conforman una unidad orográfica con rumbo aproximado N-S que inflexiona suavemente al NNO a la altura de la localidad de Astica. Es un cordón serrano de tipo asimétrico cuya vertiente más inclinada es la occidental debido a la presencia de la traza de la megafalla Valle Fértil. Su longitud es de unos 160 km por 33 km de ancho y su punto cuspidal es el Cerro Culebra con 2300 m.s.n.m. Están constituidas por una secuencia de rocas metasedimentarias de grado medio a alto (facies anfibolita alta-granulita), que alcanzaron su pico térmico al ser intruidas por rocas del arco magmático Famatiniano de edad ordovícica ( $\approx 490$ - $460$  Ma). Dicho arco está conformado por una potente sucesión de rocas metaígneas que muestra una evolución litológica progresiva desde extremos máficos a ácidos (Otamendi et al. 2009, 2012), con composiciones intermedias dominantes. En conjunto, estas litologías integran el denominado Complejo Valle Fértil (Cuerda et al. 1984).

Otras manifestaciones menores las constituyen los cerros Pan de Azúcar y El Morado y la Loma de Las Chacras adosados al flanco occidental de la Sierra de la Huerta. Las expresiones más australes del cordón montañoso Valle Fértil-La Huerta comprenden la Sierra de las Imanas, las Serranías del Desierto representadas por los cerros La Carretilla, El Estanque y Loma Negra, y el Cerro Guayaguás en el límite con la provincia de San Luis. En estos casos se trata de relieves aislados, remanentes de erosión, que configuran macizos con alturas que varían desde 100 a 400 m.

Sobre la geología de las Sierras Pampeanas de San Juan existe una gran cantidad de trabajos propios y ajenos a los que se recomienda recurrir al lector, algunos de ellos son mencionados en este atlas.

En las siguientes imágenes satelitales de los distintos afloramientos de las Sierras Pampeanas, se indican los sectores visitados y/o muestreados a los que se alude en los epígrafes de las figuras.

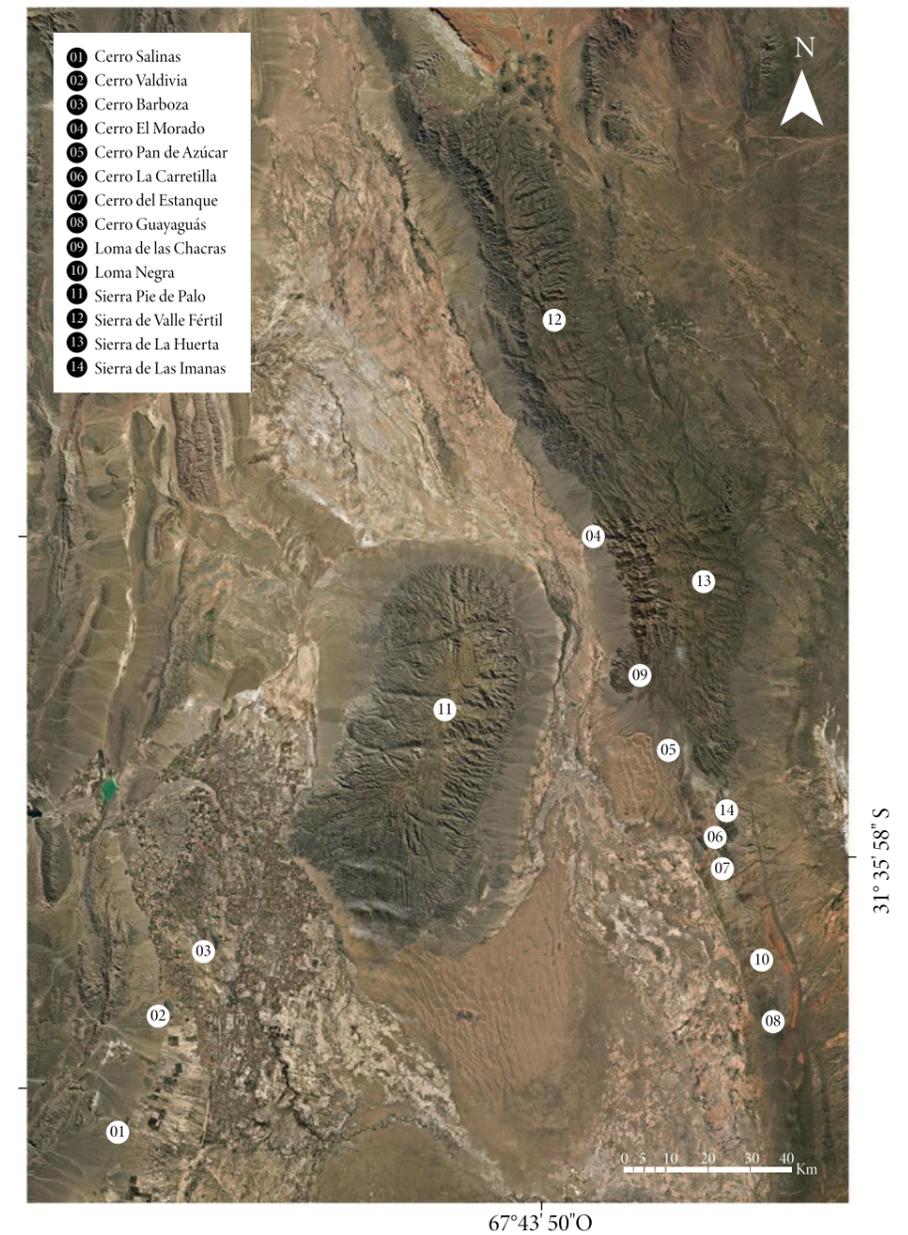


Imagen satelital de Maxar (WV02) del mapa World Imagery, geo-referenciada con el software QGIS 3.30.1, con localización de los afloramientos que componen las Sierras Pampeanas de San Juan.

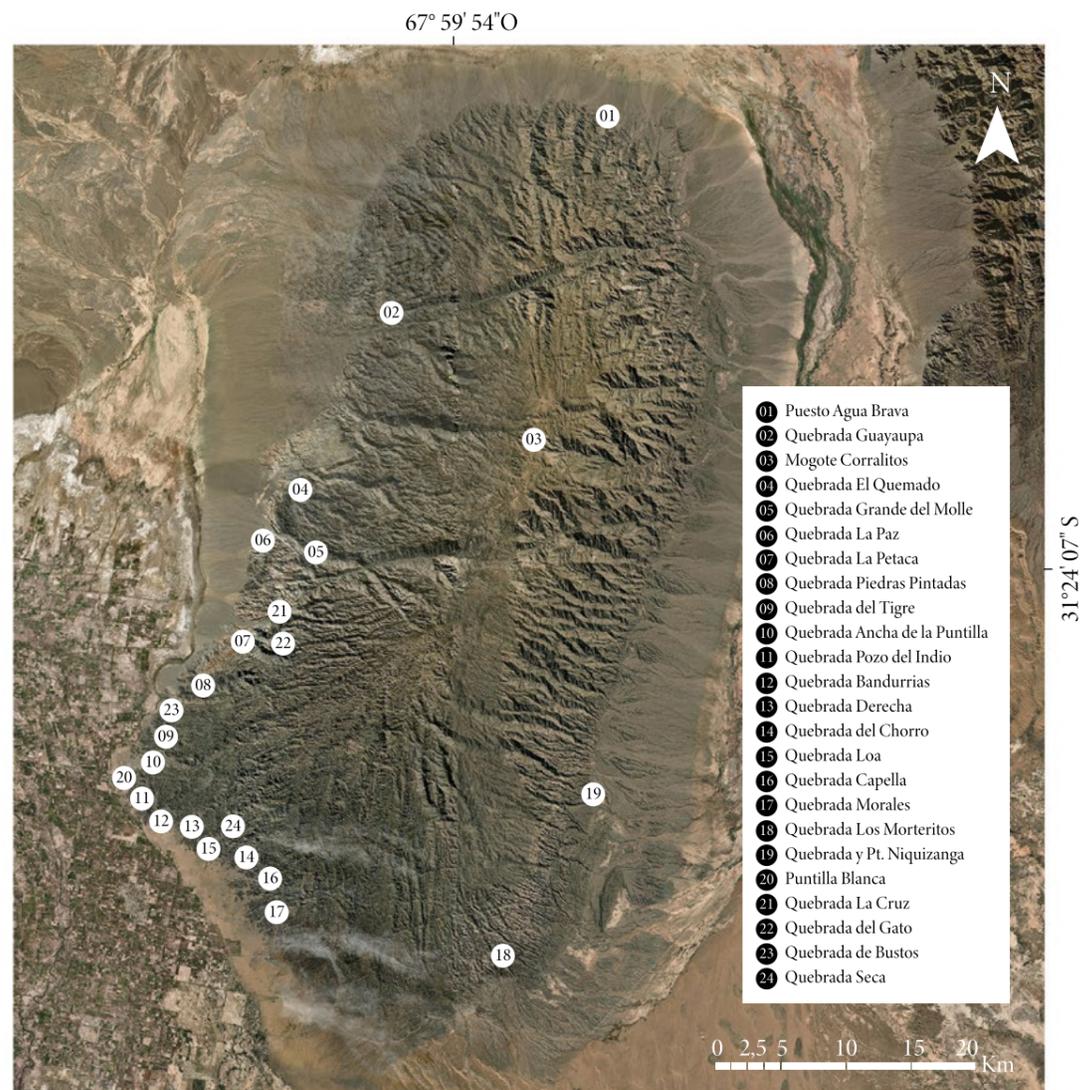


Imagen satelital de Maxar (WV02) de la Sierra Pie de Palo del mapa World Imagery, geo-referenciada con el software QGis 3.30.1, con localización de los sectores muestreados/ fotografiados a los que se hace referencia en las figuras.

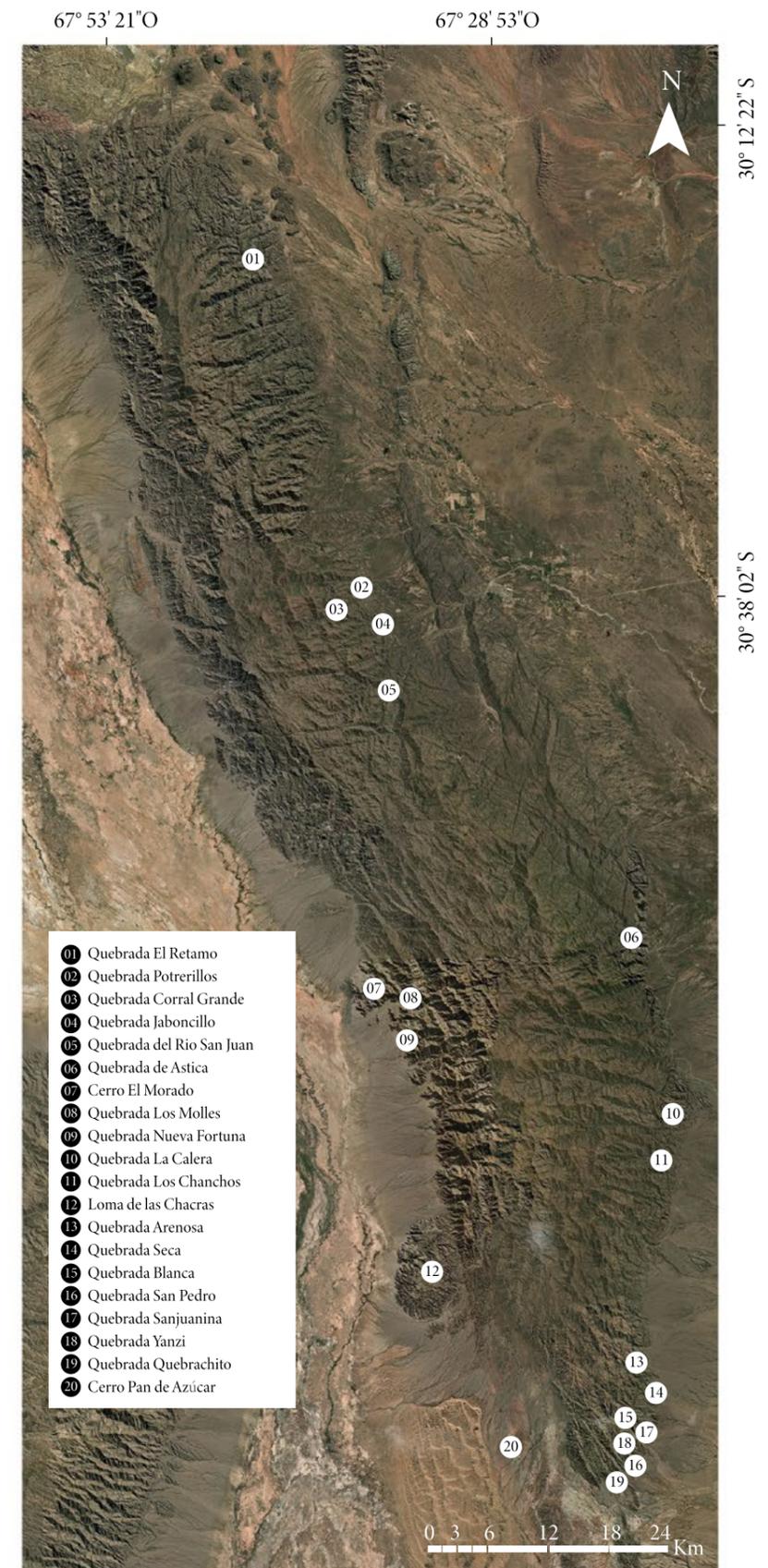


Imagen satelital de Maxar (WV02) de las sierras de Valle Fértil-La Huerta del mapa World Imagery, geo-referenciada con el software QGis 3.30.1, con localización de los sectores muestreados/ fotografiados a los que se hace referencia en las figuras.

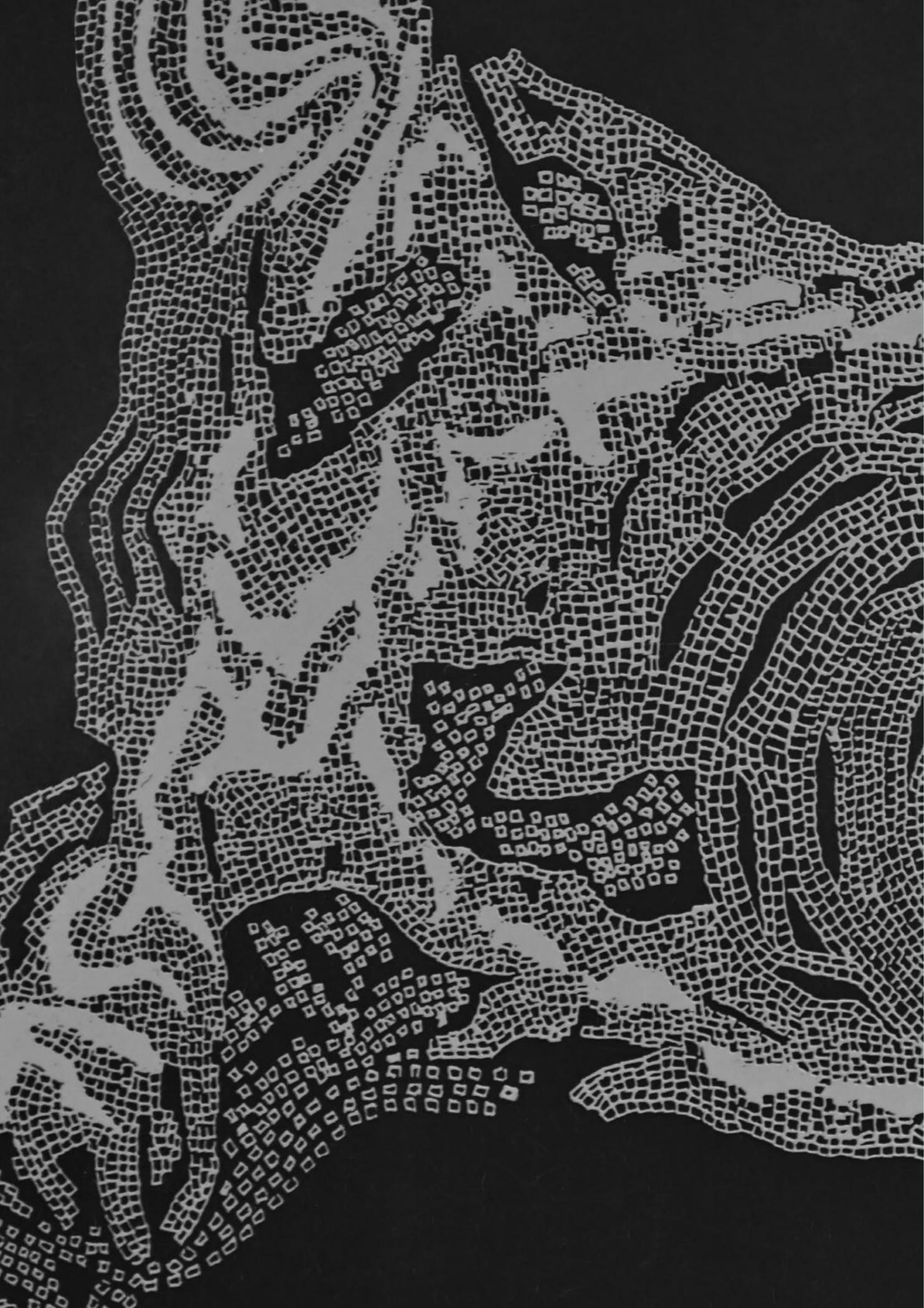


**PARTE 1**

**MINERALES,  
ESTRUCTURAS Y  
TEXTURAS,  
TIPOS DE ROCAS  
METAMÓRFICAS**

**PART 1**

**MINERALS,  
STRUCTURES AND  
TEXTURES, TYPES OF  
METAMORPHIC ROCKS**



## SECCIÓN 1.1

# MINERALES METAMÓRFICOS

## SECTION 1.1

### METAMORPHIC MINERALS

La mayoría de los minerales de las rocas ígneas y muchos minerales de las rocas sedimentarias pueden encontrarse en las rocas metamórficas. Sin embargo, dependiendo del protolito, muchos minerales son característicos y a veces casi exclusivos del ambiente metamórfico, ya que se forman sólo en condiciones concretas de presión y temperatura durante el curso del metamorfismo. En este sentido, minerales como la clorita, el granate, la estauroлита, la cianita, la sillimanita y varios otros, generalmente se consideran “metamórficos”.

## 1.1.1 SILICATOS

### Silicates

Los minerales se pueden clasificar como silicatos, que contienen silicio y oxígeno, o no silicatos, que carecen de silicio. Dado que el oxígeno y el silicio son los elementos más abundantes en la corteza terrestre, los silicatos -que se forman por combinaciones de tetraedros  $(\text{SiO}_4)^{4-}$ , son los minerales más

comunes y conforman más del 90 % de la misma. La casi totalidad de las rocas ígneas y la mayor parte de las rocas metamórficas y sedimentarias están formadas por silicatos. La clasificación de los distintos tipos de silicatos deriva de los modos de unirse unos tetraedros con otros.

## NESOSILICATOS

### NESOSILICATES

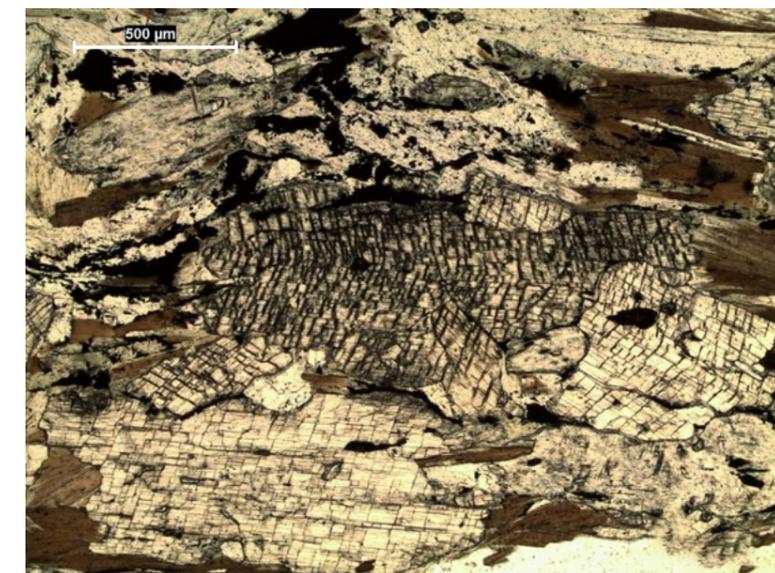
### CIANITA

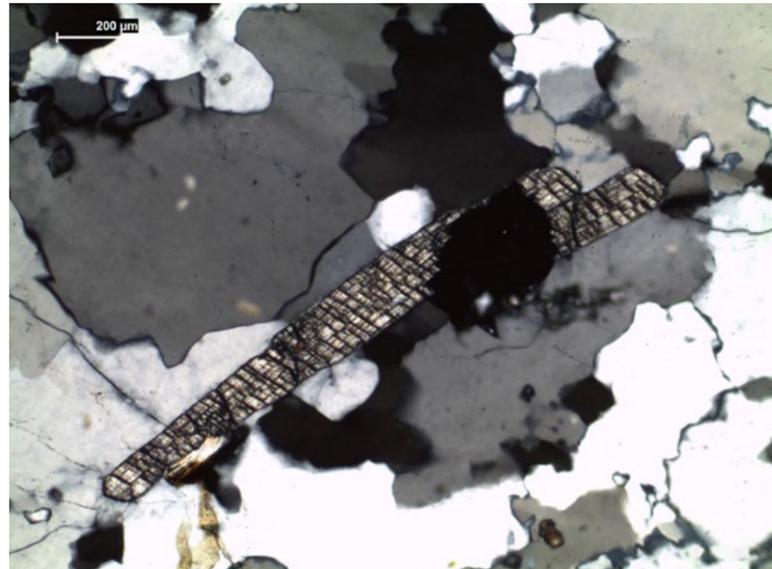
KYANITE  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$

La cianita generalmente se forma a presiones medias a altas y temperaturas bajas a moderadas en el metamorfismo regional. Se encuentra en rocas metamórficas ricas en aluminio y es, por lo tanto, un mineral común en esquistos pelíticos, gneises y rocas metamórficas relacionadas. Está asociada comúnmente con estauroli-ta, andalucita, sillimanita, cloritoide y granate.

**Figuras 1-2.** Cristales de cianita (incolores, relieve alto, planos de clivaje que se cortan a  $79^\circ$  y birrefringencia baja) asociados a biotita (folias de color pardo) y moscovita (incolores, birrefringencia alta con colores de interferencia de 2° y 3° orden), en esquistos micáceos con cianita (N// y NX).

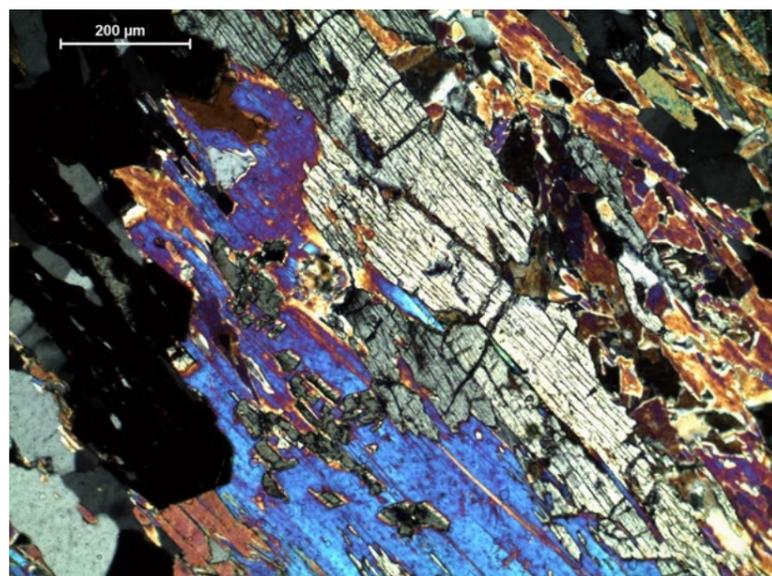
*Quebrada Morales, Sierra Pie de Palo.*





**Figura 3.** Cristal prismático de cianita con clivaje característico en dos direcciones a 79°, en metacuarcita (NX).

*Quebrada Seca, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 4.** Cianita en sección longitudinal en la que se aprecia el relieve alto y el clivaje en una dirección. Está acompañada por granate (isótropo en NX), moscovita (folias con colores de interferencia fuertes), biotita (colores de interferencia altos pardo verdosos) y cuarzo (inoloro, birrefringencia baja). Esquisto micáceo-granatífero con cianita (NX).

*Loma de las Chacras, Sierra de La Huerta.*

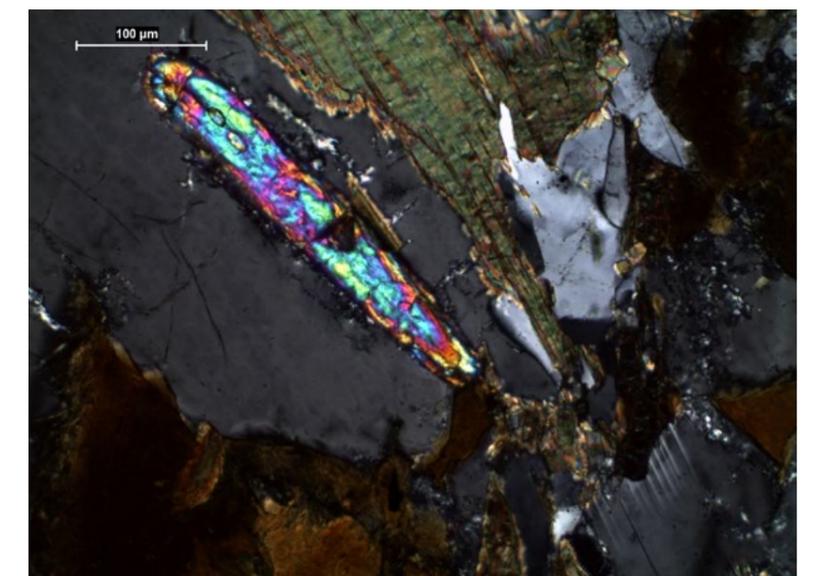
## CIRCÓN

ZIRCON  $ZrSiO_4$

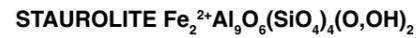
El circón es un mineral accesorio bastante común en esquistos micáceos, gneises, metacuarcitas y otras rocas metamórficas derivadas de sedimentos clásticos o de rocas ígneas ricas en este mineral.

**Figuras 5-6.** Cristal elongado de circón caracterizado por su relieve y birrefringencia muy altos. A la derecha se observa un grano más pequeño en biotita. El circón está generalmente incluido en minerales ferromagnesianos como biotita y hornblenda y puede producir halos oscuros a su alrededor por el bombardeo radiactivo de torio o de otros elementos radiactivos que contiene. Paragneis biotítico-granatífero (N// y NX).

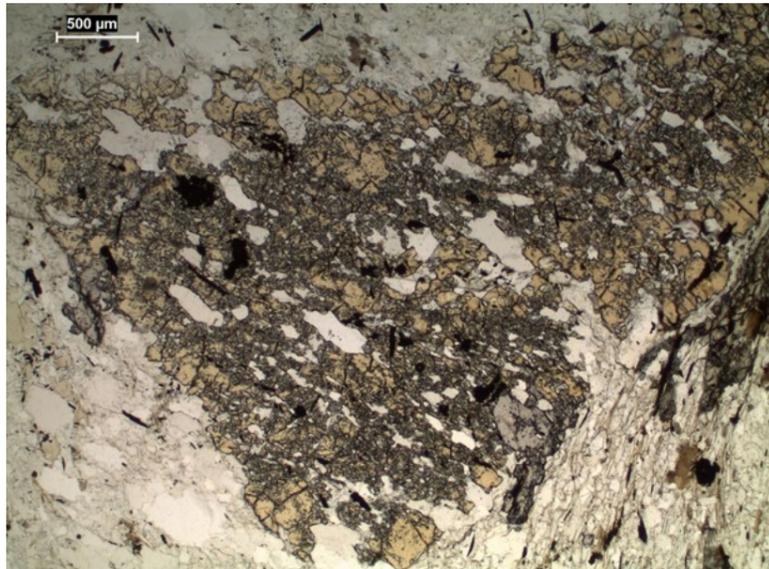
*Sierra de las Imanas.*



## ESTAUIROLITA

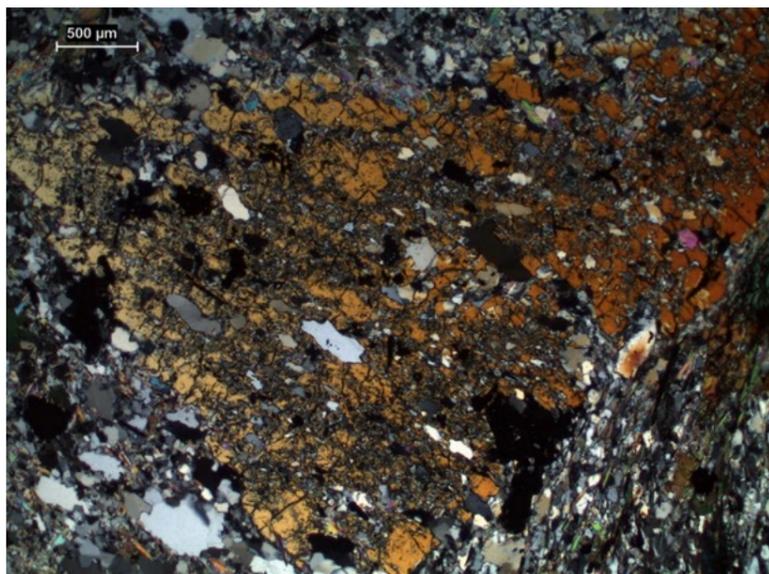


La aparición de estauirolita indica el comienzo del grado medio del metamorfismo. También se forma en un grado metamórfico algo más bajo, en asociación con cloritoide y en algunos esquistos cuarzo-feldespáticos. La estauirolita sólo se desarrolla en esquistos pelíticos ricos en Al y Fe y pobres en Ca. Generalmente se encuentra como porfiroblastos y poiquiloblastos con hábito subhedral a euhedral y secciones hexagonales.



**Figuras 7-8.** Porfiroblasto de estauirolita (relieve alto, color amarillo pálido y pleocroísmo que varía del amarillo pálido al amarillo intenso), en esquisto micáceo- estauirolítico-granatífero. El cristal es fuertemente poiquiloblástico con inclusiones orientadas de cuarzo y minerales opacos de formas elongadas (N// y NX).

Quebrada de Niquizanga, Sierra Pie de Palo.



## GRANATE



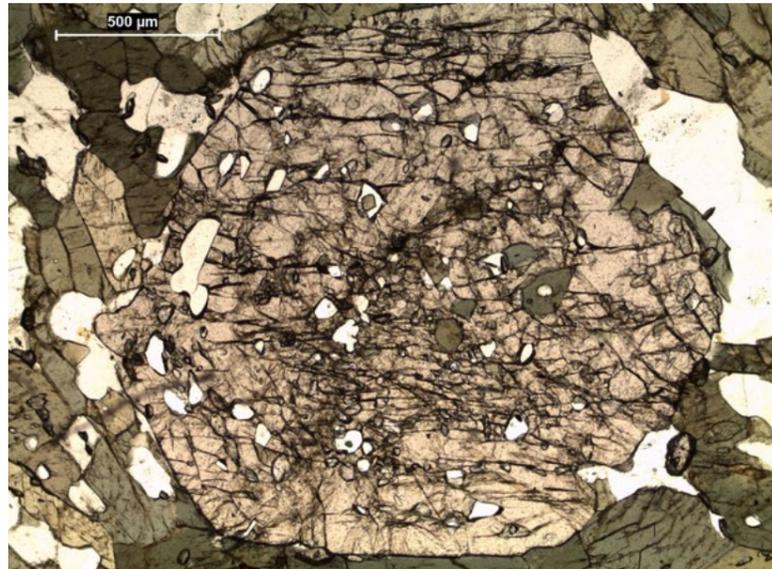
Los minerales del grupo del granate son característicos de las rocas metamórficas (esquistos micáceos, esquistos con hornblenda, anfibolitas, gneises, skarns y eclogitas), aunque también se encuentran en algunas rocas ígneas y como granos detríticos en sedimentos. La variedad almandino (Fe, Al) es la más común en esquistos y gneises micáceos de metamorfismo regional, mientras que el pirope (Mg, Al) indica condiciones de alto grado (alta presión). Las variedades cálcicas, andradita y grosularia, se encuentran principalmente en mármoles y rocas calcosilicatadas de contacto.



**Figura 9.** Porfiroblastos de granate con halos de plagioclasa±cuarzo en paragneis migmatítico biotítico-granatífero. La presencia de estos "halos de empobrecimiento" (*depletion haloes*), pone de manifiesto el crecimiento de los porfiroblastos a expensas de los componentes del entorno, creando una zona deprimida en ciertos elementos y consecuentemente enriquecida en otros, alrededor del porfiroblasto.

También es factible que estas aureolas leucocráticas alrededor de granates con diversos grados de reabsorción, se hayan formado como resultado de la interacción con un fundido, algo común en paragneises de alto grado parcialmente migmatizados (Hoffmann 2016). Largo del lápiz usado como escala 15 cm.

Sierra de las Imanas  
( $31^{\circ}29'43.26''$  S -  $67^{\circ}20'51.08''$  O).



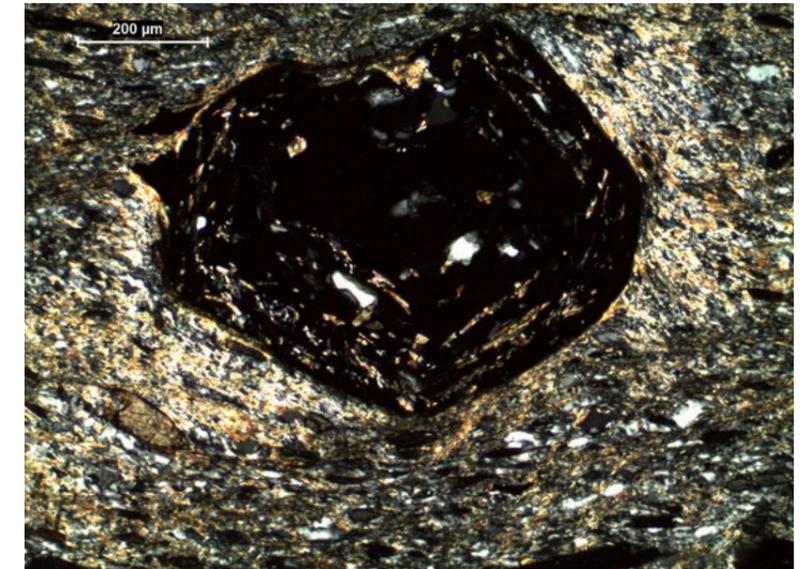
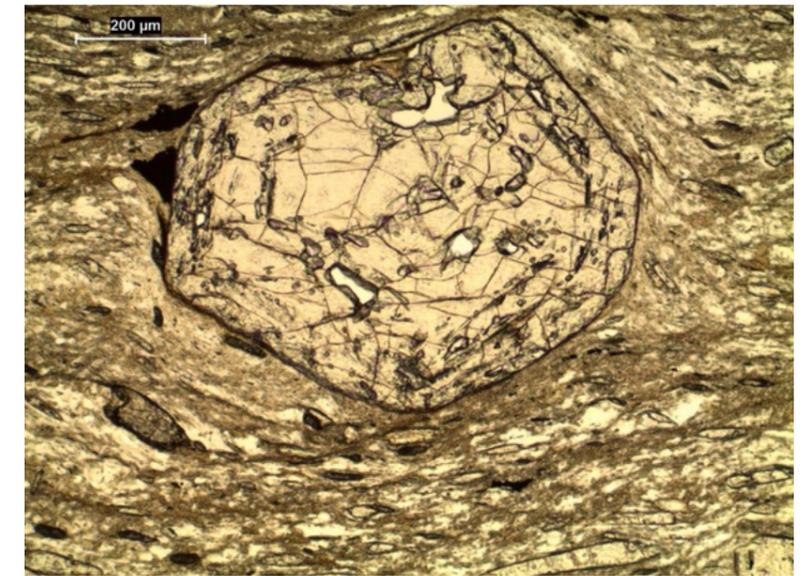
**Figuras 10-11.** Porfiroblasto euhedral y poiquiloblástico de granate con abundantes inclusiones de cuarzo y hornblenda (color verde, pleocroica), en anfibolita granatífera. El granate se caracteriza por el relieve alto, las fracturas irregulares y el carácter isótropo (N// y NX).

*Quebrada Villarcán. Loma de las Chacras, Sierra de La Huerta.*



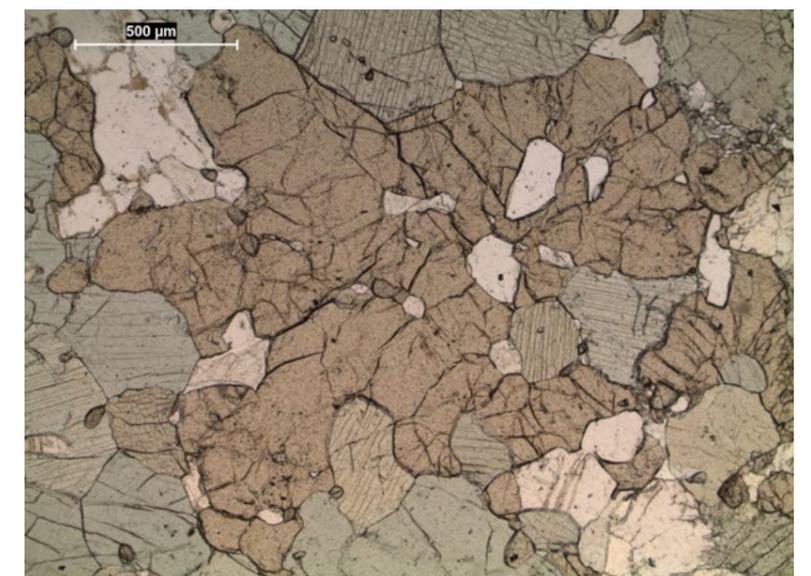
**Figuras 12-13.** Porfiroclasto subhedral de granate de color rosado, con inclusiones rotacionales de cuarzo y biotita y desarrollo de *quarter mats*. Los *quarter mats* son concentraciones de mica adyacentes a un porfiroclasto en los cuartos que coinciden con la dirección de acortamiento. Es probable que se generen por disolución por presión en estos sitios de mayor deformación. Como minerales accesorios se encuentran opacos y titanita (cristales alargados de relieve alto y color pardo, en el extremo inferior izquierdo). La roca es una milonita de esquistó micáceo-granatífero (N// y NX).

*Quebrada La Paz, Sierra Pie de Palo.*



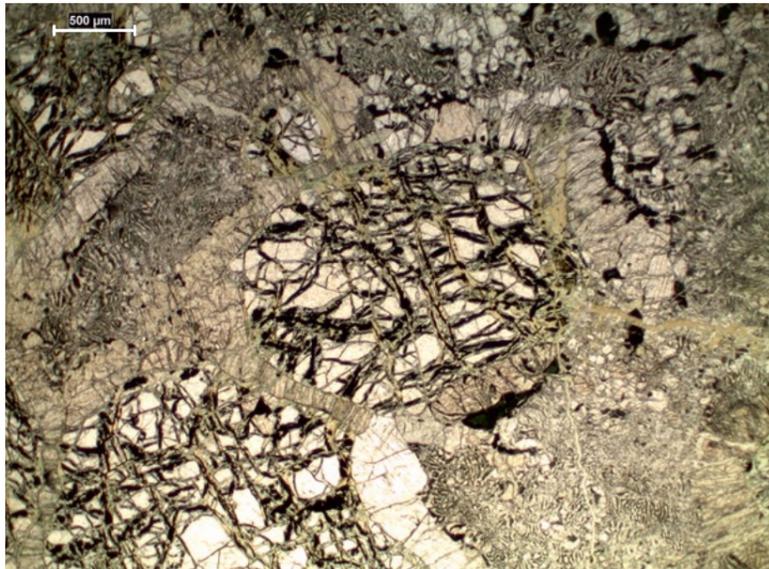
**Figura 14.** Granate anhedral (color pardo rosado, relieve alto, microfracturado) y diópsido (color verde pálido, clivaje neto en una dirección o formando  $\approx 87^\circ$  en secciones basales), en un borde de reacción metasomático en mármol de alto grado. Se trata de una variedad de granate cálcico. El mineral incoloro en el extremo superior izquierdo es cuarzo y el del extremo inferior derecho es escapolita (N//).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



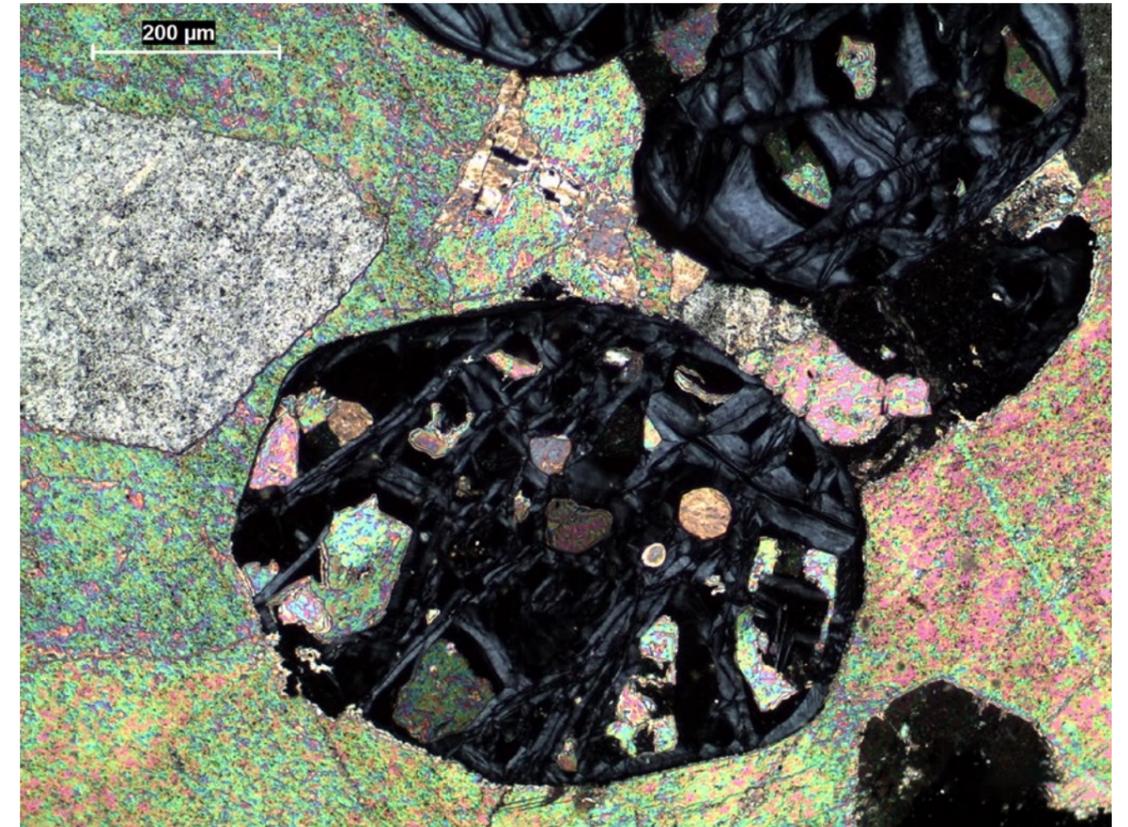
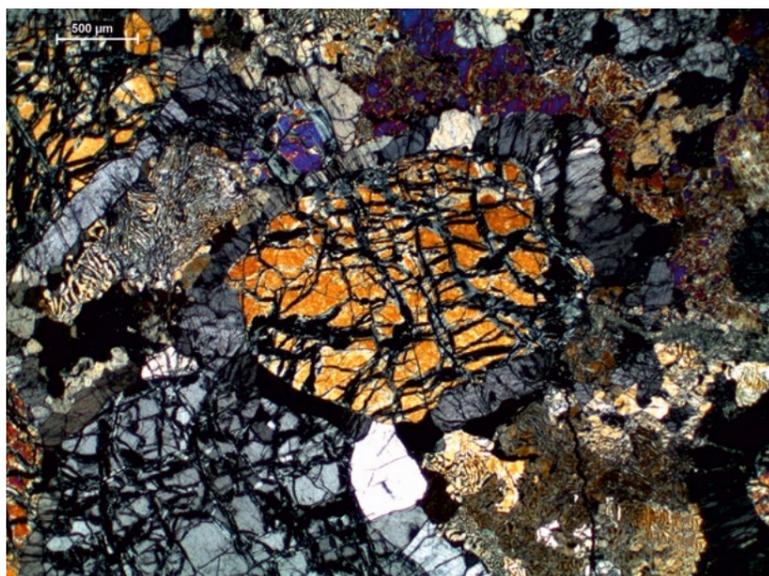
**OLIVINO**

OLIVINE (Forsterite)  $Mg_2SiO_4$



**Figuras 15-16.** Cristales anhedrales de forsterita parcialmente serpentizados en metagabronorita olivínica. La alteración remarca la fracturación irregular del mineral y genera la típica textura en malla (*mesh texture*). Nótese la textura coronítica, donde el olivino central está bordeado por una capa interna de ortopiroxeno (rosa pálido, birrefringencia baja) y una capa externa de anfíbol verde pálido con intercrecimiento simplectítico de espinelo verde oscuro en forma de vermes (N// y NX).

*Quebrada Arenosa, Sierra de La Huerta.*



**Figura 17.** Cristal euhedral de olivino (centro) reemplazado total y pseudomórficamente por serpentina (agregados fibrosos de color gris azulino oscuro) y calcita a lo largo de grietas irregulares, en

mármol forsterítico. Se destaca la fuerte birrefringencia de la calcita con sus colores de interferencia pasteles característicos (NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*

**SILLIMANITA**

**SILLIMANITE**  $Al_2SiO_5$

La sillimanita es la forma de mayor temperatura de los polimorfos estables del silicato de aluminio ( $Al_2SiO_5$ ). Se encuentra como cristales prismáticos bien desarrollados o en su variedad fibrosa (fibrolita), que proviene de la transformación de sus bordes. Es un mineral diagnóstico del metamorfismo de grado alto de rocas pelíticas (metapelitas).



**Figura 18.** Biotita parda y sillimanita (incolora, relieve alto) en sección basal con forma de diamante y clivaje en una dirección paralela a una diagonal del rombo, en migmatita. En la parte inferior se observan agregados de fibrolita asociados a la biotita (N//).

*Quebrada del Rio San Juan, Sierra de Valle Fértil.*

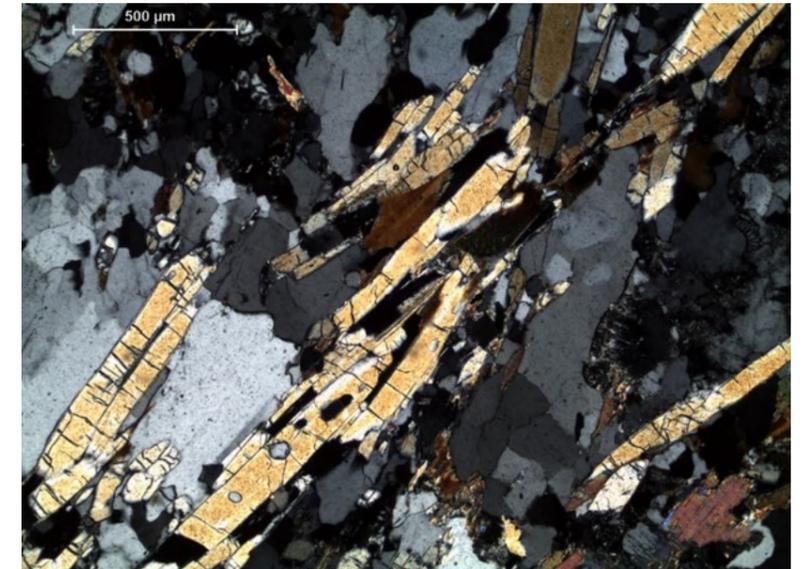
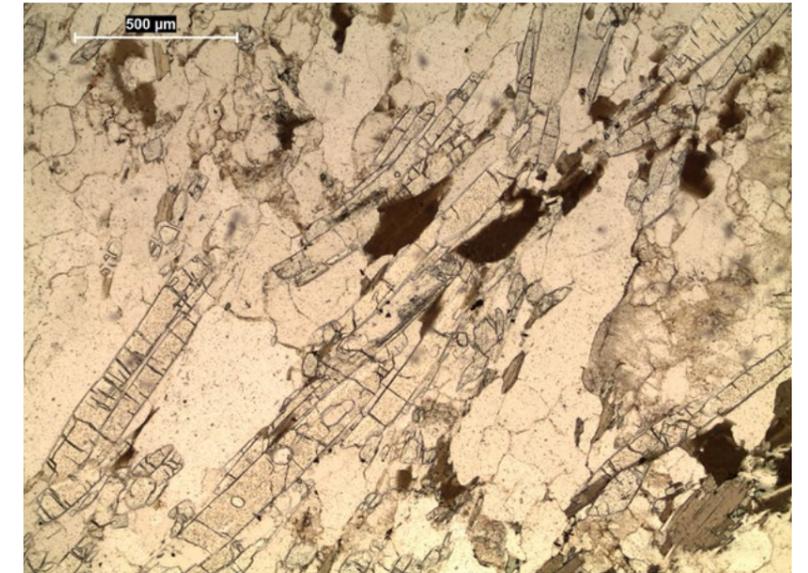


**Figura 19.** Detalle de sección basal de sillimanita caracterizada por su forma rómbica y color de interferencia gris, en paragneis biotítico-granatífero-sillimanítico (NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*

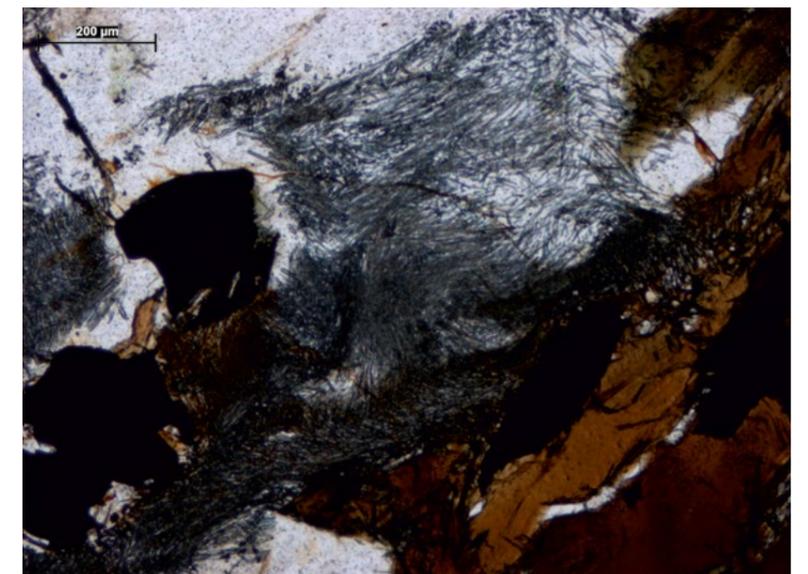
**Figuras 20-21.** Sillimanita en sección longitudinal con relieve moderadamente alto. Los cristales presentan típicas fracturas transversales que los seccionan. Los minerales de bajo relieve corresponden a cuarzo, feldespatos (incolores, no diferenciables en la imagen) y cordierita (incolora, de aspecto sucio por alteración a pinnita). La roca es un paragneis migmatítico (N// y N//).

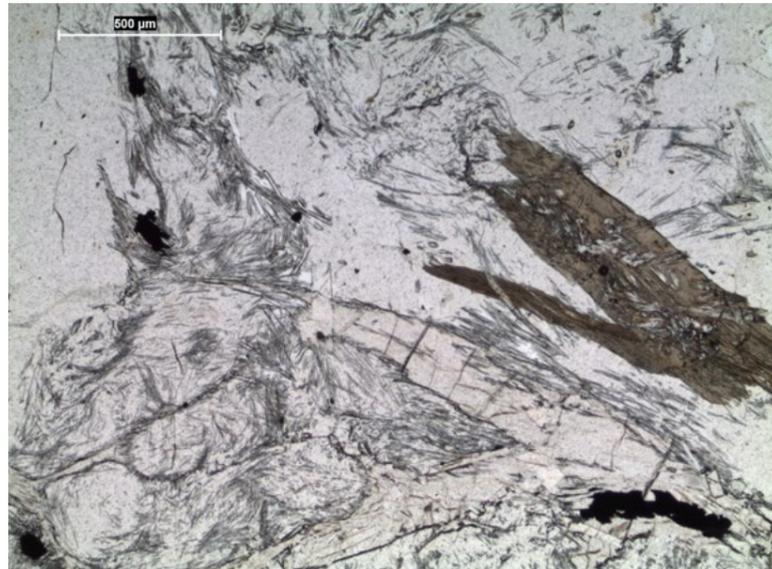
*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



**Figura 22.** Masa de sillimanita variedad fibrolita con biotita, cuarzo y minerales opacos, en migmatita. El término "fibrolita" se aplica a los agregados cristalinos fibrosos de grano fino de sillimanita (N//).

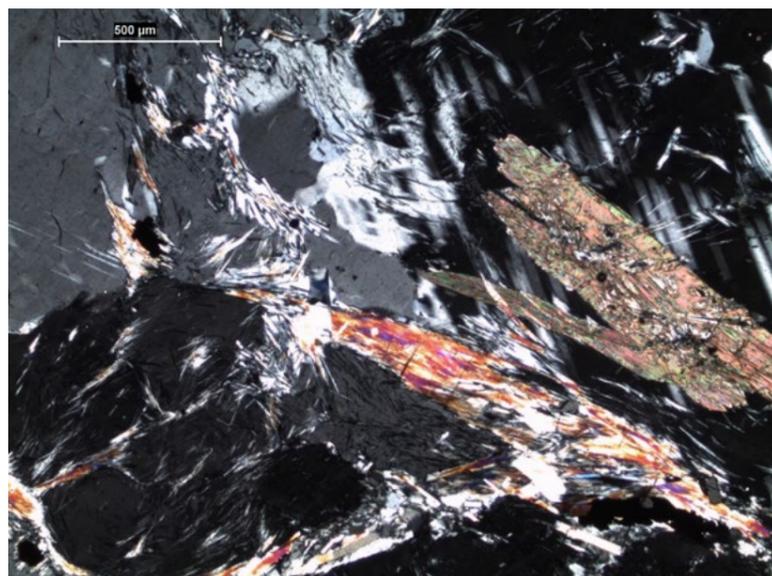
*Quebrada del Río San Juan, Sierra de Valle Fértil.*





**Figuras 23-24.** Agregados de agujas finas de fibrolita junto con sillimanita prismática (colores de interferencia de la segunda mitad del 1° orden) y biotita, en una matriz compuesta por feldespato, cordierita y cuarzo, en migmatita (N// y NX).

*Quebrada del Rio San Juan, Sierra de Valle Fértil.*



**Figuras 25-26.** Cristal de titanita en forma de cuña inmerso en una matriz de cuarzo-plagioclasa y biotita cloritizada. Se caracteriza por su relieve muy alto y color pardo (N// y NX). La roca es una milonita de esquistos cuarzo-plagioclásico-biotítico fuertemente retrogradada y saussuritizada, con formación de minerales del grupo del epidoto, clorita y titanita (N// y NX).

*Cerro Guayaguás.*

**TITANITA**  
TITANITE  $\text{CaTiO}(\text{SiO}_4)$

La titanita es un mineral accesorio de rocas metamórficas en facies esquistos verdes y anfibolitas, particularmente común en metabasitas. También es frecuente en skarns y mármoles.



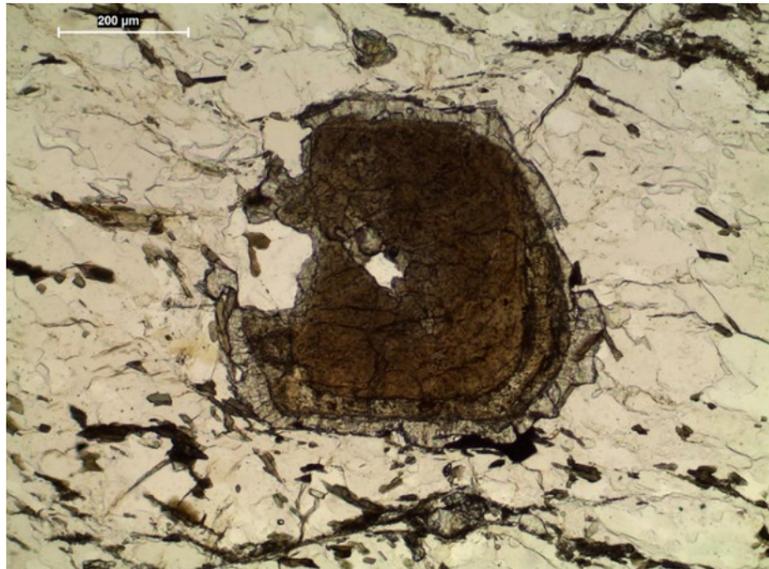
## SOROSILICATOS

### SOROSILICATES

#### ALLANITA

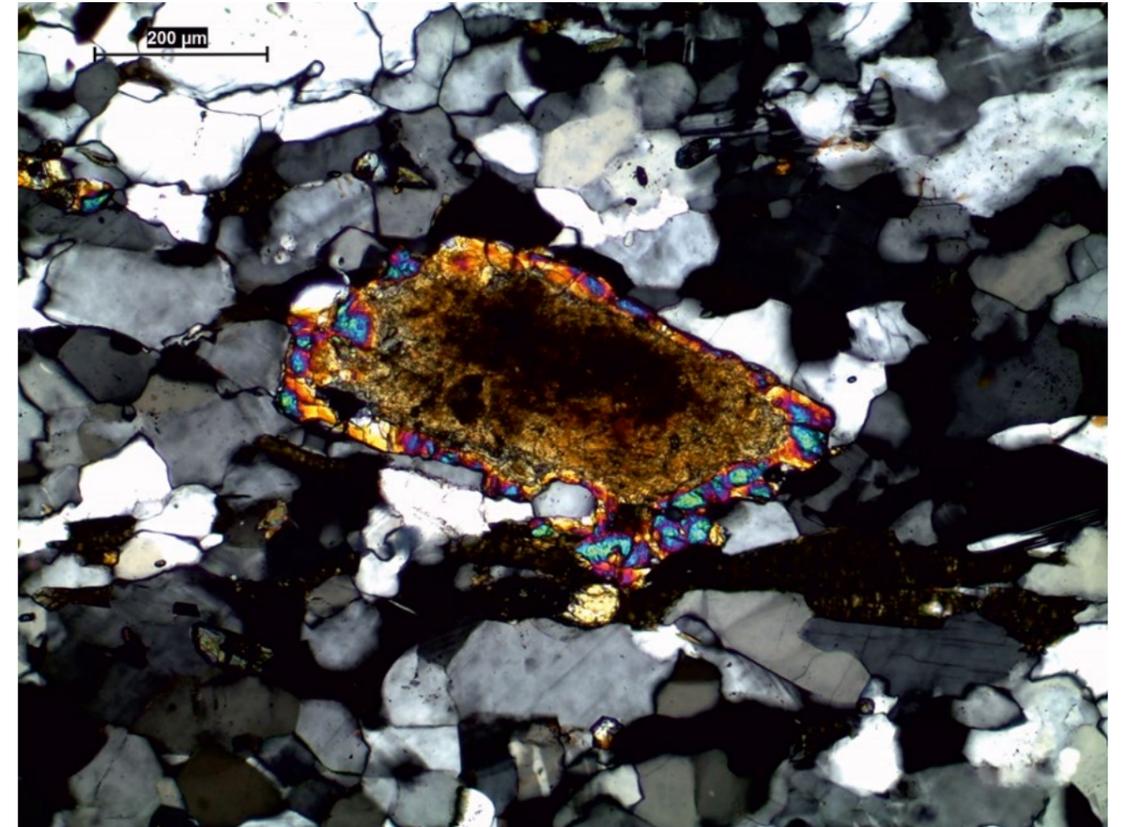
**ALLANITE**  $(Ca,Ce,La)_2(Fe^{2+} Fe^{3+},Al)_3O(Si_2O_7)(SiO_4)(OH)$

La allanita pertenece al grupo del epidoto. Es un mineral accesorio en rocas metamórficas como esquistos, gneises, anfibolitas u ocasionalmente en skarns u otras rocas carbonáticas metamorizadas. Suele contener torio que le confiere una débil radioactividad, así como contenidos significativos de tierras raras.



**Figuras 27-28.** Allanita subhedral de relieve alto y color pardo oscuro, con borde de epidoto, en esquivo cuarzo-feldespático-micáceo. Presenta marcada zonación de color claramente visible en NX. Cuarzo, feldespatos y escasa biotita constituyen la matriz de la roca (N// y NX).

*Quebrada Derecha, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 29.** Allanita metamítica con borde de epidoto (birrefringencia alta y colores de interferencia muy fuertes y llamativos), en metacuarcita. A menudo, la allanita se encuentra en estado metamítico debido a la destrucción de la estructura cristalina

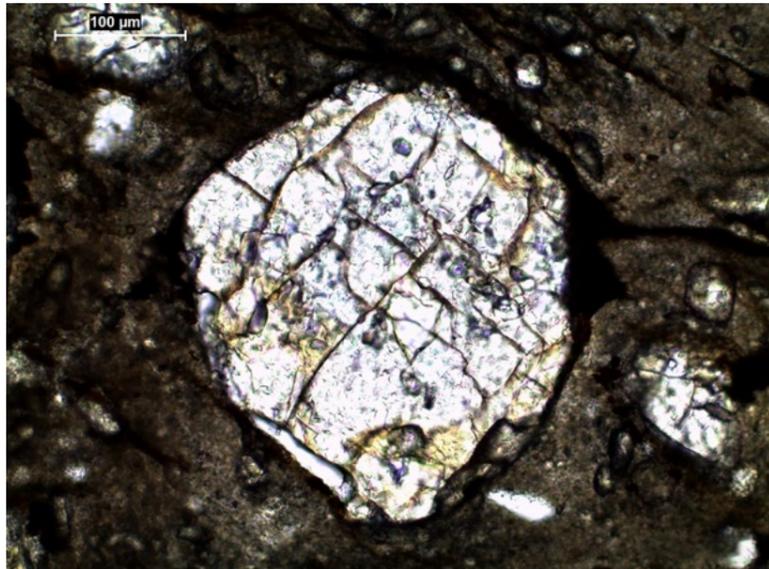
por bombardeo de partículas alfa emitidas por los constituyentes radiactivos. En ese caso tiende a isotropizarse (NX).

*Quebrada Loa, Sierra Pie de Palo.*

## EPIDOTO

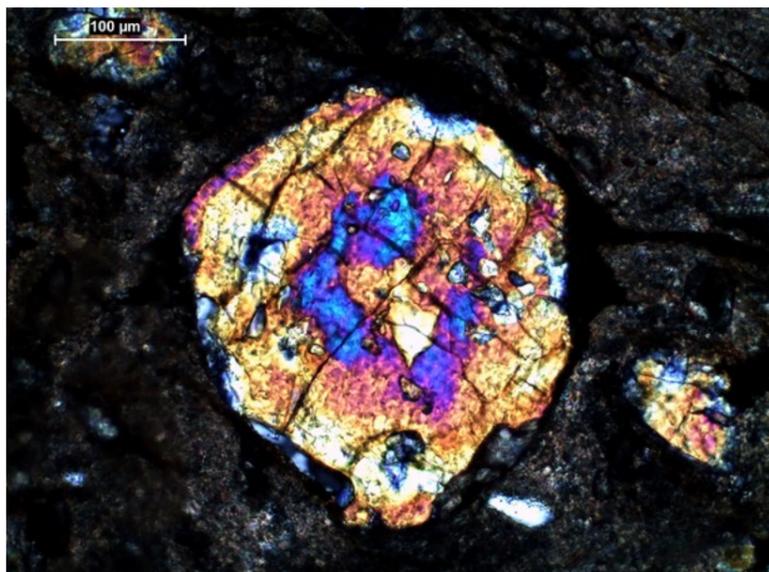
EPIDOTE  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$

El epidoto se forma en condiciones de metamorfismo regional de grado bajo a medio. En la parte superior de la facies de esquistos verdes se presentan asociaciones características de actinolita-albita-epidoto-clorita. El epidoto también se forma durante el metamorfismo retrógrado a partir de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Es común en contactos reaccionales en mármoles junto con granates cálcicos, diópsido, vesuvianita y calcita. El epidoto puede ser dominante o abundante en una roca, pero con más frecuencia es un mineral accesorio.



**Figuras 30-31.** Porfiroclastos de epidoto (relieve alto y colores de interferencia llamativos característicos) en milonita de esquisto cuarzo- micáceo- granatífero (N// y NX).

*Quebrada Ancha de la Puntilla, Sierra Pie de Palo.*



## ZOISITA/CLINOZOISITA

ZOISITE/CLINOZOISITE  $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$

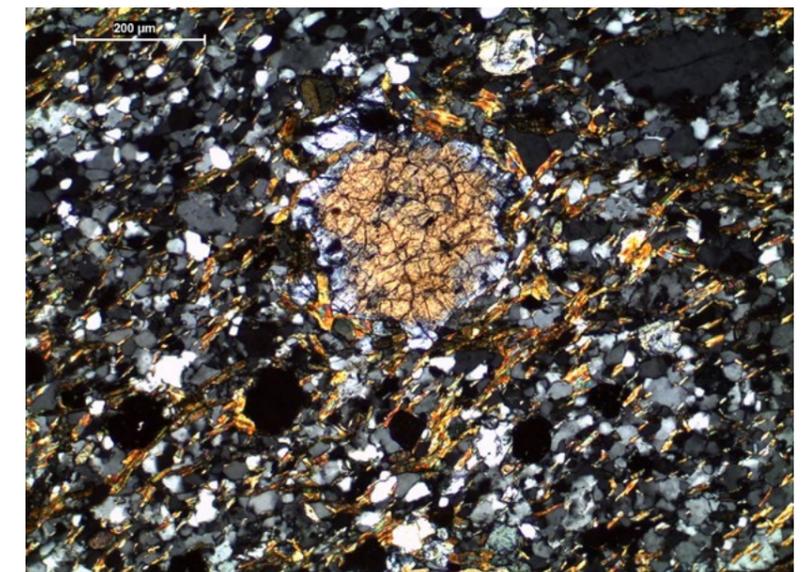
**Figura 32.** Cristales fracturados de clinozoisita con colores de interferencia anómalos amarillo y azul y extinción oblicua. La distribución irregular de los colores de interferencia es típica de este mineral. Los granos están inmersos en la matriz biotítica de una milonita de esquisto-biotítico-granatífero (NX).

*Quebrada Ancha de la Puntilla, Sierra Pie de Palo.*



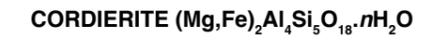
**Figura 33.** Borde de clinozoisita (color de interferencia azul anómalo) alrededor de un cristal de allanita, en paragneis cuarzo-biotítico-granatífero (NX).

*Cerro Guayaguás.*

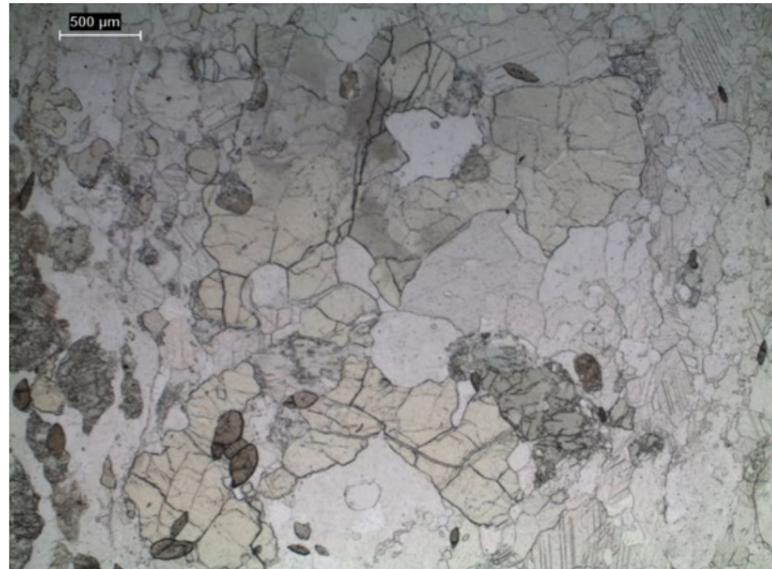


**CICLOSILICATOS**  
*CYCLOSILICATES*

**CORDIERITA**

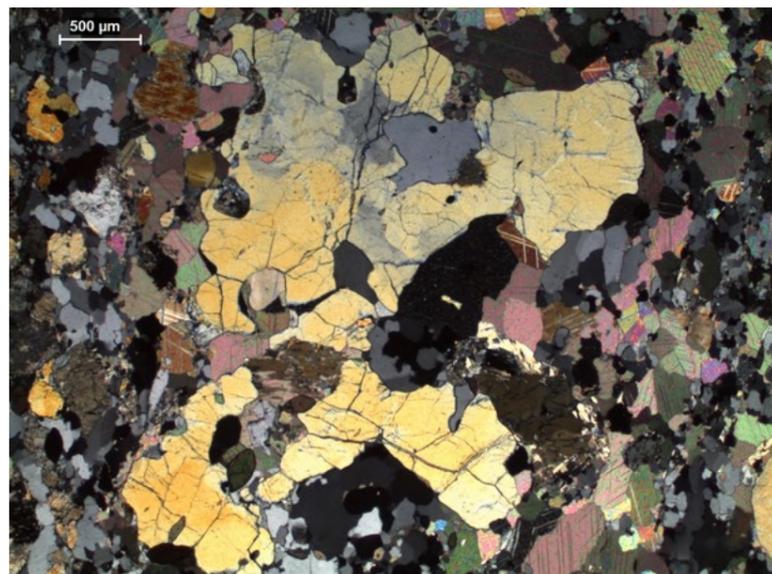


La cordierita es un mineral típico de metamorfismo de contacto y regional de grado medio a alto de rocas pelíticas. En los hornfels, generalmente constituye porfiroblastos, mientras que en rocas de metamorfismo regional, aparece tanto como porfiroblastos como en granos anhedral asociados con cuarzo y feldespatos. Entre los minerales con los que se relaciona se encuentran andalucita, cianita, sillimanita, estauroлита, moscovita, biotita, granate y cloritoide.



**Figuras 34-35.** Zoisita-clinozoisita anhedral asociada a calcita y cuarzo (ambos minerales con relieve bajo), diópsido (tonalidad verdosa) y titanita (color pardo, relieve muy alto), en un borde de reacción en mármol (N// y NX).

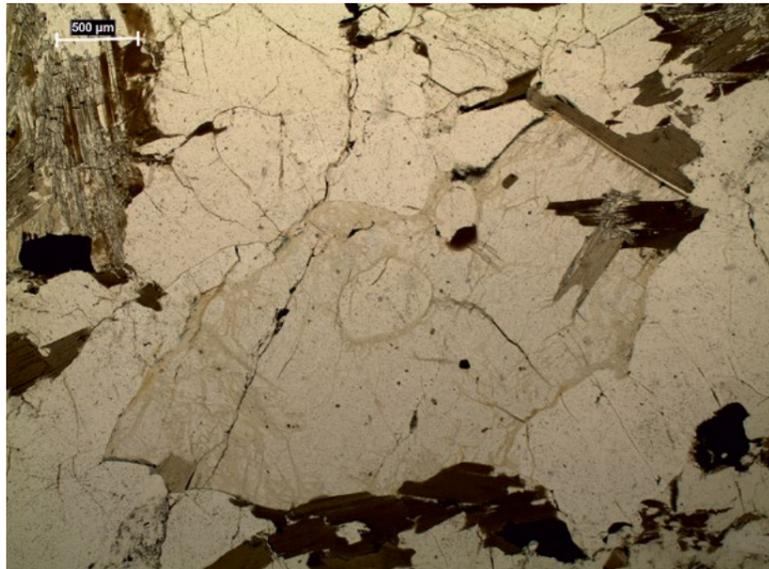
*Quebrada Los Molles, Sierra de La Huerta.*



**Figura 36.** Vista general y de detalle de porfiroblastos de cordierita de color azul violáceo en el leucosoma de una migmatita metatexítica.

*Quebrada Potrerillos, Sierra de Valle Fértil.*





**Figuras 37-38.** Cordierita (incolora, relieve bajo) ligeramente pinnitizada asociada a cuarzo, plagioclasa, biotita y fibrolita, en migmatita metatexítica. La pinnita es un agregado fino de clorita, moscovita y otros silicatos que se desarrolla en microfracturas y márgenes de los granos (N// y NX).

*Quebrada El Retamo, Sierra de Valle Fértil.*



**Figura 39.** Cristales anhedrales de cordierita con colores de interferencia grises y blancos de 1° orden e incipiente pinnitización en sus bordes, en migmatita. Se observa la macla múltiple característica que permite diferenciar la cordierita del cuarzo y la abundancia de inclusiones de minerales opacos y circón (NX).

*Quebrada Jaboncillo, Sierra de Valle Fértil.*



**Figura 40.** Cristales anhedrales de cordierita con inclusiones de minerales que contienen elementos radiactivos (p. ej. circón) y generan típicos halos pleocroicos de tonalidad amarillenta. Nótese la incipiente pinnitización a partir de los contactos intergranulares. La cordierita está acompañada por magnetita y espinelo verde oscuro, en paragneis migmatítico (N//).

*Quebrada Jaboncillo, Sierra de Valle Fértil.*



### TURMALINA (Var. Chorlita)

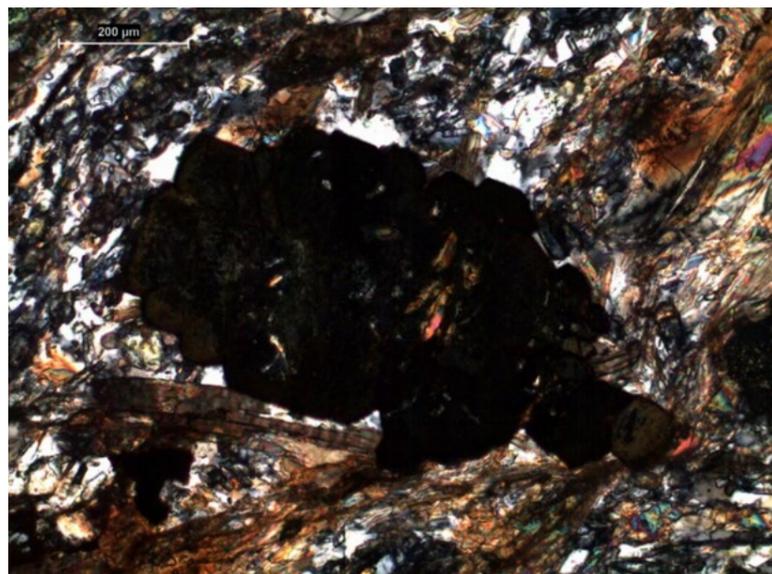
TOURMALINE (Schorl)  $\text{NaFe}_3\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4$

La turmalina es un mineral accesorio relativamente común en filitas, esquistos y gneises. Se origina como producto de metasomatismo bórico o como resultado de la recristalización de granos detríticos provenientes del sedimento original.



**Figuras 41-42.** Individuos de turmalina en sección basal con zonación de color paralela a las caras del prisma. Se observan además cuarzo (incoloro y relieve bajo), biotita (folias de color pardo) y pequeños individuos prismáticos de zoisita-clinozoisita (incolores y relieve alto), en esquivo hornbléndico-biotítico saussuritizado (N// y NX).

*Quebrada Pozo del Indio, Sierra Pie de Palo.*



### INOSILICATOS

INOSILICATES

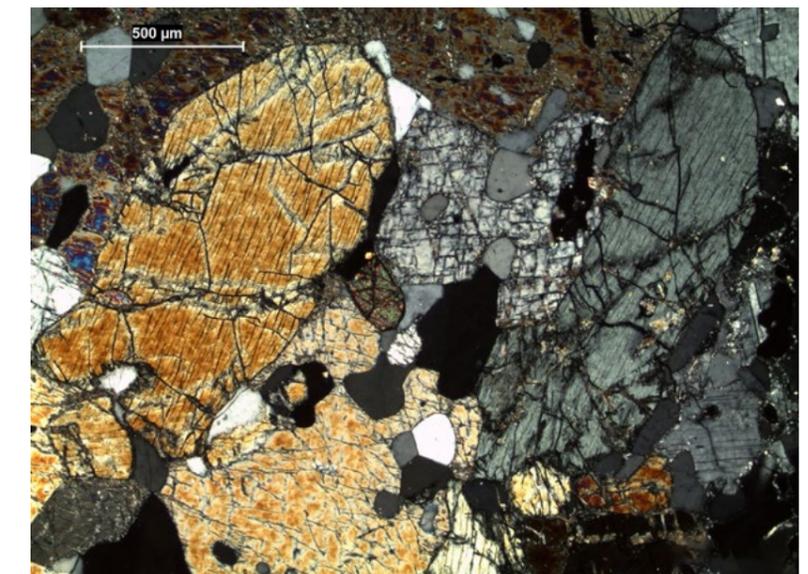
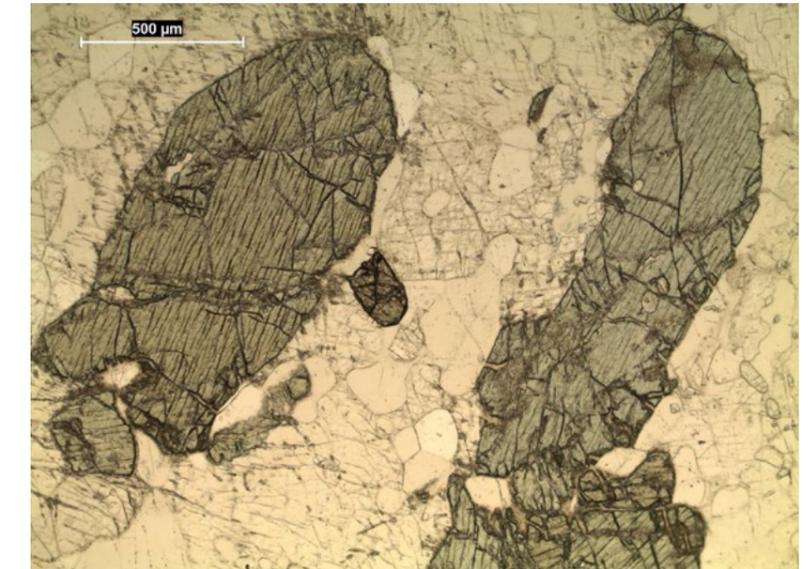
### DIÓPSIDO

DIOPSIDE  $\text{Ca,Mg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$

El diópsido es un clinopiroxeno que aparece en skarns junto con calcita, cuarzo o forsterita y otros minerales calcosilicados. También constituye asociaciones similares como producto del metamorfismo de contacto o regional de grado medio a alto de rocas calcáreas impuras.

**Figuras 43-44.** Cristales de diópsido (relieve alto, marcada exfoliación, color verde pálido y mayormente colores de interferencia de 2° orden), asociados a escapolita (incolora, relieve bajo) y cuarzo subordinado, en un borde reaccional en mármol de alto grado (N// y NX).

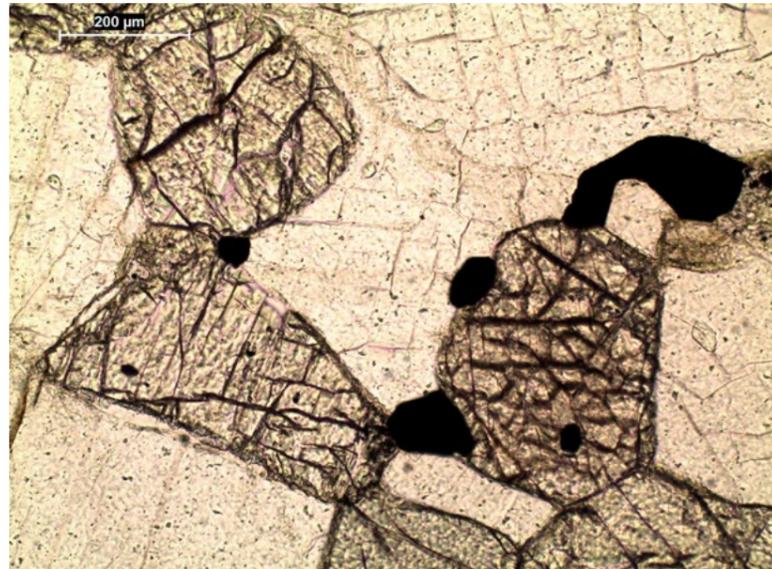
*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



## ORTOPIROXENO

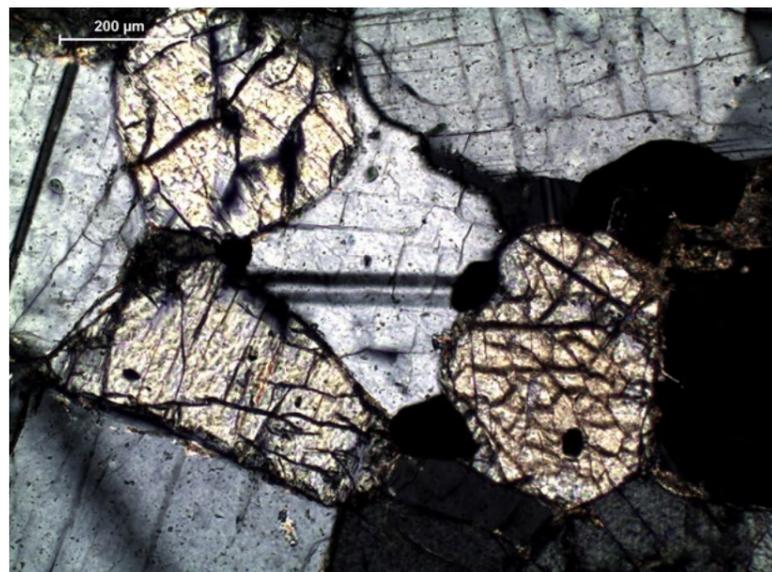


El ortopiroxeno puede estar presente en rocas metamórficas regionales de grado muy alto, siendo diagnóstico de la facies de granulitas. Rocas metamórficas de contacto de muy alta temperatura también pueden contener este mineral.



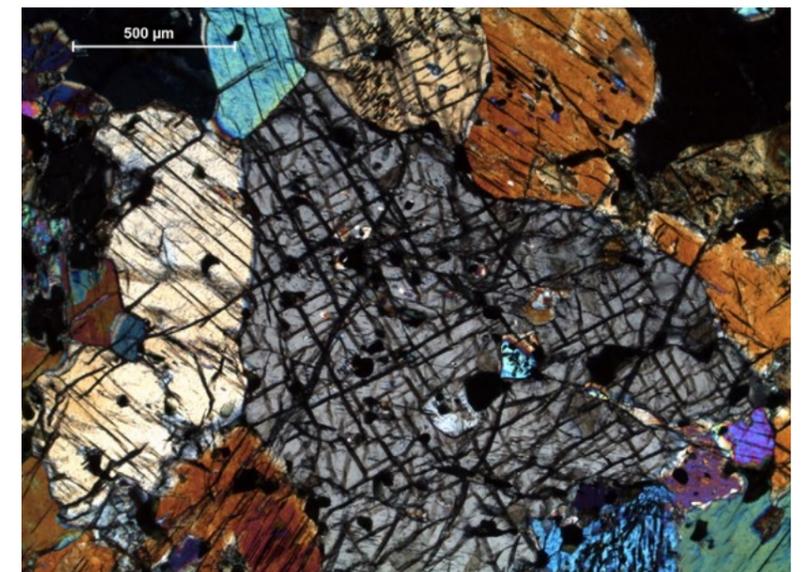
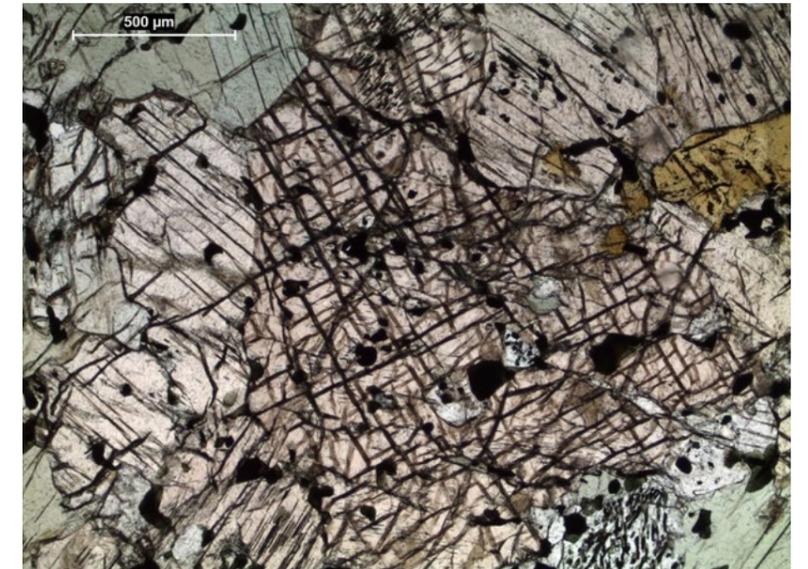
**Figuras 45-46.** Ortopiroxeno en granulita máfica. Se caracteriza por el color rosa pálido, pleocroísmo leve y colores de interferencia de 1° orden. La roca está compuesta además por plagioclasa y minerales opacos (N// y NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



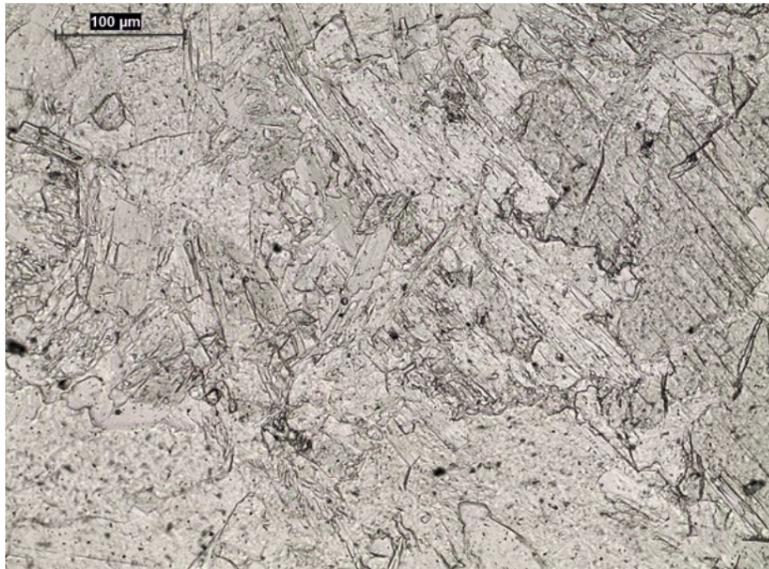
**Figuras 47-48.** Ortopiroxeno en sección basal en metagabrorita olivínica. Se destacan los planos de clivaje ortogonales y el pleocroísmo rosa pálido. En el extremo superior izquierdo se observa anfíbol de color verde pálido (N// y NX).

*Quebrada San Pedro, Sierra de La Huerta.*



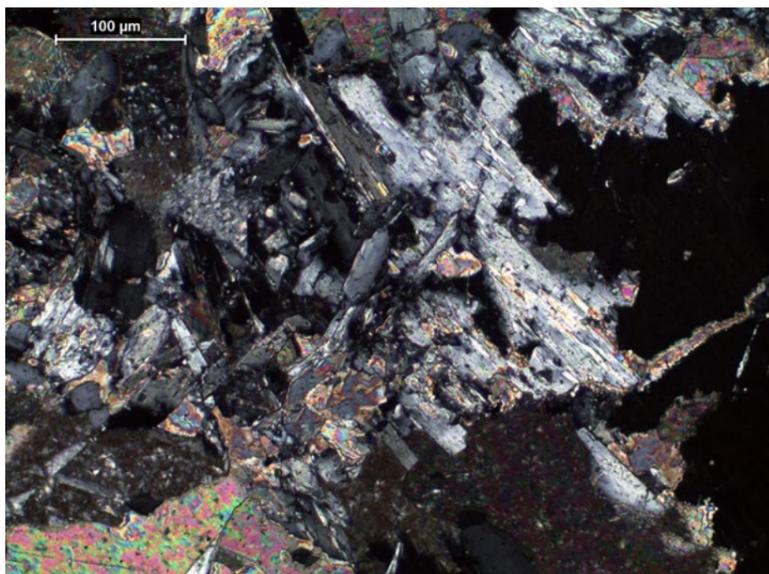
**WOLLASTONITA****WOLLASTONITE**  $\text{CaSiO}_3$ 

La wollastonita es un piroxenoide que se origina por el metamorfismo de calizas silíceas y dolomías. Está comúnmente asociada a calcita, dolomita, tremolita, grossularia, diópsido, monticelita, forsterita y otros minerales calcosilicatados.

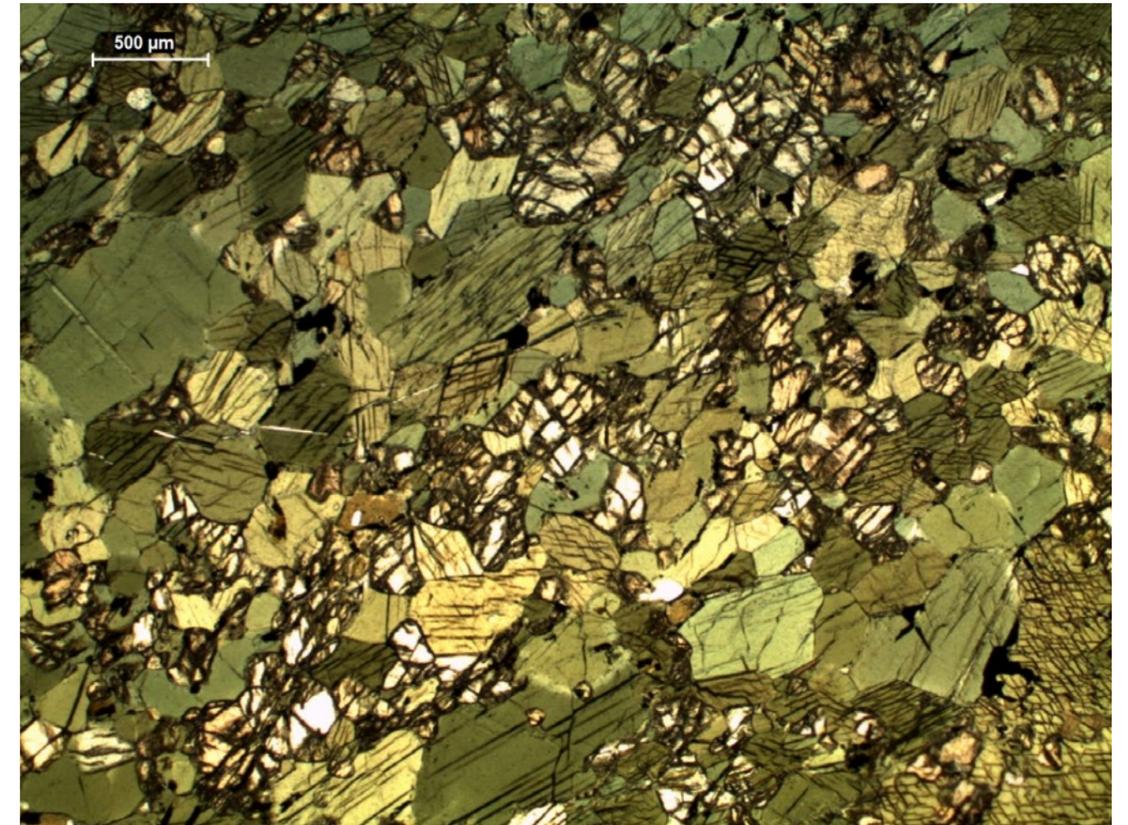


**Figuras 49-50.** Cristales fibrosos de wollastonita (incolores en N// y con colores de interferencia grises en NX), asociados a calcita caracterizada por su alta birrefringencia y diópsido que se destaca por su relieve marcado y tonalidad verde pálida en N//. Borde reaccional en mármol de alto grado.

*Quebrada Los Molles, Sierra de La Huerta.*

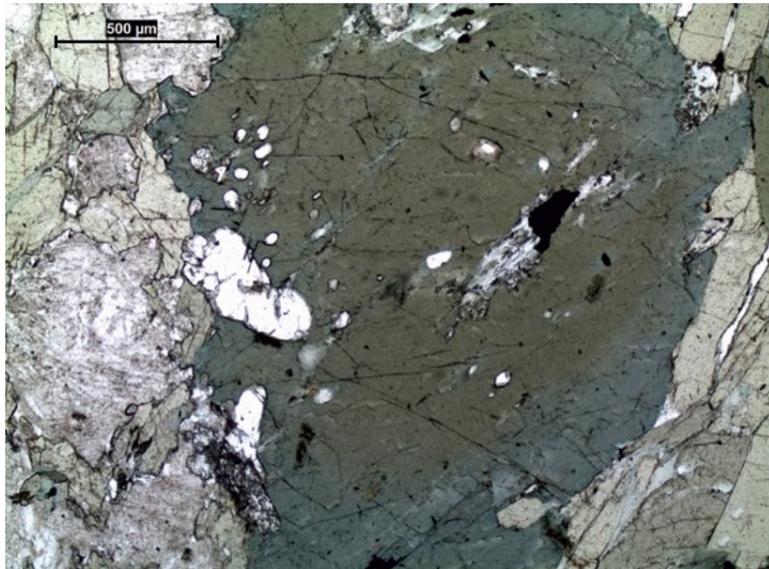
**HORNBLENDA****HORNBLLENDE**  $(\text{Na,K})_{0-1}\text{Ca}(\text{Mg,Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Al})_5(\text{Si,Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ 

La hornblenda es un anfíbol muy común en terrenos metamórficos regionales de grado medio a alto, diagnóstico de la facies de anfibolitas. Se presenta en anfibolitas, gneises hornbléndicos u otros esquistos y gneises. También se la puede encontrar en mármoles, skarns y en otras rocas carbonáticas metamorfozadas, aunque el anfíbol de la serie tremolita-actinolita es más común en estas últimas.



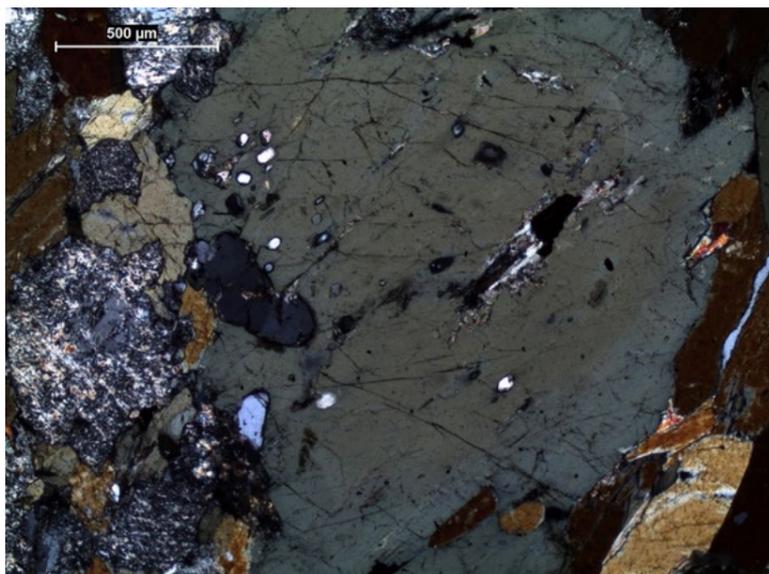
**Figura 51.** Cristales de hornblenda verde en varias orientaciones que muestran diferentes colores de pleocroísmo. En secciones normales al eje c (extremo inferior derecho), se aprecian dos sistemas de exfoliación finos y regulares formando ángulos de  $55-56^\circ$  (N//). Anfibolita piroxénica.

*Quebrada San Pedro, Sierra de La Huerta.*



**Figuras 52-53.** Hornblenda con zonación simple núcleo-borde en anfíbolita. Se aprecia la variación en el color, con el núcleo de color verde oliva y los bordes del cristal de tonalidad azulina lo que indica incremento del componente actinolítico. A la izquierda de la imagen se observa plagioclasa sericitizada (N// y NX).

*Quebrada Los Molles, Sierra de La Huerta.*



## TREMOLITA/ACTINOLITA



La tremolita y la actinolita son anfíboles esencialmente metamórficos que constituyen una serie de solución sólida. Se presentan tanto en rocas de metamorfismo regional como de contacto. Generalmente se forman a partir del metamorfismo de dolomías u otros sedimentos calcáreos, asociados a minerales como forsterita, granate, diópsido, wollastonita, calcita, dolomita, talco y minerales del grupo del epidoto. También pueden encontrarse en rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas y en esquistos glaucofánicos y rocas asociadas.



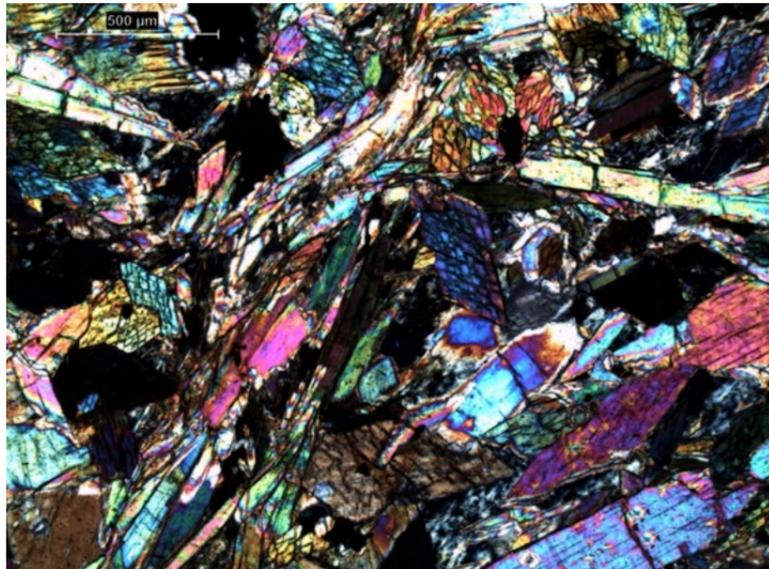
**Figura 54.** Muestra de mano de esquistos tremolítico-actinolítico. Se aprecian los cristales prismáticos alargados casi fibrosos del anfíbol. Diámetro de la moneda usada como escala 2 cm.

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*



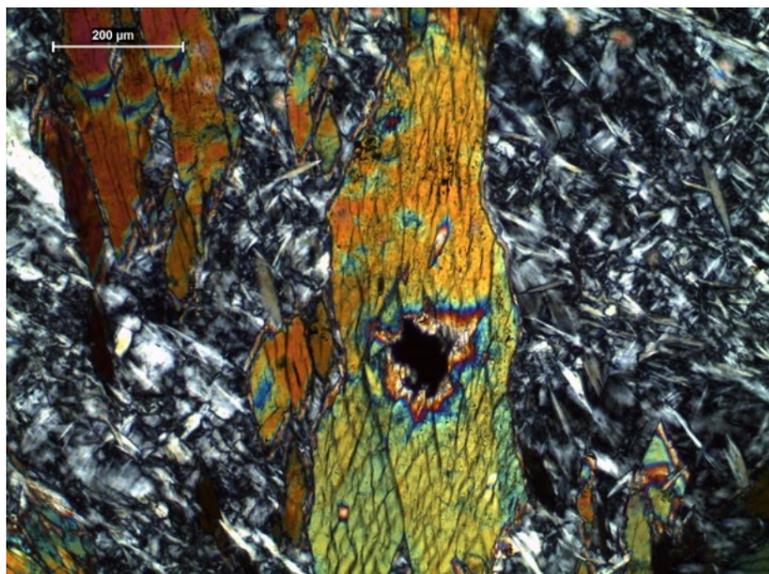
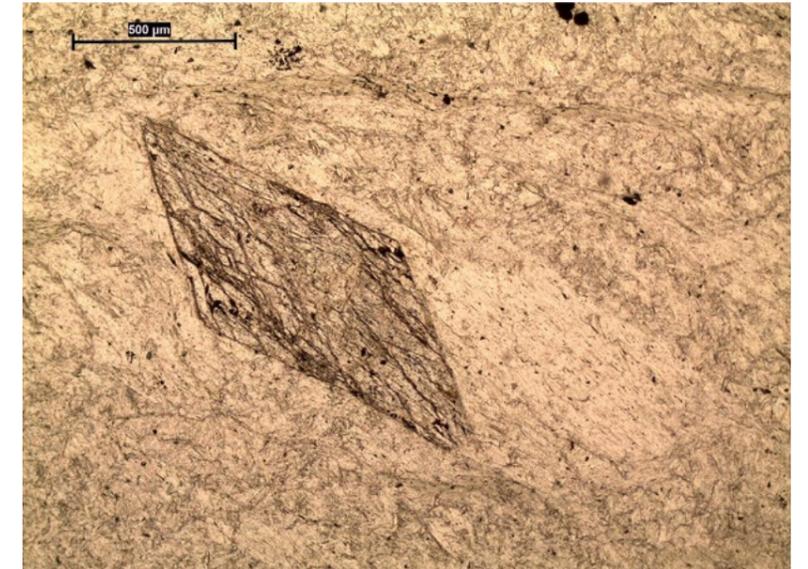
**Figuras 55-56.** Cristales de tremolita-actinolita en sección basal y prismática. Nótese las características secciones basales rómbicas agudas con clivaje aproximado a  $56^\circ$ . Los cristales son prácticamente incoloros indicando predominio del componente tremolítico (N// y NX). Esquisto tremolítico-actinolítico.

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*



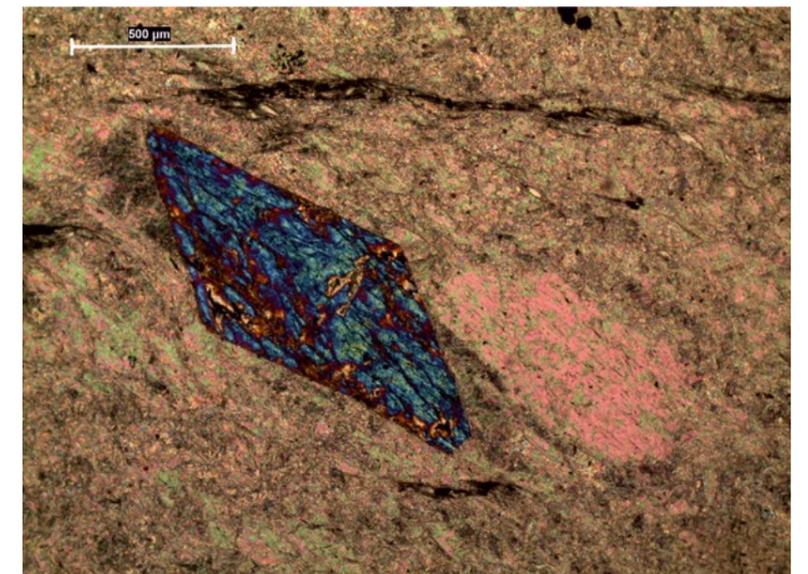
**Figuras 58-59.** Sección basal rómbica de tremolita-actinolita en una matriz compuesta por talco y escasas folias de clorita, en esquisto talcoso (N// y NX).

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 57.** Sección perpendicular al eje c del clinopyroxeno (tremolita-actinolita). Los planos de clivaje {110} forman ángulos de  $56^\circ$  y  $124^\circ$  (NX). Esquisto serpentínico-anfibólico.

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*



## FILOSILICATOS

### PHYLLOSILICATES

### BIOTITA

BIOTITE  $K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH,F)_2$

Los filosilicatos, o silicatos en láminas, son un grupo muy importante de minerales en rocas metamórficas que incluye las micas, la clorita, la serpentina y el talco, entre otros. La biotita es un constituyente esencial muy común en filitas, esquistos y gneises. Se presenta en un amplio intervalo de condiciones de temperatura y presión y aparece tanto en rocas metamórficas regionales como de contacto.



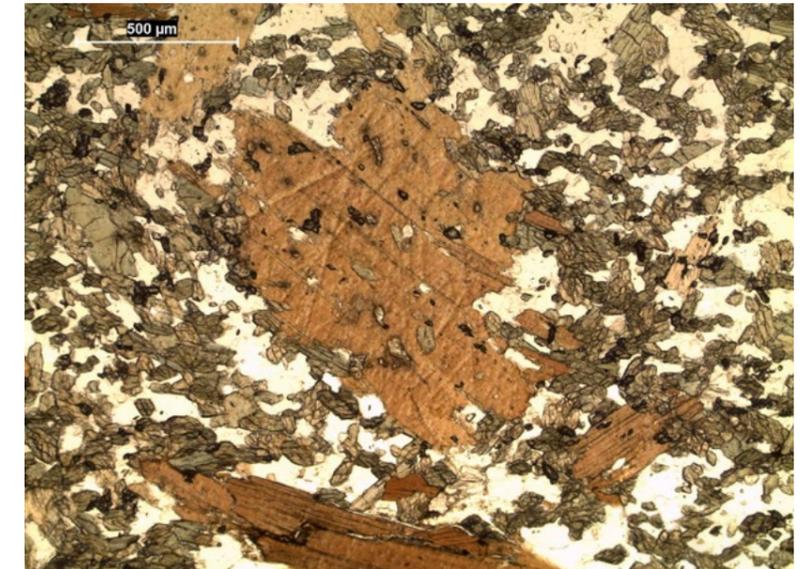
**Figura 60.** Biotita con notoria segregación de agujas de rutilo orientadas (textura sagenítica) e inclusiones de circón con halos pleocroicos de color oscuro, en metatonalita. En la parte superior aparecen

relictos de ilmenita (mineral opaco de color negro) rodeada por rutilo microgranular (N//).

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*

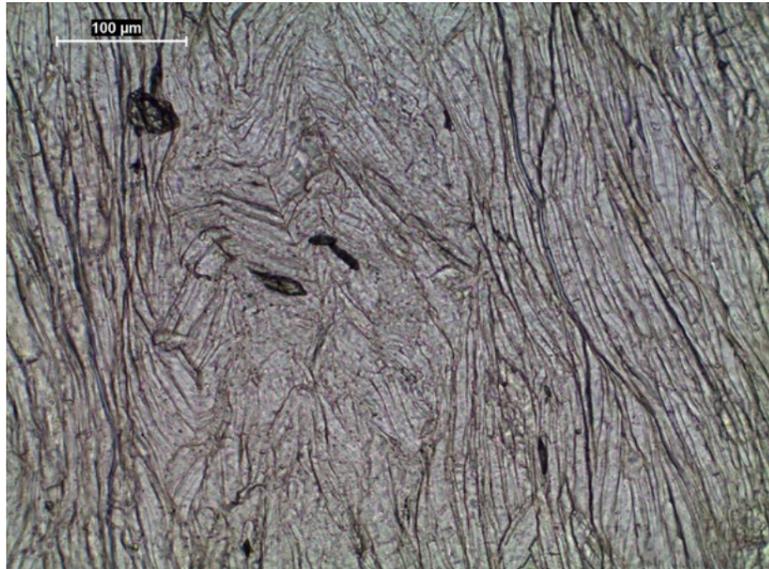
**Figuras 61-62.** Porfiroblastos de biotita de color pardo, muy pleocroicos, que muestran el clivaje en una dirección característico de las micas. Los colores de interferencia son de 3° u ocasionalmente de 4° orden, aunque suelen estar enmascarados por el color del mineral. Se observan cristales de menor tamaño de hornblenda verde, plagioclasa y cuarzo (estos últimos incoloros y de relieve bajo), en anfibolita cuarzosa (N// y NX).

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*



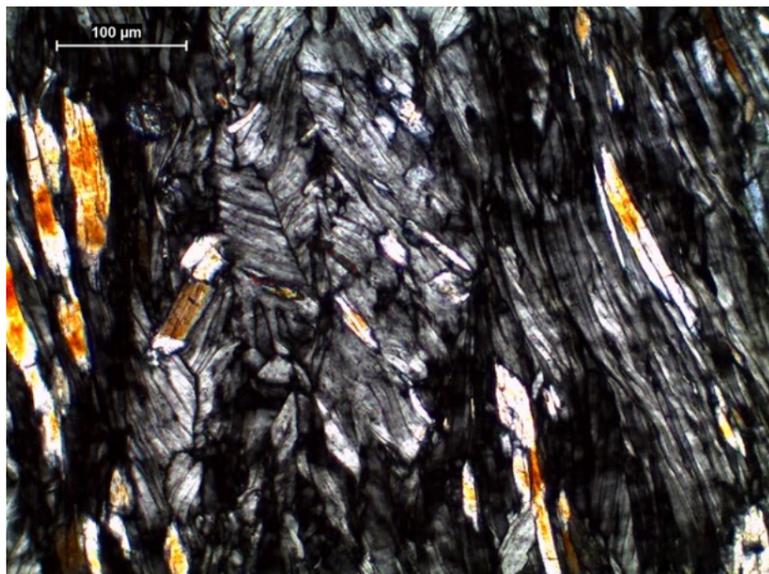
**CLORITA****CHLORITE**  $(\text{Mg,Al,Fe})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg, Al,Fe})_3(\text{OH})_6$ 

Las cloritas son constituyentes importantes de las rocas metamórficas. En particular el clinocloro, es un mineral común en el metamorfismo regional de grado bajo a medio, diagnóstico de la facies de esquistos verdes. En rocas máficas las cloritas se asocian con epidoto, albita, actinolita, talco, serpentina, hornblenda y granate y, en rocas pelíticas, con biotita, granate, estaurolita, moscovita y cloritoide. Son frecuentes las cloritas producto de retrogradación de minerales ferromagnesianos como biotita, anfíboles, piroxenos y granate.



**Figuras 63-64.** Láminas de clorita verde muy pálido a incoloras con exfoliación perfecta {001}, relieve bajo a medio y colores de interferencia grises de primer orden. Acompañan cristales prismáticos de tremolita-actinolita (color de interferencia amarillo anaranjado en NX) y granos de titanita (color pardo, relieve muy alto), en esquistos clorítico-anfibólico (N// y NX).

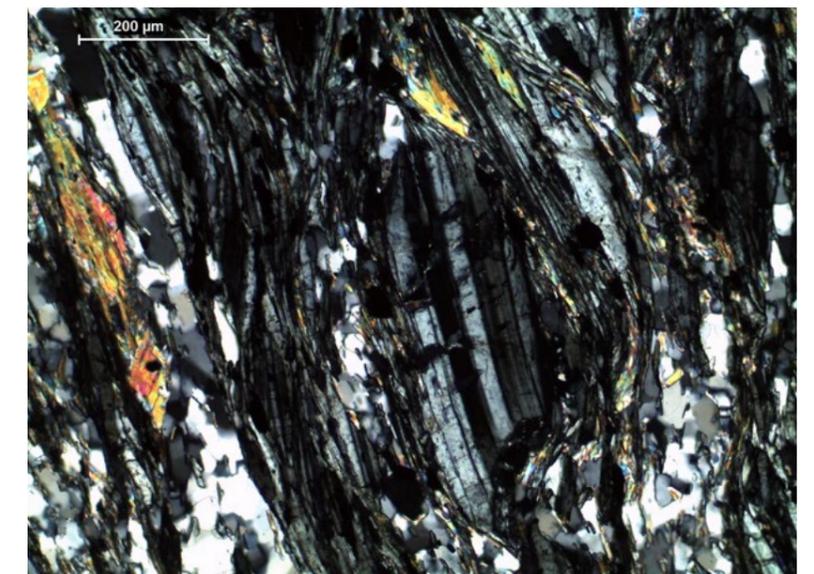
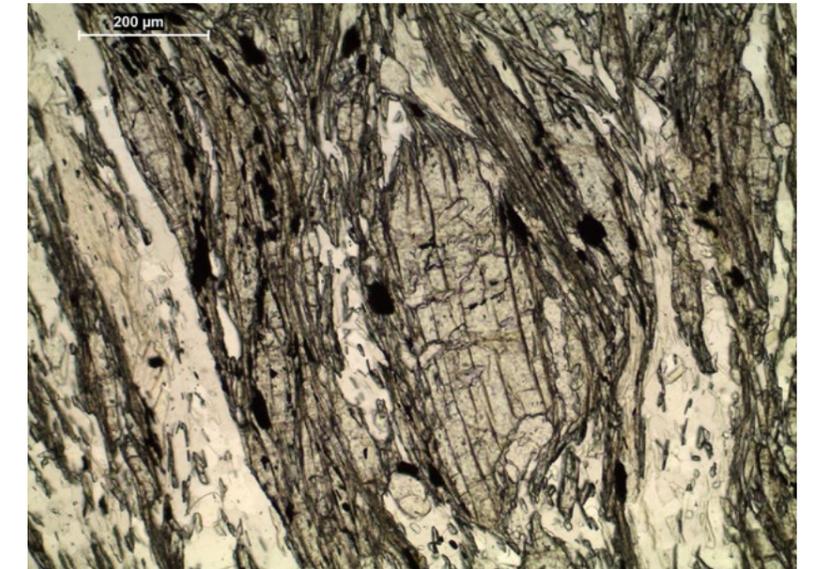
*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*

**CLORITOIDE****CHLORITOID**  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}^{2+})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})_2$ 

El cloritoide es un mineral común en rocas metamórficas regionales de grado bajo a medio tales como filita, metacuarcita y esquistos micáceos, cloríticos o glaucofánicos. Este mineral muestra preferencia por ciertas litologías, fundamentalmente metapelitas, cuya composición es muy rica en aluminio y en hierro.

**Figuras 65-66.** Cloritoide en esquistos metapelíticos junto con cuarzo, moscovita y clorita marcando la foliación. El cloritoide se encuentra como cristales individuales prismáticos o tabulares, de relieve elevado y en general incoloros aunque pueden tener ligero pleocroísmo al verde pálido. También se observan secciones con exfoliación que suelen mostrar pleocroísmo más intenso. Son características las maclas polisintéticas (N// y NX).

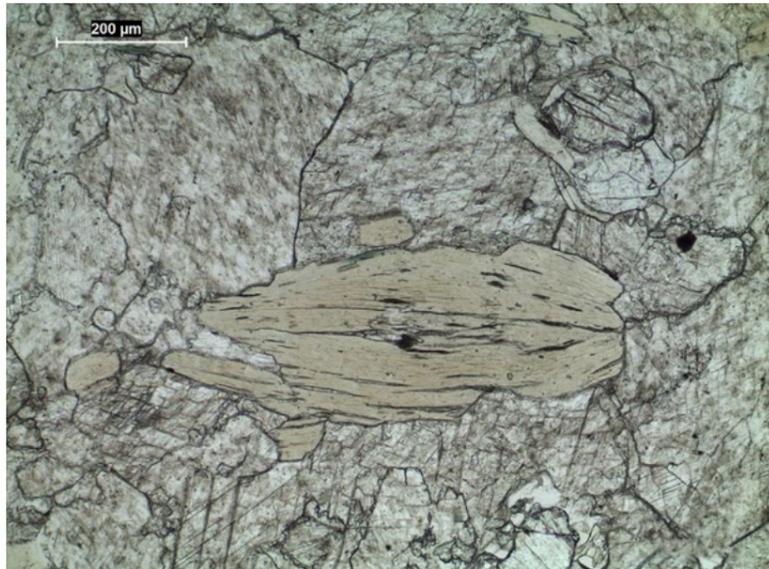
*Cerro Guayaguás.*



## FLOGOPITA

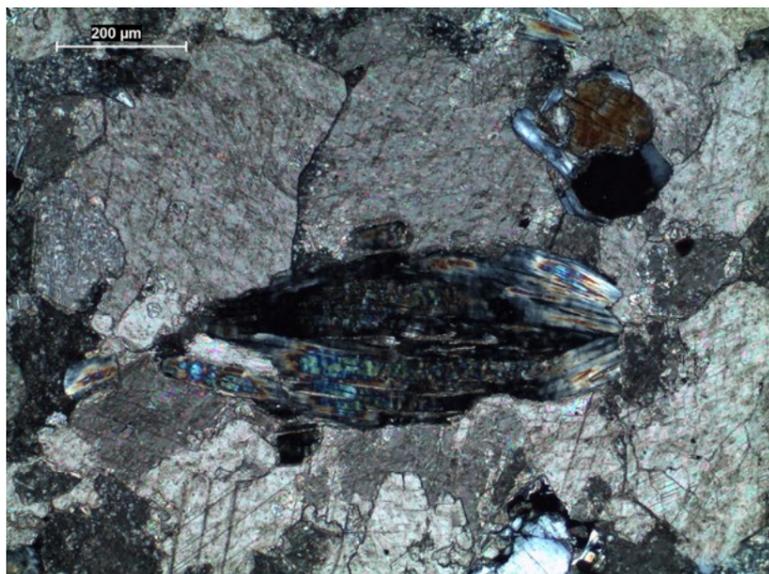
PHLOGOPITE  $KMg_3(AISi_3O_{10})(OH)_2$

La flogopita es el producto del metamorfismo de rocas con contenidos significativos de magnesio como calizas magnesianas y rocas ultrabásicas.



**Figuras 67-68.** Folia de flogopita de color pardo claro en mármol de alto grado. Está rodeada por calcita (incolora, birrefringencia alta) y algunos granos de diópsido que se destacan por el relieve más alto (N// y NX).

*Quebrada Quebrachito, Sierra de La Huerta.*



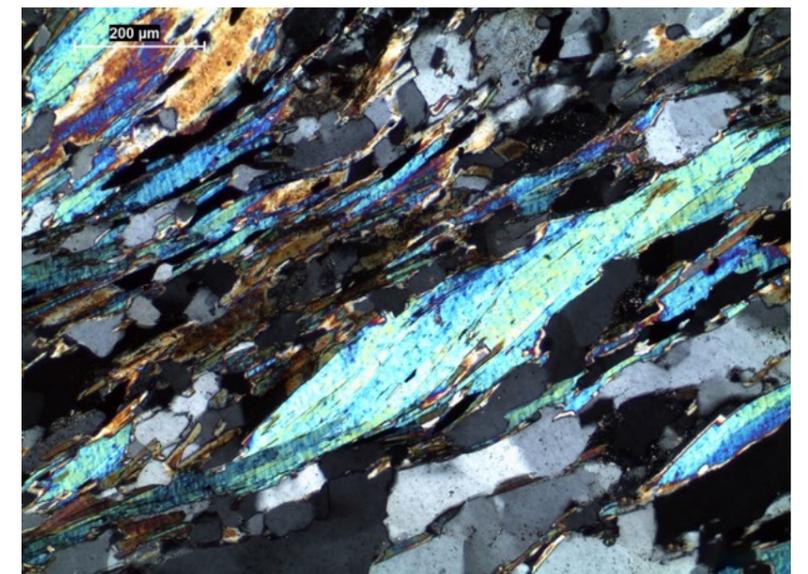
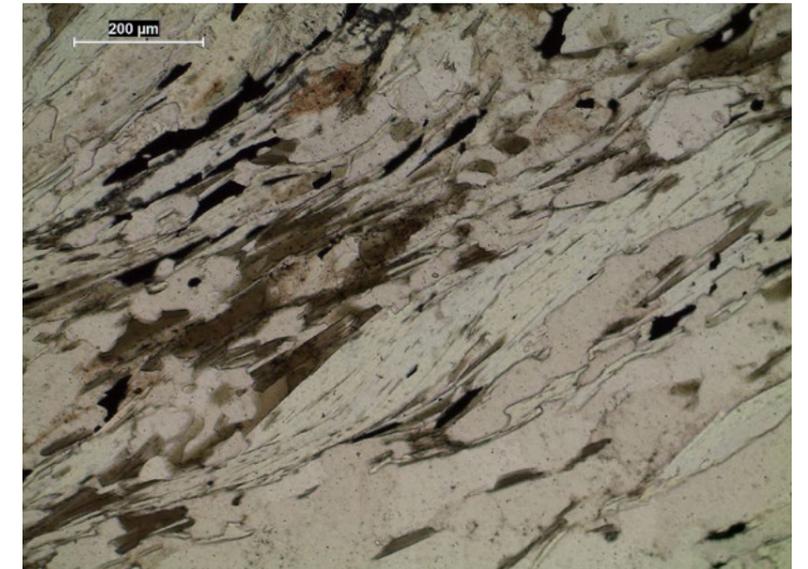
## MOSCOVITA

MUSCOVITE  $KAl_2(AISi_3O_{10})(OH)_2$

La moscovita aparece en rocas metamórficas desde la facies de esquistos verdes baja a anfibolitas alta. Se encuentra principalmente en metapelitas y metamargas, también en metagrauvas y como producto del metamorfismo de rocas ígneas ácidas a intermedias y calizas impuras.

**Figuras 69-70.** Folia de moscovita (incolora en N// y con colores de interferencia muy llamativos de 2° orden en NX) bien orientadas, algunas pisciformes, en gneis micáceo. En menor proporción aparece biotita parda (N// y NX).

*Quebrada Nueva Fortuna, Sierra de La Huerta.*



## SERPENTINA

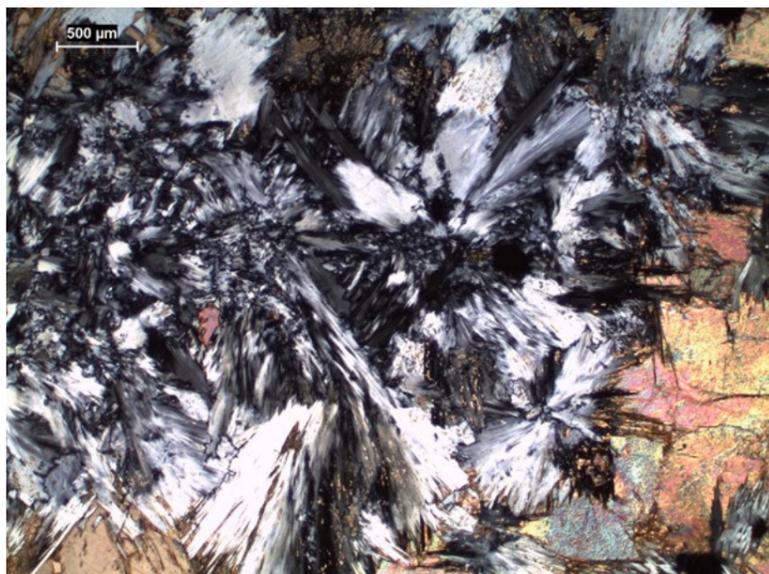
SERPENTINE  $Mg_3(Si_2O_5)(OH)_4$

Las serpentinas constituyen un grupo de minerales entre los que se destacan la antigorita y el crisotilo producto de alteración hidrotermal de rocas máficas y ultramáficas tales como peridotitas y piroxenitas. Los silicatos ricos en Mg como el piroxeno y el olivino se alteran a serpentina debido a hidratación. La antigorita y el crisotilo forman prácticamente el 100 % de las serpentinitas, ambos aparecen asociados en agregados de grano fino y es difícil diferenciarlos.



**Figura 71.** Serpentinita de grano fino y color verde oscuro con parte de una vena de crisotilo (mineral serpentínico fibroso de color blanco verdoso y lustre sedoso). Diámetro de la moneda usada como escala 2 cm.

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*

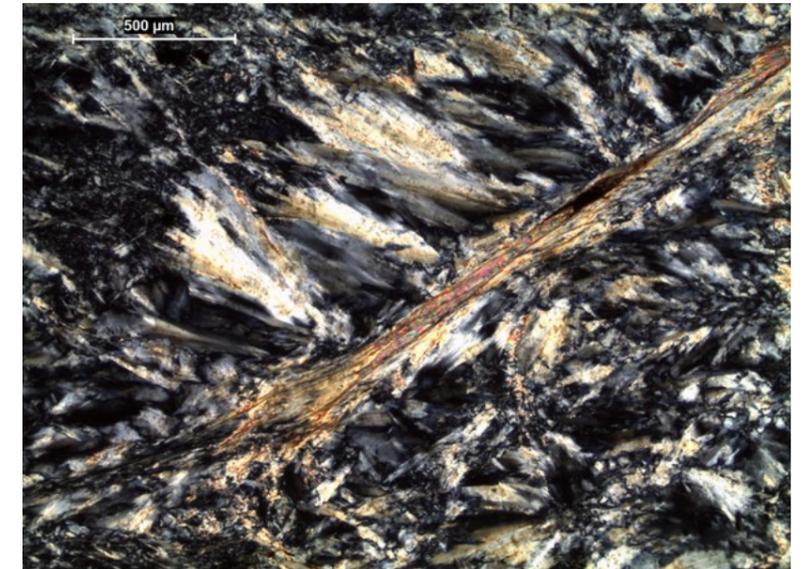


**Figura 72.** Antigorita y magnesita ( $MgCO_3$ ) en serpentinita (NX).

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*

**Figura 73.** Folia de talco con colores de interferencia llamativos de 2° o 3° orden, dispuesta oblicuamente en una matriz de mineral serpentínico (antigorita) con colores de interferencia bajos de 1° orden (NX).

*Quebrada La Cruz, Sierra Pie de Palo.*

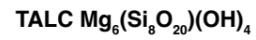


**Figura 74.** Textura de malla en la que la serpentina (mineral fibroso, color de interferencia gris azulino), reemplaza total y pseudomórficamente a granos anhedrales de olivino, en mármol forsterítico (NX).

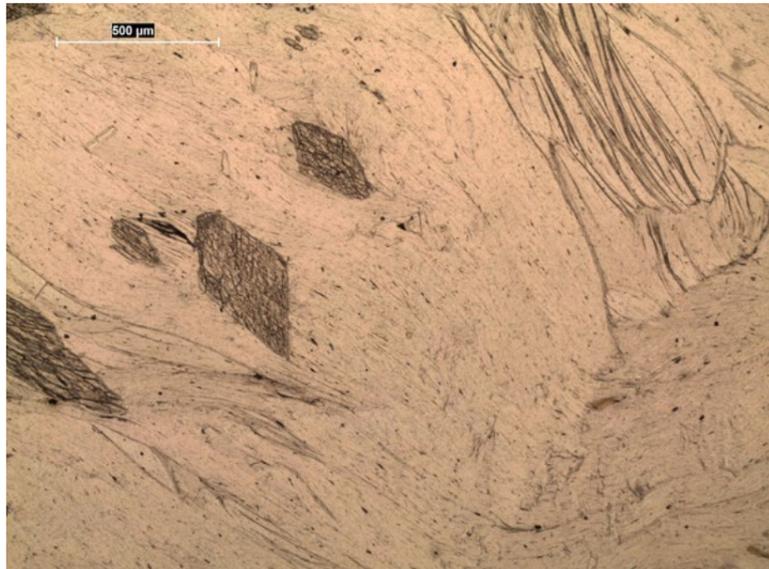
*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



## TALCO

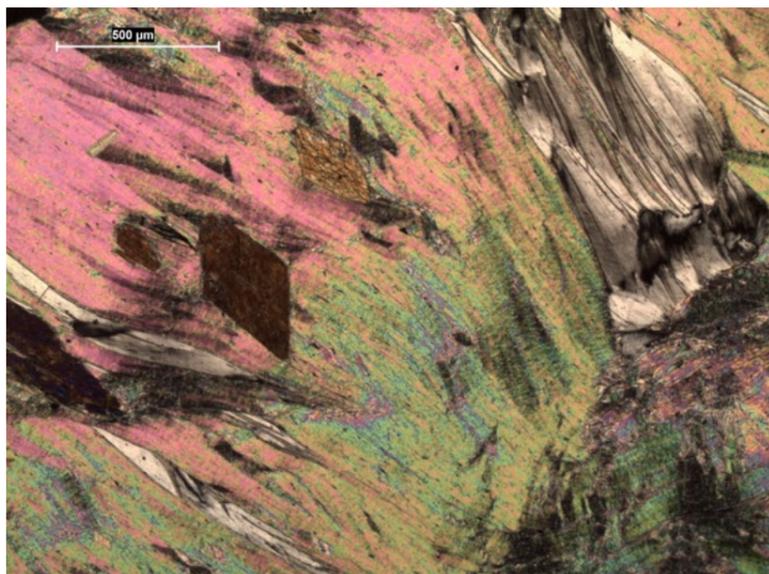


El talco es resultado del metamorfismo de minerales magnesianos en presencia de dióxido de carbono y agua. Se encuentra en rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas y alteradas hidrotermalmente en asociación con serpentina, magnetita y granos relictos de olivino y piroxeno. También es común que se forme por metamorfismo de dolomías silíceas en asociación con calcita, dolomita, tremolita y minerales calcosilicatados relacionados.



**Figuras 75-76.** Talco (inoloro, con clivaje bien desarrollado en {001} y colores de interferencia vivos de 2° o 3° orden), acompañado por folias de clorita (inolora, color de interferencia gris blanquecino) y secciones basales rómbicas de tremolita-actinolita en esquistos talcosos (N// y NX).

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*

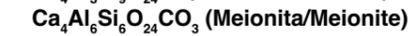


## TECTOSILICATOS

### TECTOSILICATES

## ESCAPOLITA

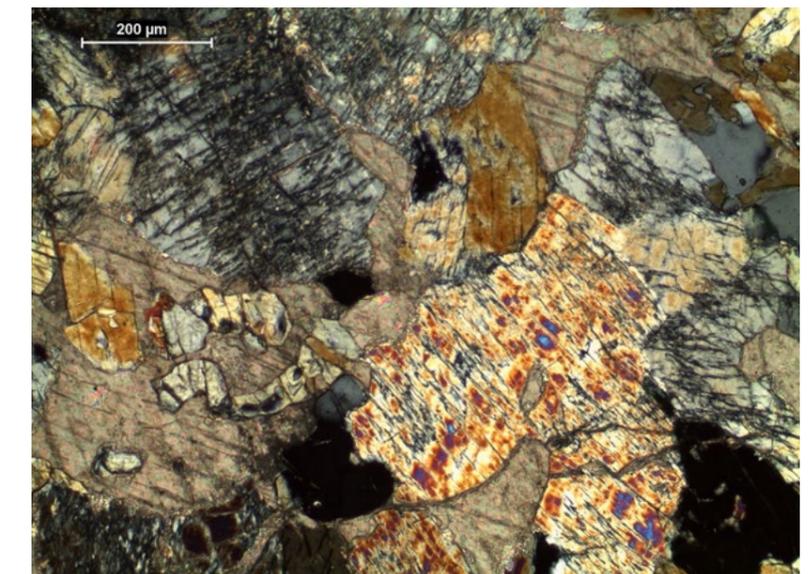
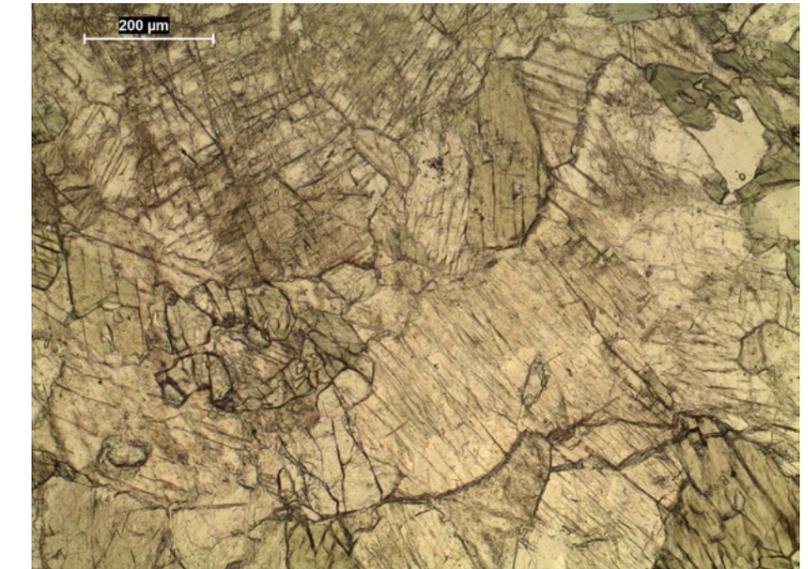
### SCAPOLITE

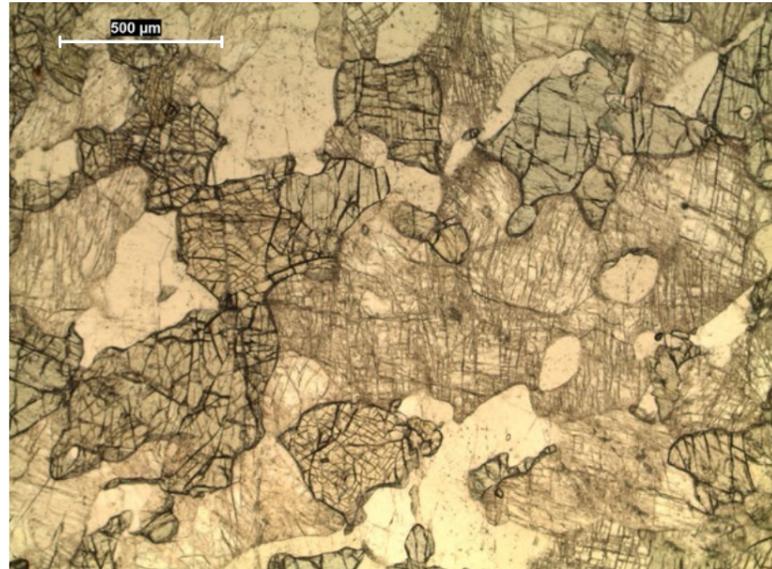


Las escapolitas son minerales cuyas fórmulas recuerdan las de los feldespatos. Existe una serie completa de soluciones sólidas entre marialita y meionita. Las escapolitas se encuentran tanto en rocas metamórficas regionales como de contacto derivadas de sedimentos calcáreos, rocas gabroides o similares. En depósitos de skarn y mármoles se asocian con granate, diópsido, actinolita, titanita, calcita y otros calcosilicatos. En anfibolitas, se las encuentra con hornblenda, clinopiroxenos cálcicos, epidoto y titanita.

**Figuras 77-78.** Escapolita y diópsido en borde reaccional de mármol de alto grado. La escapolita es incolora, en este caso con colores de interferencia grises y amarillos y tiene menor relieve que el diópsido de color verde claro (N// y NX).

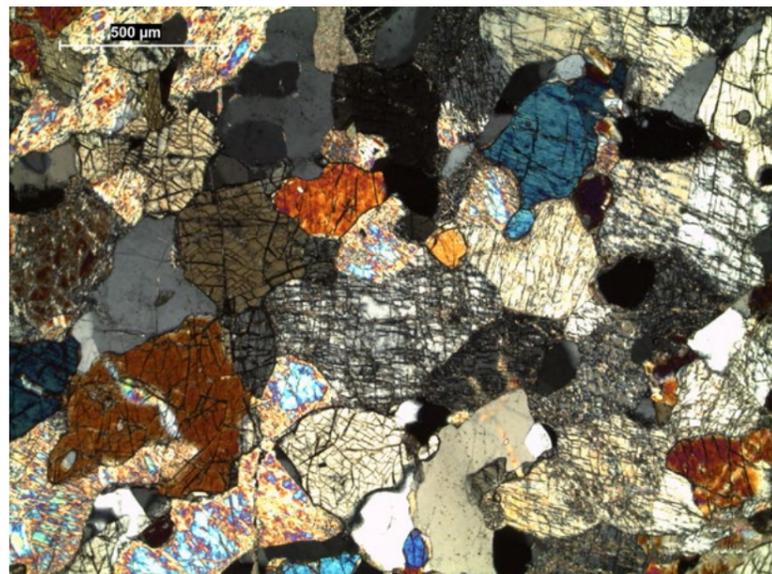
*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*





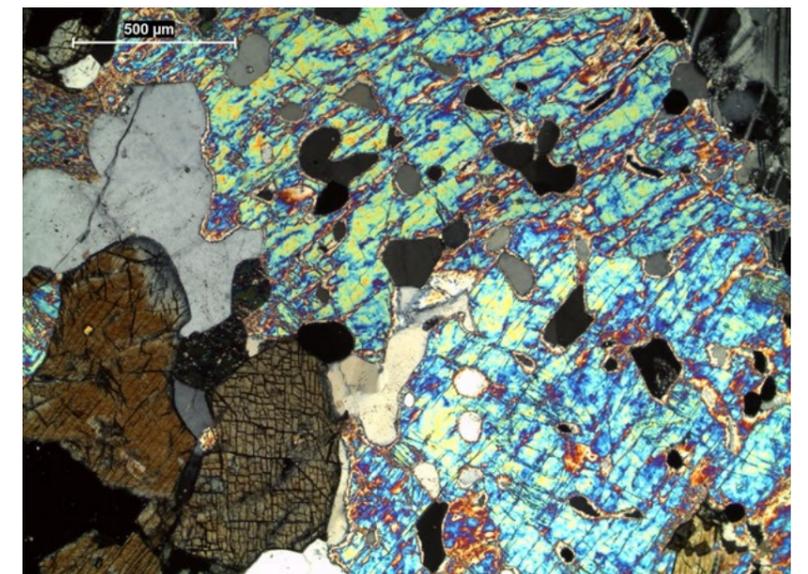
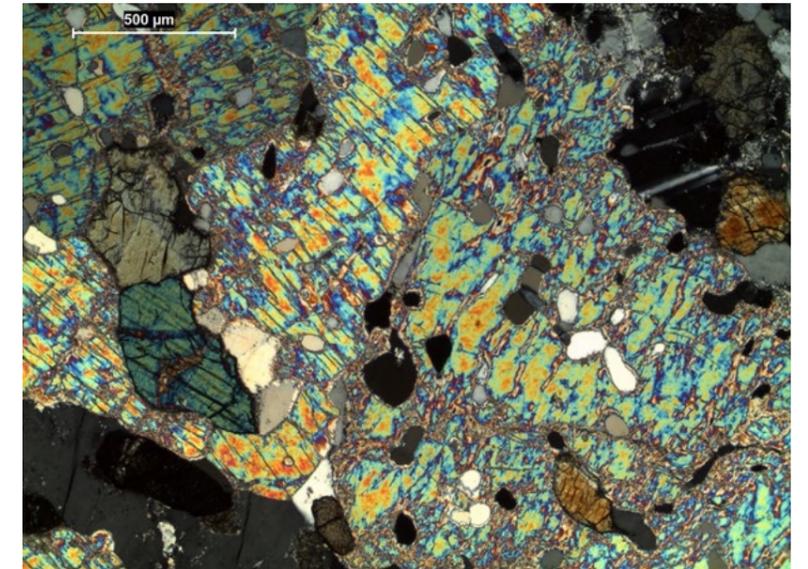
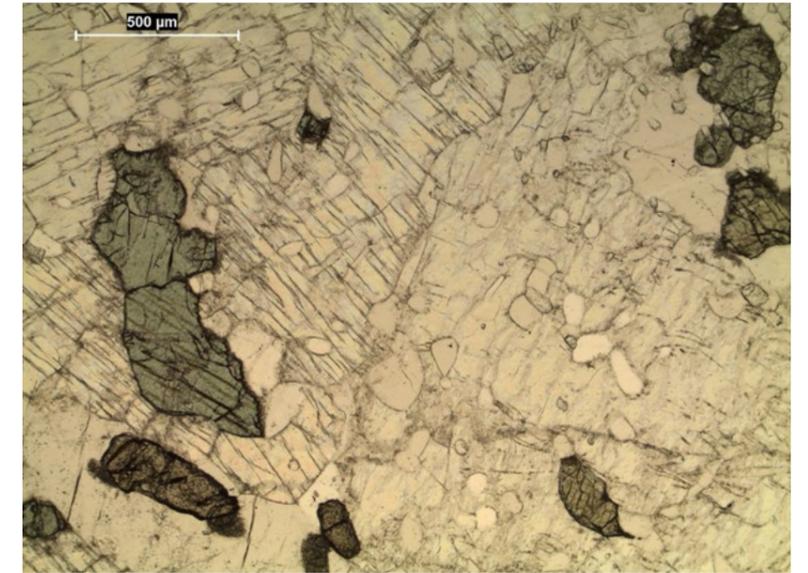
**Figuras 79-80.** Cristales de escapolita con clivaje en dos direcciones, algo turbios por alteración arcillosa, junto con cuarzo (incoloro, límpido) y diópsido verde pálido (N// y NX). Borde de reacción en mármol de alto grado.

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



**Figuras 81-82-83.** Abundante escapolita (incolora, relieve bajo) con inclusiones de cuarzo, asociada a diópsido (color verde, relieve alto, clivaje ortogonal). En las dos fotomicrografías con NX se observan colores de interferencia fuertes que indican un mayor componente meionítico de la escapolita y, por lo tanto, un aumento de su birrefringencia (N// y NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



**MICROCLINO**

MICROCLINE  $KAlSi_3O_8$

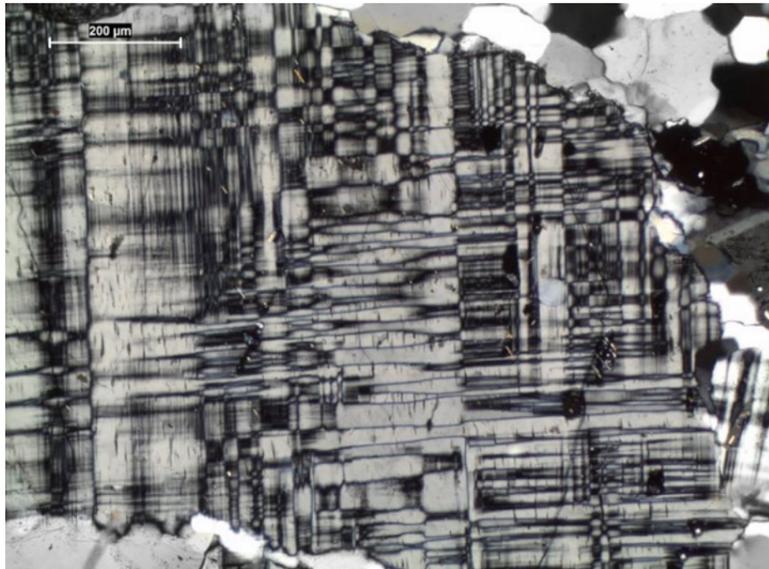
El microclino es un constituyente común de rocas de metamorfismo regional de grado alto.

**PLAGIOCLASA**

PLAGIOCLASE

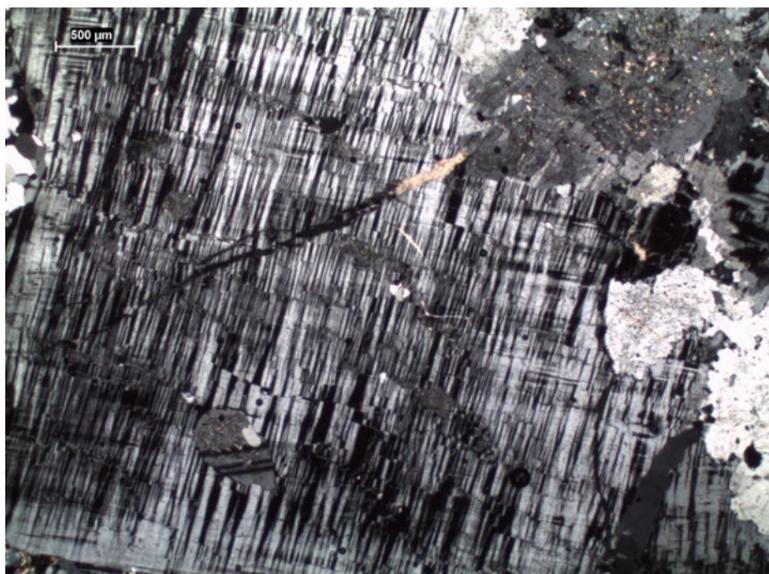
$NaAlSi_3O_8$  (Albita/Albite)

$CaAlSi_3O_8$  (Anortita/Anorthite)



**Figura 84.** Microclino con maclado deformacional (*transformation twinning*), en granito metamorfoseado (NX).

*Quebrada de Bustos, Sierra Pie de Palo.*

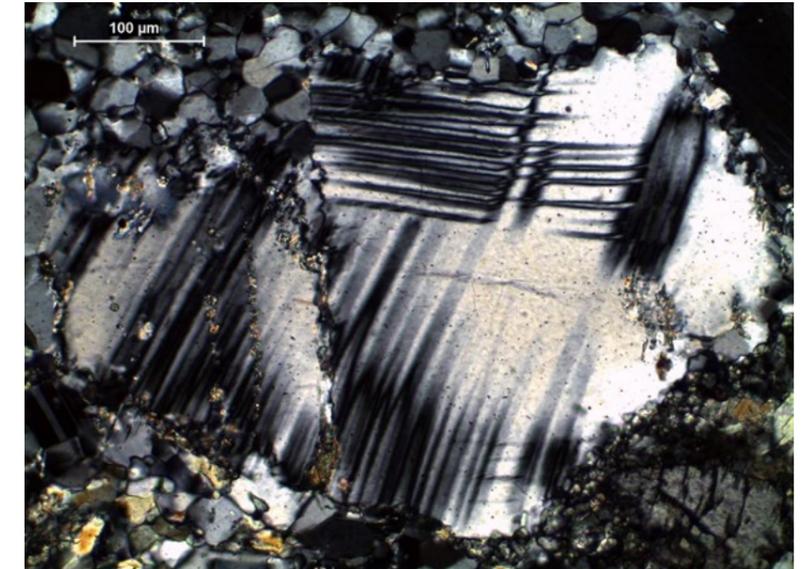


**Figura 85.** Microclino con maclado en enrejado típico (*tartan twinning*), en el cual los dos planos de composición de las leyes de macla (albita y periclino) se cortan en ángulo recto y se observa en sección paralela a (001) (NX). Granito metamorfoseado.

*Quebrada de Bustos, Sierra Pie de Palo.*

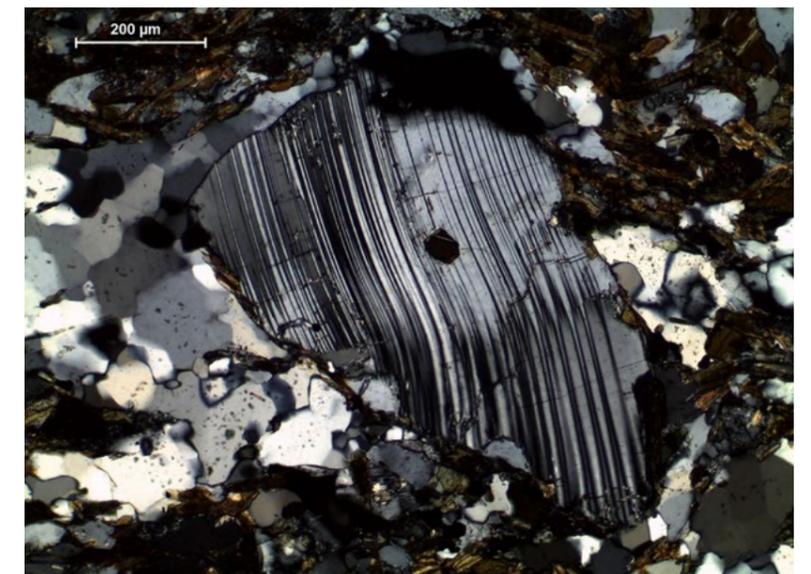
**Figura 86.** Plagioclasa con dos conjuntos conjugados de maclas de deformación, en milonita de metagabro (NX).

*Quebrada Sanjuanina, Sierra de La Huerta.*



**Figura 87.** Plagioclasa anhedral con maclas polisintéticas deformacionales curvadas y aguzadas, en metadiorita cuarzosa (NX).

*Sierra de las Imanas.*



## 1.1.2 NO SILICATOS

### Non Silicates

Si bien la corteza terrestre está compuesta de modo dominante por silicatos, varios minerales no silicatados son comunes en las rocas metamórficas. Estos minerales constituyen grupos de composición química muy variada en los que algunos, como los carbonatos, forman rocas (mármoles), aunque éstas no son las más abundantes. Otros son importantes por su utilidad, como el grafito y el diamante.

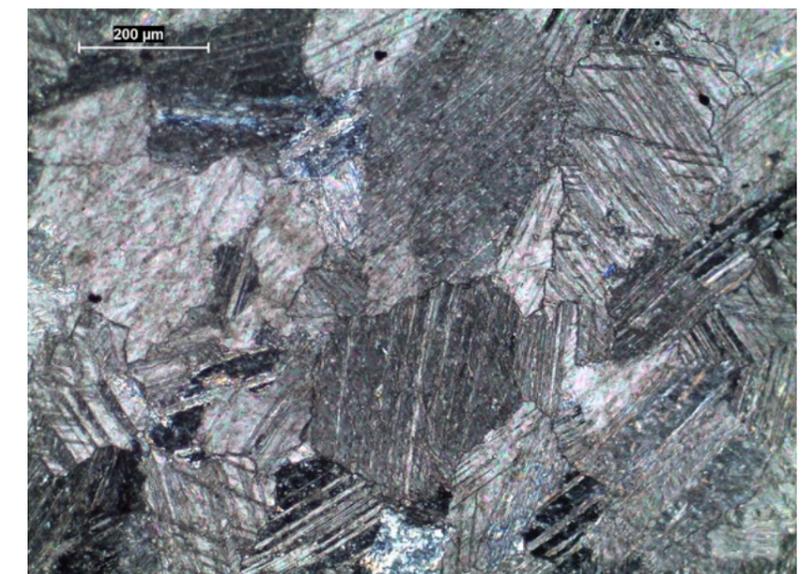
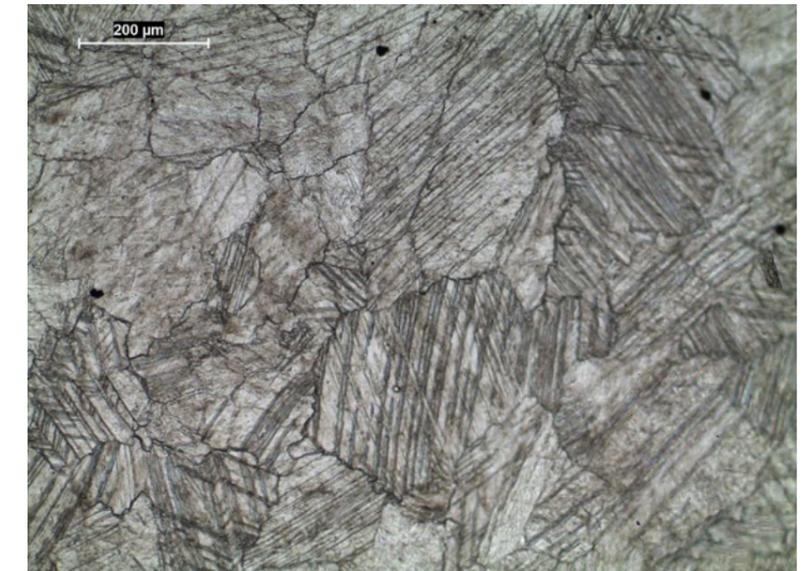
### CALCITA

#### CALCITE $\text{CaCO}_3$

La calcita se encuentra en rocas metamórficas derivadas de sedimentos carbonáticos y es el constituyente principal de los mármoles, donde puede estar asociada con una amplia variedad de minerales calcosilicatados como granate, wollastonita, olivino, diópsido, vesubianita, tremolita y epidoto.

**Figuras 88-89.** Calcita con maclas de corrimiento polisintéticas en mármol. Se caracteriza por su relieve moderado negativo a alto positivo y birrefringencia extrema con colores de interferencia blancos grisáceos a rosados con irisaciones (N// y NX).

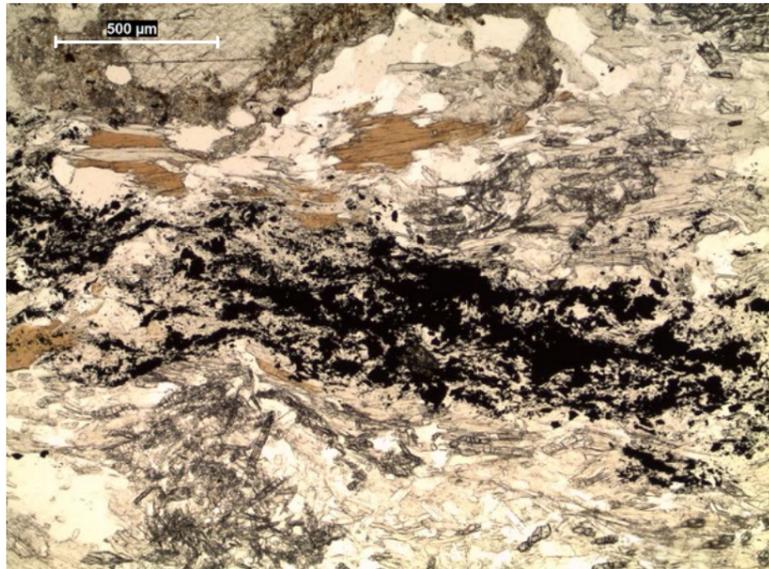
*Quebrada de Bustos, Sierra Pie de Palo.*



## GRAFITO

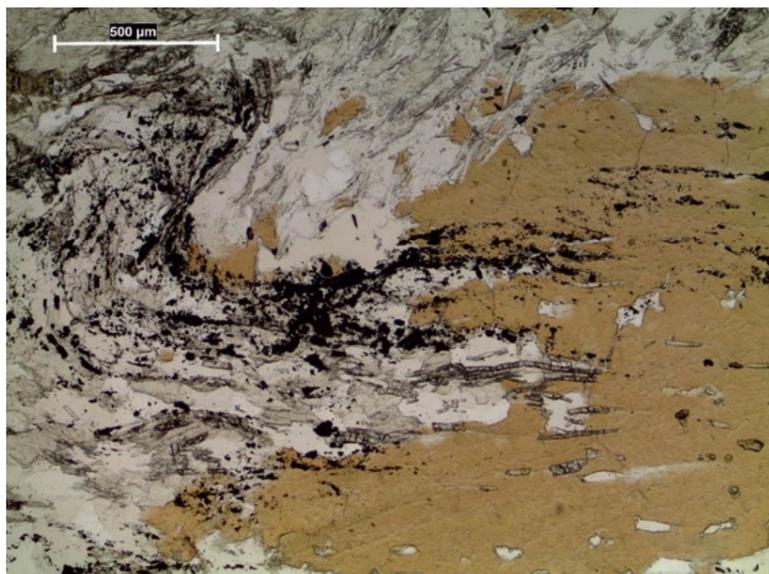
### GRAPHITE C

El grafito se halla en rocas metamórficas tales como mármoles, esquistos y gneises. Puede encontrarse en forma de grandes placas cristalinas o diseminado en pequeñas escamas (grafito pulverulento o criptocristalino). Su origen puede derivarse de materia carbonosa de origen orgánico que se ha convertido en grafito durante el metamorfismo, o bien ser abiótico, a partir de reacciones metamórficas y disolución de minerales portadores de carbono como los carbonatos.



**Figuras 90-91.** Bandas de grafito escamoso (color negro) finamente diseminado y orientado con la foliación, en esquistos cloríticos ± biotíticos (N//).

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*



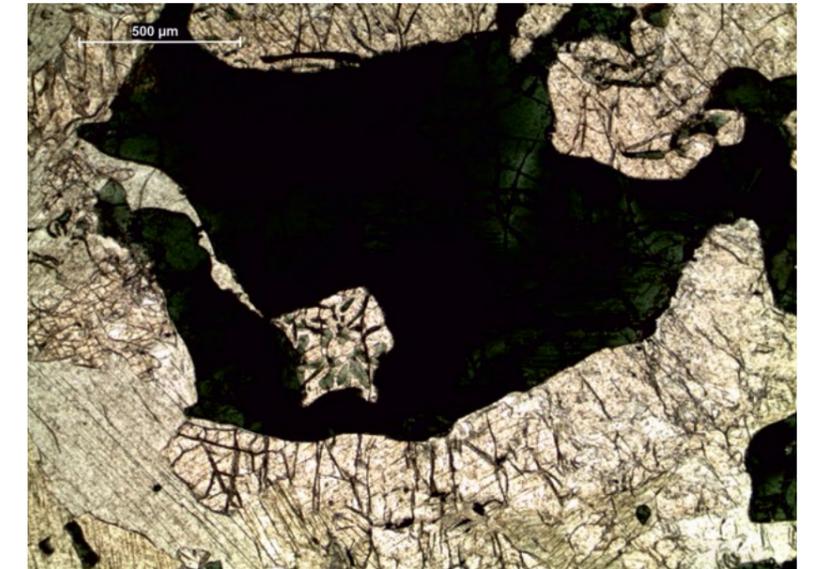
## ESPINELO (Var. Hercinita)

### SPINEL (Hercynite) $\text{FeAl}_2\text{O}_4$

El espinelo es relativamente común en rocas metamórficas con alto contenido en aluminio o pobres en sílice, asociado con andalucita, cianita, sillimanita, corindón, cordierita u ortopiroxeno. También se lo encuentra en rocas carbonáticas metamorizadas regionalmente. La hercinita ( $\text{FeAl}_2\text{O}_4$ ), en particular, se encuentra en rocas pelíticas ricas en Fe que han sufrido metamorfismo y en algunas rocas máficas y ultramáficas, así como en granulitas.

**Figuras 92-93.** Cristal de espinelo (var. hercinita) con desmezcla de magnetita e ilmenita en metagabro. La hercinita tiene color verde oscuro y es isótropa. En la parte central de la imagen se la observa en intercrecimiento simplectítico con ortopiroxeno (N// y NX).

*Quebrada Seca, Sierra de La Huerta.*



## PERICLASA

### PERICLASE MgO

La periclasa es un mineral poco frecuente, de temperatura relativamente alta, que se origina a partir del metamorfismo de dolomías silíceas o calizas magnesianas. Se encuentra típicamente en aureolas de contacto como producto de la disociación de dolomita. Se altera fácilmente a brucita  $Mg(OH)_2$  por hidratación.



**Figura 94.** Cristal de periclasa en mármol forsterrítico de alto grado de metamorfismo. Este óxido se caracteriza por el relieve alto, exfoliación perfecta en {001} y carácter isótropo (N//).  
*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



**Figura 95.** Cristal de periclasa en mármol forsterrítico de alto grado de metamorfismo. Se destacan su isotropía y el borde de brucita alrededor del cristal (NX).  
*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



## SECCIÓN 1.2

# ESTRUCTURAS Y TEXTURAS METAMÓRFICAS

## SECTION 1.2

### METAMORPHIC STRUCTURES AND TEXTURES

La textura describe las características penetrativas a pequeña escala de una roca, como ser la forma y orientación de los granos minerales y las relaciones entre ellos. Tanto la textura como la estructura se refieren a aspectos geométricos de la roca, pero el término textura se reserva para la observación microscópica, en tanto la estructura alude al aspecto que se puede apreciar a ojo desnudo, en muestra de mano o afloramiento, en relación a las orientaciones preferentes que presenta. En base a su estructura, las rocas metamórficas se agrupan en foliadas y no foliadas.

Las rocas de metamorfismo regional dinamotérmico como las expuestas en las Sierras Pampeanas de San Juan, son mayormente rocas foliadas.

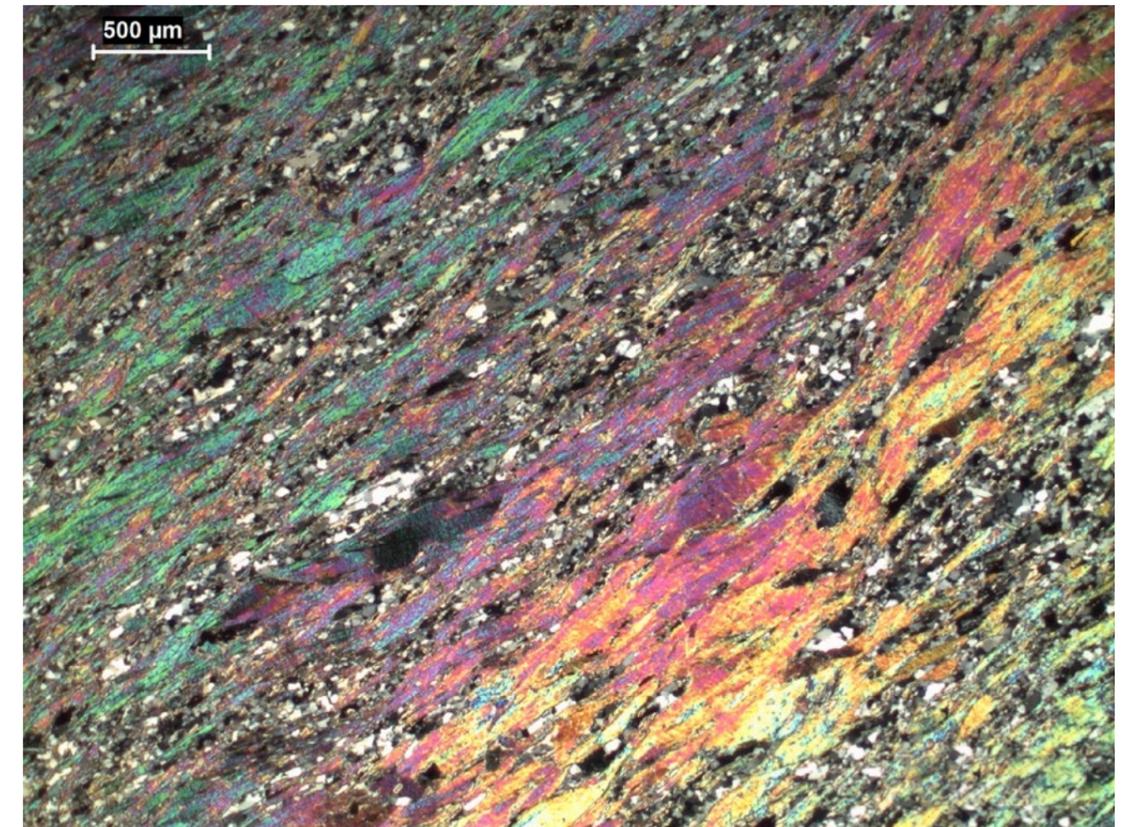
## 1.2.1 Texturas Cristaloblásticas Crystalloblastic Textures

Todas las texturas que se desarrollan durante el metamorfismo se conocen como cristaloblásticas y son resultado de la recristalización de minerales en estado sólido. Dependiendo del hábito de los minerales constituyentes y de su ordenación en la roca, se distinguen cuatro tipos elementales de texturas cristaloblásticas: lepidoblástica, nematoblástica, granoblástica y porfiroblástica. La asocia-

ción en una misma roca de niveles ricos en minerales laminares o aciculares como micas y anfíboles, y otros con abundantes minerales granulares como cuarzo y feldespatos, da lugar a texturas mixtas (p. ej. granolepidoblástica, granonematoblástica), que es lo más usual en rocas metamórficas.

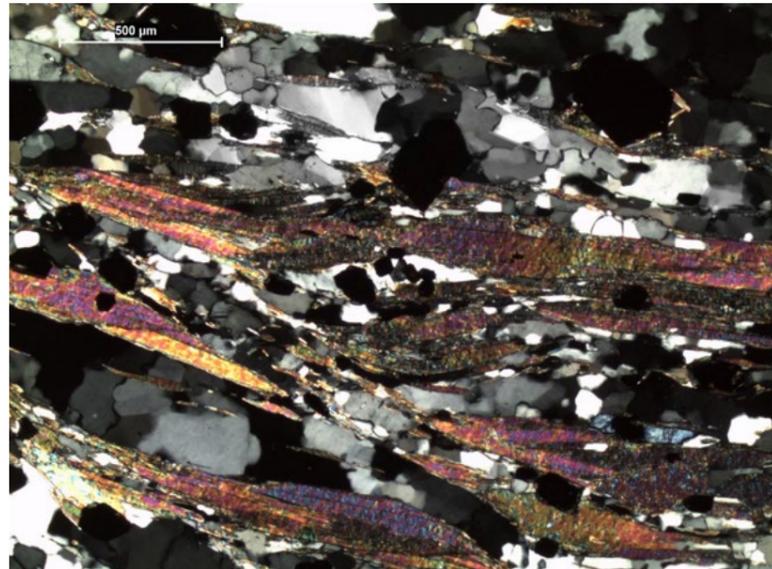
### TEXTURA LEPIDOBLÁSTICA LEPIDOBLASTIC TEXTURE

La textura lepidoblástica está dada por la disposición más o menos paralela de minerales planares, normalmente filosilicatos. Es la textura de pizarras, filitas, esquistos y gneises micáceos.



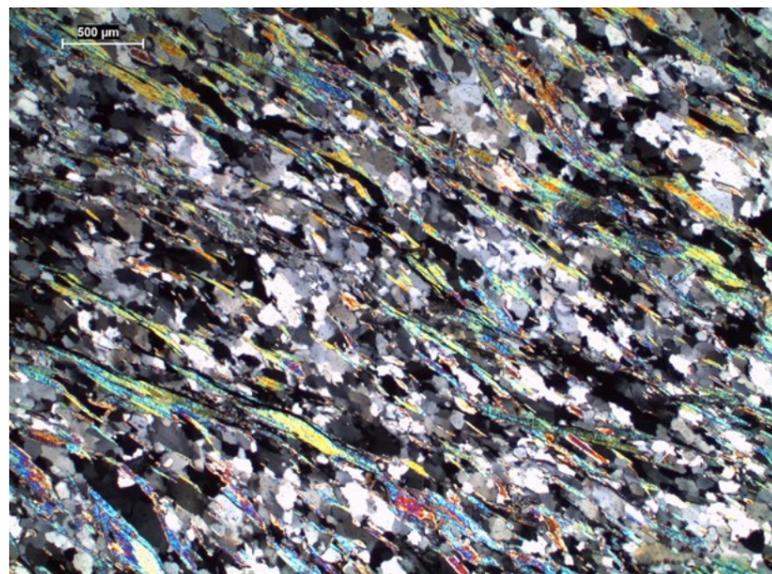
**Figura 96.** Folias marcadamente alineadas de moscovita (colores de interferencia muy vivos de 2° orden en NX), definen la textura lepidoblástica de esta filita (NX).

*Quebrada Bandurrias, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 97.** Textura granolepidoblástica definida por la alternancia de niveles cuarzosos y micáceos, en esquistos cuarzo-micáceo-granatífero (NX).

*Quebrada Seca, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 98.** Esquisto cuarcítico con textura granolepidoblástica. Se aprecia la notoria orientación de las folias de moscovita (NX).

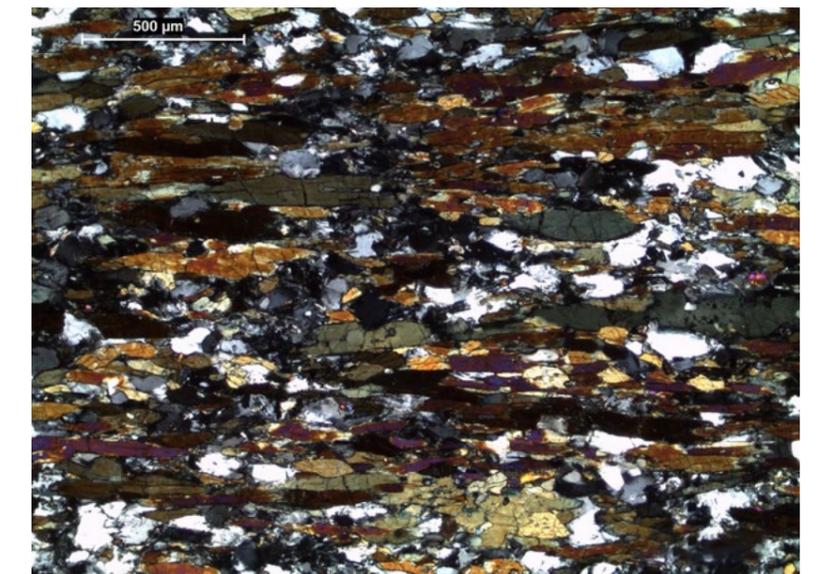
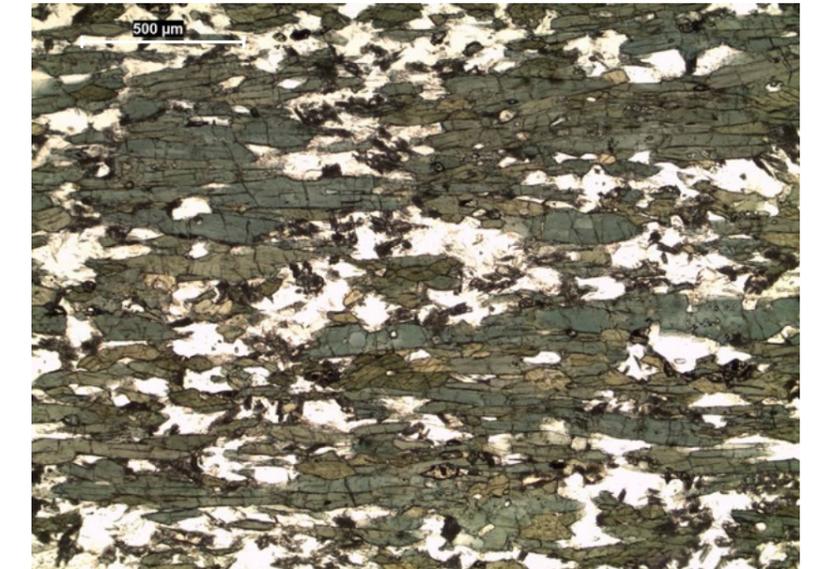
*Quebrada Loa, Sierra Pie de Palo.*

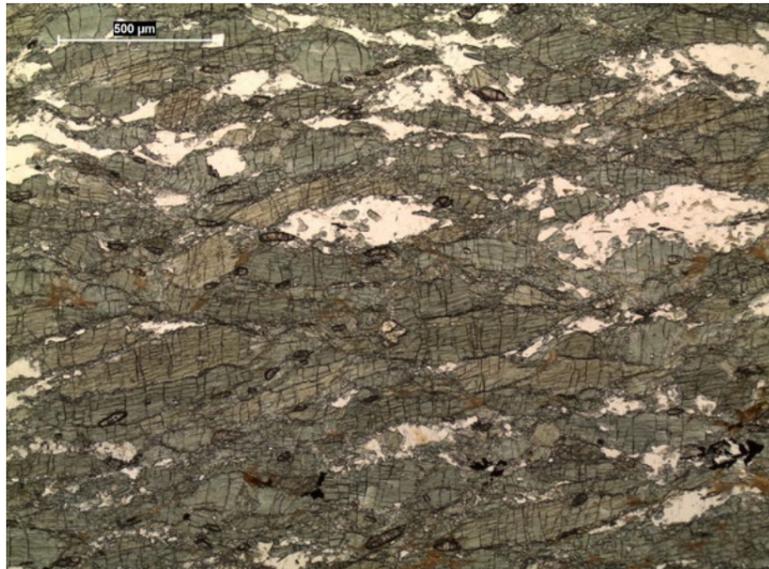
## TEXTURA NEMATOBLÁSTICA NEMATOBlastic TEXTURE

La textura nematoblástica está definida por minerales prismáticos y/o aciculares (normalmente inosilicatos), orientados con sus ejes mayores paralelos entre sí. Este tipo textural caracteriza a anfibolitas, gneises anfibólicos y algunos esquistos.

**Figuras 99-100.** Anfibolita titanífera con textura nematoblástica dada por el alineamiento paralelo de los cristales de hornblenda. Sección paralela a la lineación (N// y NX).

*Quebrada de Astica, Valle Fértil.*





**Figuras 101-102.** Anfibolita titanífera con textura nematoblástica bien desarrollada (N// y NX).

*Quebrada Loa, Sierra Pie de Palo.*



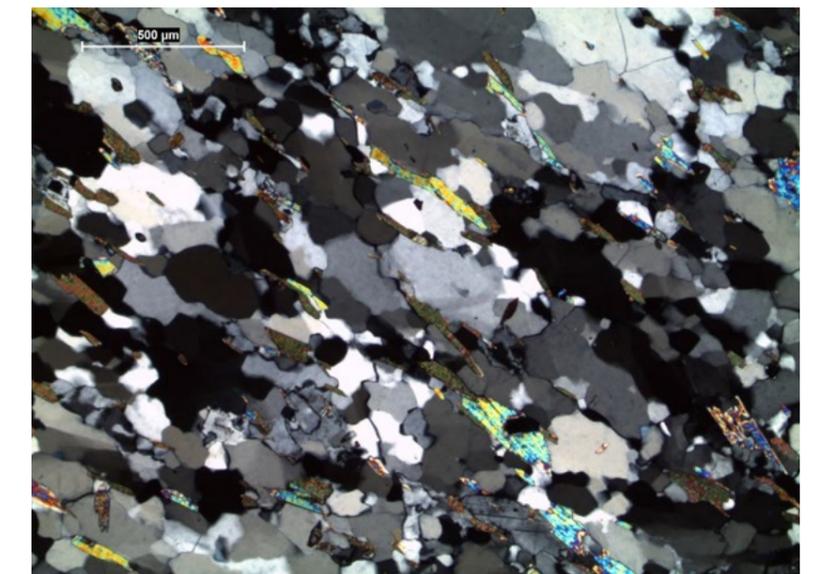
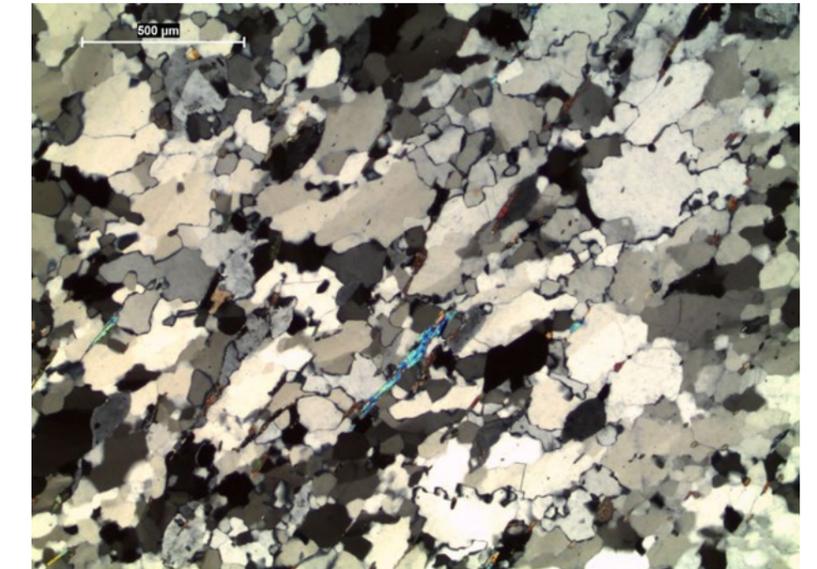
## TEXTURA GRANOBLÁSTICA Y GRANOBLÁSTICA POLIGONAL

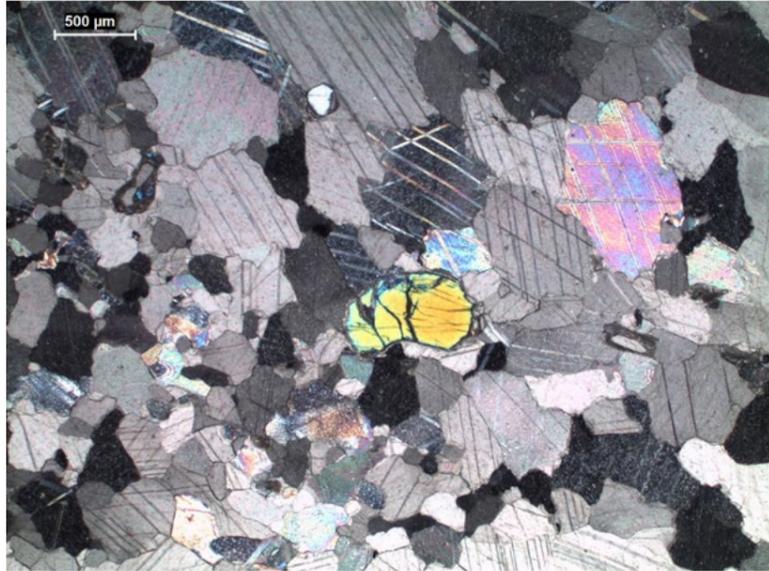
### GRANOBLASTIC AND GRANOBLASTIC POLYGONAL TEXTURE

En esta textura, típica de metacuarcitas, mármoles y otras rocas no foliadas, los cristales forman un mosaico de granos más o menos equidimensionales. La textura granoblástica poligonal (de recocido, *annealing texture*) es resultado de recristalización estática y es favorecida por temperaturas altas. Los límites de granos irregulares y suturales formados durante la deformación y recristalización dinámica, se hacen progresivamente más rectos, reduciendo la energía interna libre. El resultado son granos nuevos de mayor tamaño y bordes rectos, poligonales, que se encuentran en puntos triples a  $\approx 120^\circ$ .

**Figuras 103-104.** Metacuarcitas con textura granoblástica. Los granos de cuarzo tienen contactos suturales debido a recristalización por migración de borde de grano (GBM: *Grain boundary migration*). Los cristales con baja densidad de dislocación se superponen a los de mayor densidad de dislocación originando granos de forma ameboidal (NX).

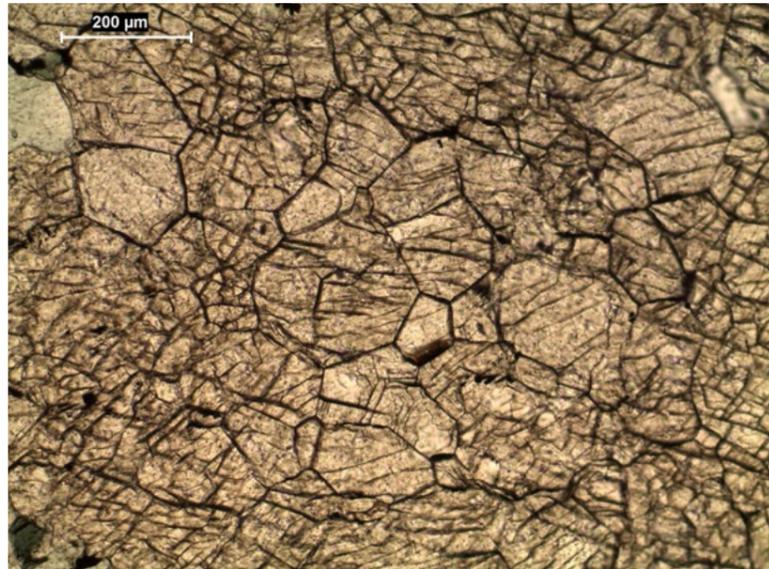
*Quebradas Derecha y Seca, respectivamente, Sierra Pie de Palo.*





**Figura 105.** Mármol diopsídico con textura granoblástica poligonal (NX).

*Quebrada Quebrachito, Sierra de La Huerta.*



**Figuras 106-107.** Textura granoblástica poligonal típica en ortopiroxeno de una granulita máfica (N// y NX).

*Quebrada Arenosa, Sierra de La Huerta.*



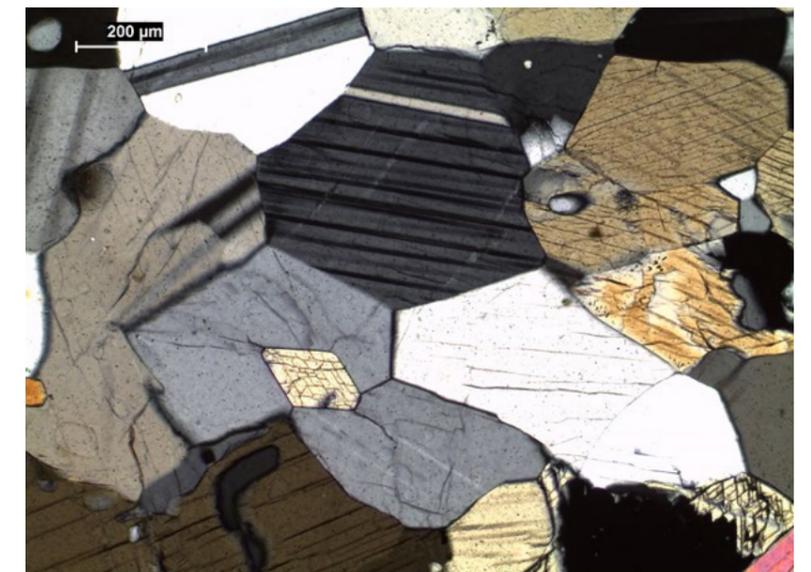
**Figura 108.** Textura granoblástica poligonal en plagioclasa de un resistato en migmatita, generada por recristalización estática de alta temperatura (facies granulita). La mayoría de las interfaces son marcadamente rectilíneas (NX).

*Quebrada El Retamo, Sierra de Valle Fértil.*



**Figura 109.** Mosaico poligonal de cristales equidimensionales de plagioclasa con maclado polisintético, hornblenda con clivaje rómbico característico y clinopiroxeno, en metagabro hornbléndico. Los contactos rectilíneos entre los granos de plagioclasa y/o de hornblenda con puntos de unión triples cuyos ángulos interfaciales se aproximan a 120°, indican un arreglo textural muy estable (NX).

*Quebrada Jaboncillo, Sierra de Valle Fértil.*



## TEXTURA PORFIROBLÁSTICA

### PORPHYROBLASTIC TEXTURE

La textura porfiroblástica o porfidoblástica está definida por la existencia de cristales generalmente euhedrales crecidos durante el metamorfismo, que son significativamente de mayor tamaño que la matriz que los rodea (porfiroblastos). La matriz puede presentar cualquiera de las texturas descriptas previamente o una combinación de ellas. La textura porfiroblástica es típica de los gneises y los porfiroblastos más comunes corresponden a granate, andalucita, cordierita, estauroлита, cianita, biotita, cloritoide, hornblenda y feldespatos.



**Figura 110.** Porfiroblastos de granate en paragneis biotítico-granatífero.

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*

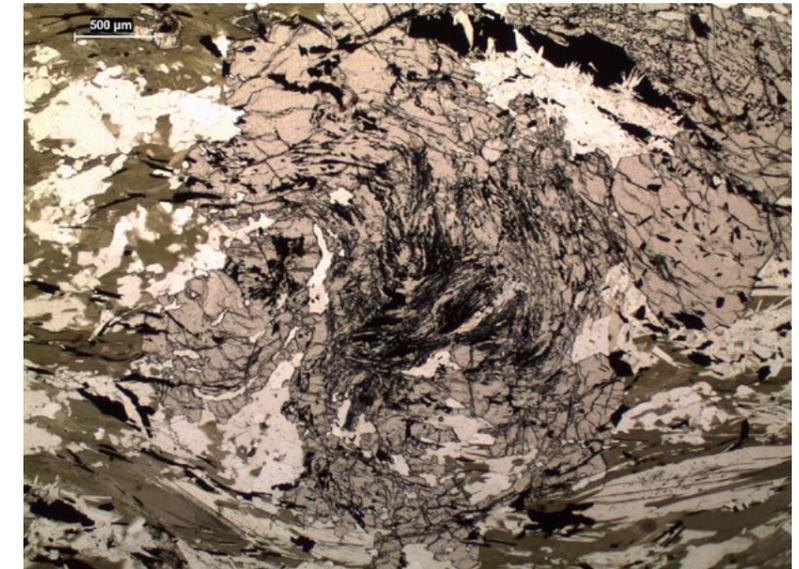


**Figura 111.** Porfiroblastos de hornblenda en metadiorita cuarzosa.

*Quebrada Arenosa, Sierra de La Huerta.*

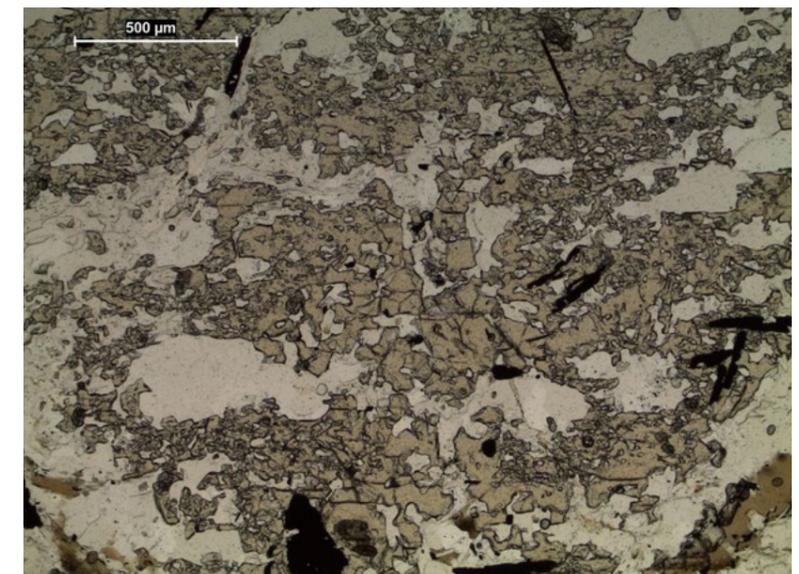
**Figura 112.** Porfiroblasto de granate sincinemático en gneis biotítico-granatífero. El porfiroblasto muestra trenes de inclusiones de minerales opacos en forma de S ( $S_i$ ) en continuidad con la foliación de la matriz ( $S_c$ ), lo que indica rotación del granate durante su crecimiento (N//).

*Quebrada Villarcán, Loma de las Chacras, Sierra de La Huerta.*

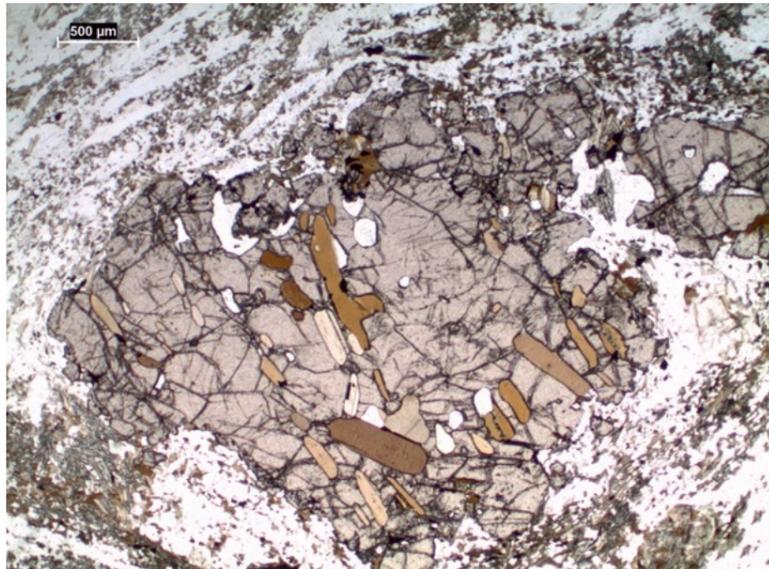


**Figura 113.** Porfiroblasto de estauroлита con textura cribada (*sieve texture*), en esquistos cuarzo-micáceo-granatífero-estaurolítico. En la reacción que originó la estauroлита se consumió más moscovita que cuarzo, quedando este último mineral como inclusiones junto con opacos (N//).

*Quebrada de Niquizanga, Sierra Pie de Palo.*



En muchos casos, especialmente en condiciones de grado medio a bajo de metamorfismo, aquellos minerales presentes en la roca y que no participan en la reacción de formación del porfiroblasto, no son removidos del sistema sino que son sobrecrecidos y englobados por el porfiroblasto como inclusiones pasivas. Si la matriz adyacente al porfiroblasto en crecimiento tiene bandeado composicional o presenta orientación preferencial de sus componentes, éstos pueden quedar parcialmente preservados en el interior del porfiroblasto como un “tren” de inclusiones alineadas que reproduce dicha fábrica. Minerales opacos y cuarzo son incluidos de esta manera. Las inclusiones dentro del porfiroblasto definen las superficies  $S_i$  (internas), mientras que la foliación fuera del porfiroblasto se denomina  $S_c$  (externa). Los porfiroblastos pueden ser pre, sin o post-tectónicos (cinemáticos) en función de sus relaciones con la deformación representada por la foliación en la roca.



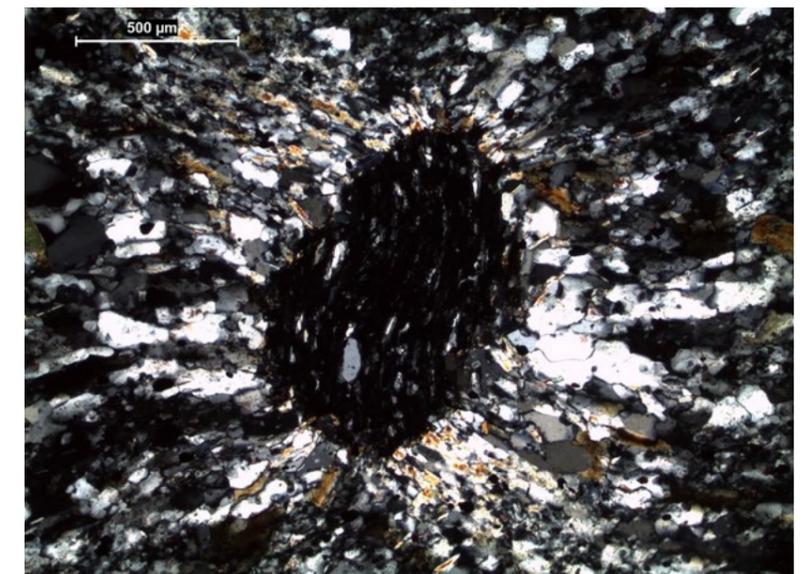
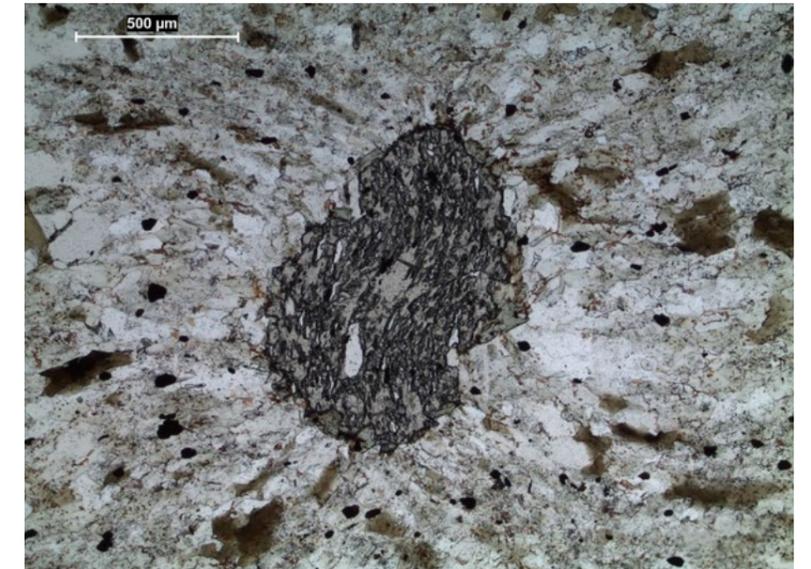
**Figuras 114-115.** Granate porfiroblástico y poiquiloblástico, con inclusiones orientadas de biotita y cuarzo ( $S_i$ ) discordantes con la foliación externa más nueva ( $S_e$ ) que se deflecta alrededor del mismo, en paragneis biotítico-granatífero (N// y NX).

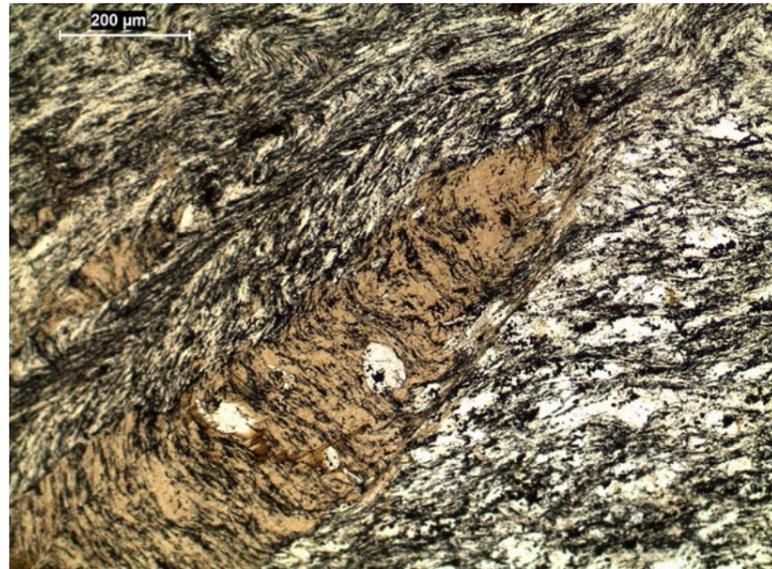
*Quebrada Sanjuanina, Sierra de La Huerta.*



**Figuras 116-117.** Porfiroblasto de granate en esquistó biotítico-granatífero. Los trenes de inclusiones ( $S_i$ ) son aproximadamente perpendiculares con respecto a la foliación externa ( $S_e$ ), con la que sin embargo tienen continuidad óptica. Sombras de presión de cuarzo  $\pm$  moscovita se concentran en los extremos y alrededor del porfiroblasto provocando un efecto radial (N// y NX).

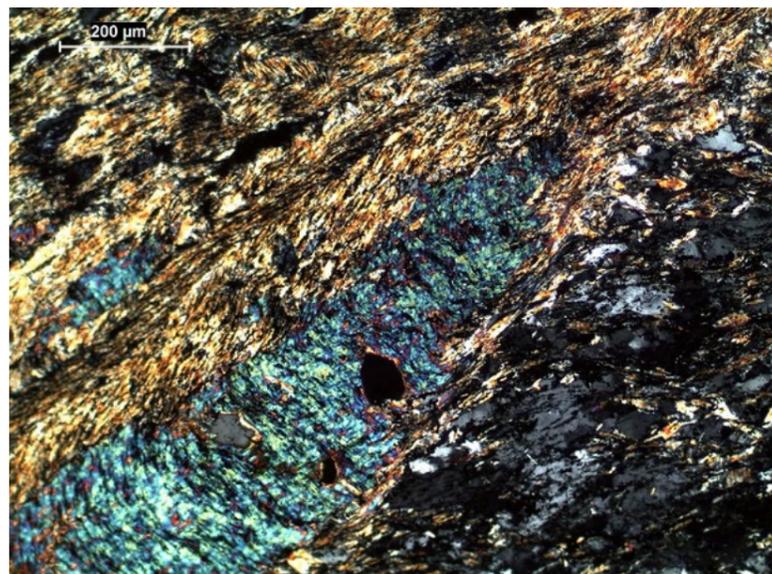
*Quebrada de Niquizanga, Sierra Pie de Palo.*





**Figuras 118-119.** Porfiroblastos sincinemáticos de estaurólita (cristales tabulares alargados de color amarillo pardusco), en esquistos micáceos (N// y NX).

*Quebrada Pozo del Indio, Sierra Pie de Palo.*



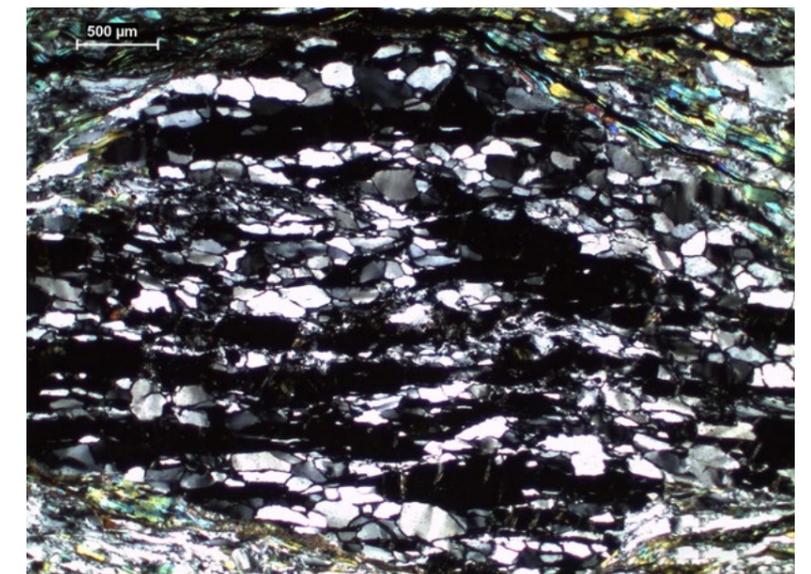
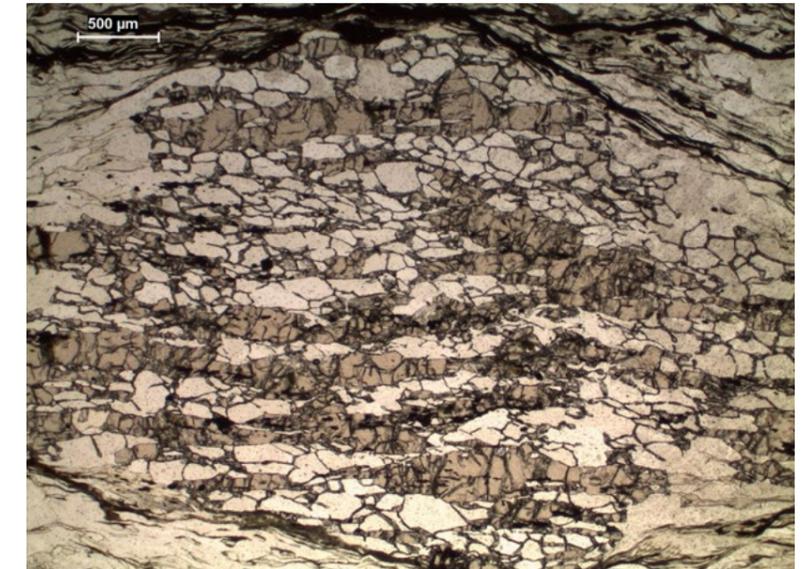
**Figuras 120-121.** Porfiroblasto de granate con textura esquelética en esquistos cuarzo-micáceo-granatífero. Las inclusiones de cuarzo constituyen la fase mineral reactante que no fue consumida totalmente durante la reacción metamórfica que generó al granate (fase en exceso) y tienen continuidad óptica con la foliación de la matriz (N// y NX).

*Cerro Valdivia.*

## TEXTURA POIQUILOBLÁSTICA

### POIKILOBLASTIC TEXTURE

La textura poiquiloblástica se origina cuando un porfiroblasto presenta un número importante de inclusiones de otros cristales más pequeños. Estos porfiroblastos reciben el nombre de poiquiloblastos y, cuando las inclusiones son lo suficientemente grandes, el grano que las contiene puede exhibir textura esquelética, de red o esponjosa (*skeletal, web or spongy texture*).





**Figura 122.** Porfiroblasto euhedral de granate con bordes bien definidos. Tiene carácter poiquiloblástico con numerosas inclusiones de biotita, cuarzo y opacos, componentes preferencialmente usados para su formación. Las inclusiones tienen diferente orientación que la de los mismos minerales fuera del granate, lo que sugiere que el crecimiento del porfiroblasto no fue coetáneo con la foliación penetrativa. Paragneis biotítico-granatífero (N//).

*Quebrada El Retamo, Sierra de La Huerta*

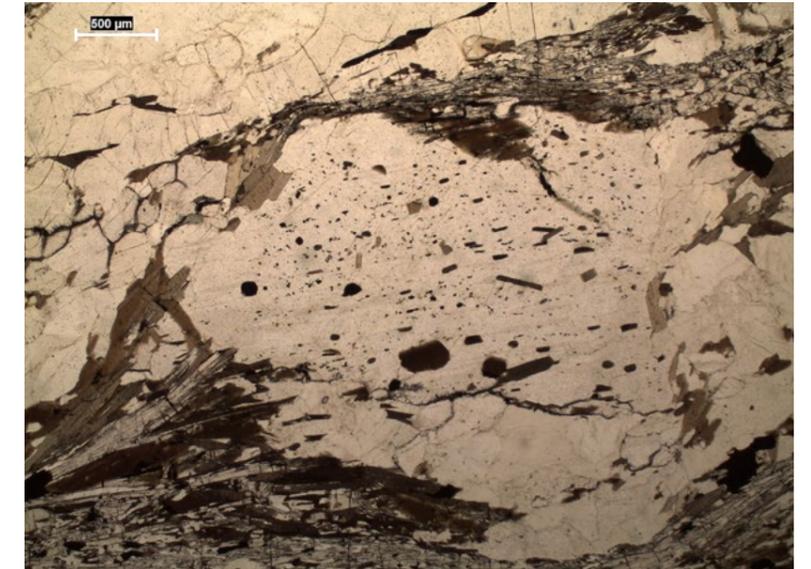


**Figura 123.** Plagioclasa anhedral poiquiloblástica con inclusiones de minúsculos cristales de hornblenda y opacos, acompañada por hojuelas de biotita, en anfibolita epidótica. La foliación está crenulada con desarrollo de superficies S-C' (N//).

*Cerro Barboza.*

**Figura 124-125.** Cristales poiquiloblásticos de cordierita con inclusiones de biotita y minerales opacos, en migmatita. En los extremos superior derecho e inferior izquierdo se observan biotita y sillimanita intercrecidas (N// y NX).

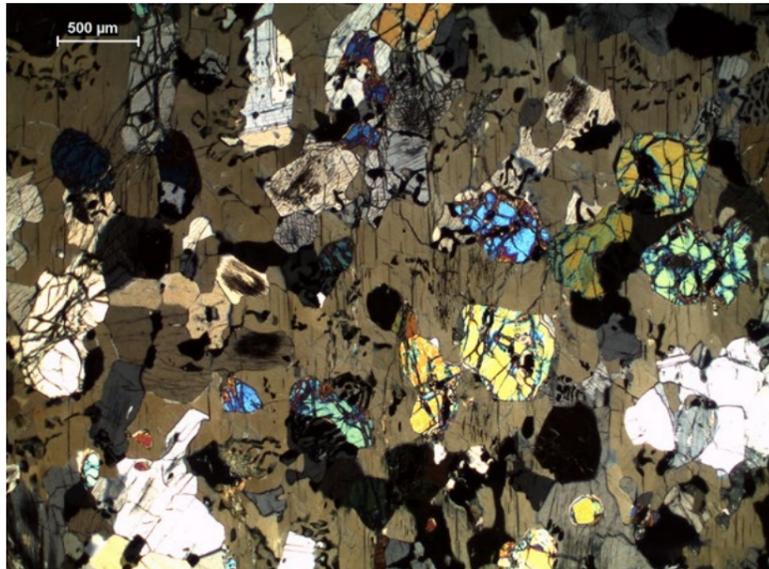
*Quebrada Jaboncillo, Sierra de Valle Fértil.*





**Figuras 126-127.** Cristal de ortopiroxeno de gran tamaño ("oikocrystal") con inclusiones ("chadacrystal") de olivino, en metahornblendita piroxénica olivínica (N// y NX).

*Quebrada Jaboncillo, Sierra de Valle Fértil.*



El término "oikocrystal", describe la textura poiquilítica de algunas rocas ígneas y alude a un mineral de mayor tamaño, por lo general subhedral, que engloba o incluye a uno o a más cristales pequeños ("chadacrystal") de la misma o de diferentes especies. Vernon (2008), sostiene que los bordes redondeados de las inclusiones en cumulos ultramáficos se deben al reajuste del borde de grano en estado subsólido, y no al redondeo de los cristales suspendidos libremente en la masa fundida. Tales bordes redondeados serían, por lo tanto, típicos de los arreglos en estado sólido en rocas metamórficas de alto grado.

## TEXTURA DECUSADA DECUSSATE TEXTURE

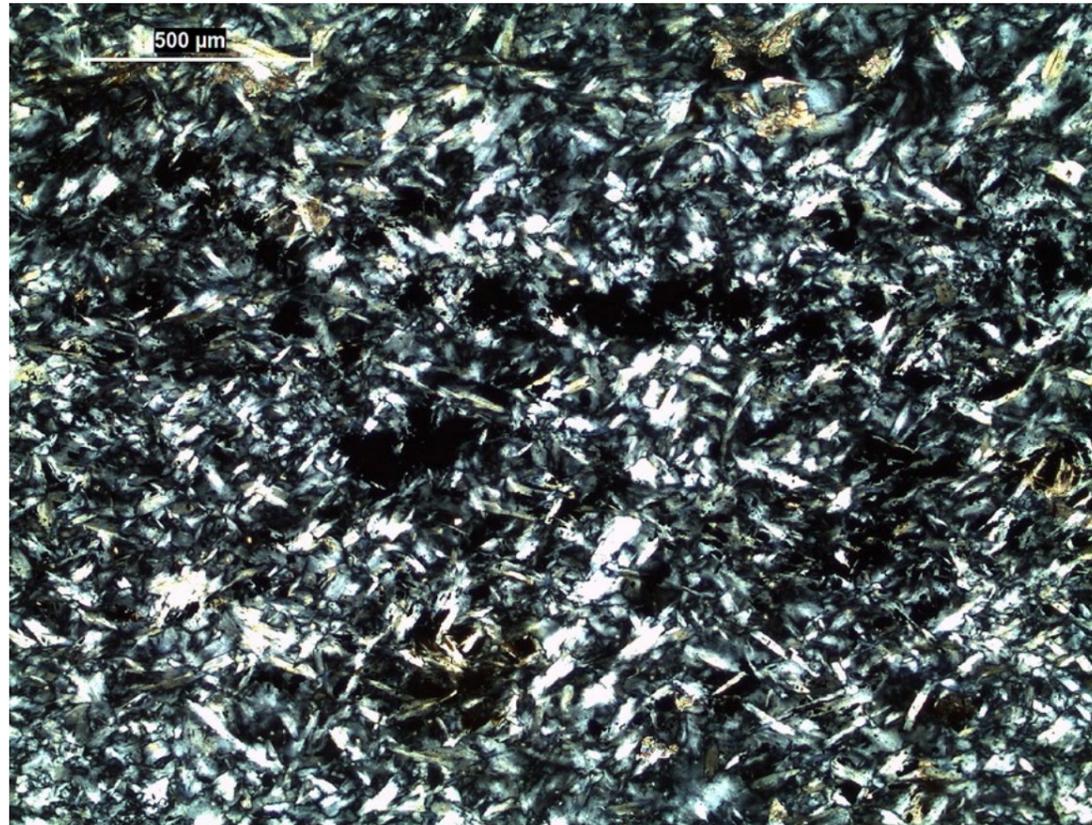
La textura decusada es una textura metamórfica que involucra minerales laminares, tabulares o prismáticos, equigranulares, que se entrelazan y se disponen de forma aleatoria con ángulos interfaciales variables. Por lo general se observa en rocas compuestas por una o dos especies minerales solamente.



**Figura 128.** Esquisto moscovítico-anfibólico-granatífero. Se observan agregados de cristales aciculares de hornblenda con textura decusada, en ocasiones con diseño radial, en una matriz micácea brillante. Los cristales se nuclearon en puntos individuales y crecieron a lo largo de sus ejes c, principalmente en los planos de esquistosidad.

Este tipo de esquisto deriva de lutitas con mezcla de componentes volcánoclasticos basálticos y se lo conoce como *garbenschiefer*, término alemán para describir la textura similar a la de las gavillas de trigo.

*Quebrada de Niquizanga, Sierra Pie de Palo (31°34'45.19" S - 67°52'33.44" O).*



**Figura 129.** Textura decusada interpenetrante no pseudomórfica en serpentinita, que consiste en hojuelas ópticamente distinguibles de antigorita. Se aprecian escasos agregados de magnesita (NX).  
Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.



**Figura 130.** Textura decusada en la que los cristales prismáticos de clinofibrol (tremolita-actinolita) se disponen al azar. Hay clorita (tonalidad pardo verdosa) dispuesta intersticialmente. Esquisto anfibólico-clorítico (N//).  
Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.

## 1.2.2 Texturas de Reemplazo (Reaccionales)

### Replacement (Reaction) Textures

Las texturas de reemplazo son texturas de desequilibrio que reflejan reacciones entre minerales bajo diferentes condiciones metamórficas, incluyendo presión, temperatura, fluidos y esfuerzos. Estas texturas propor-

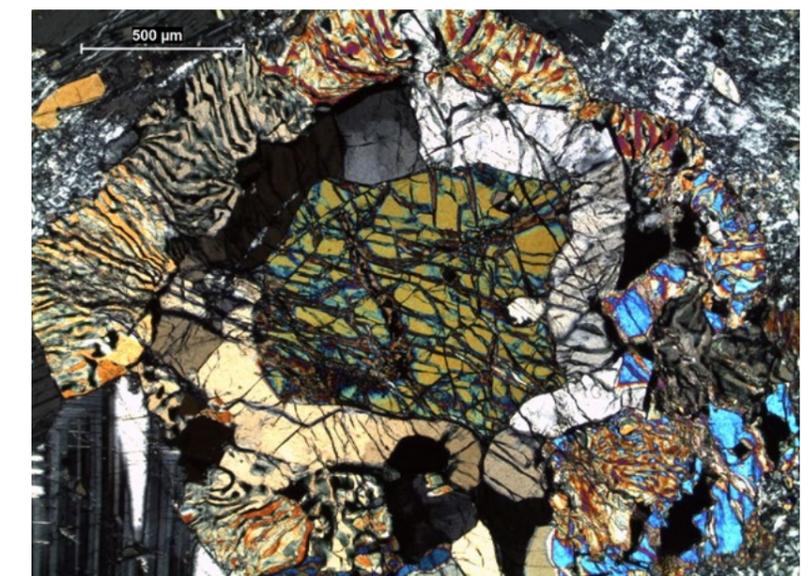
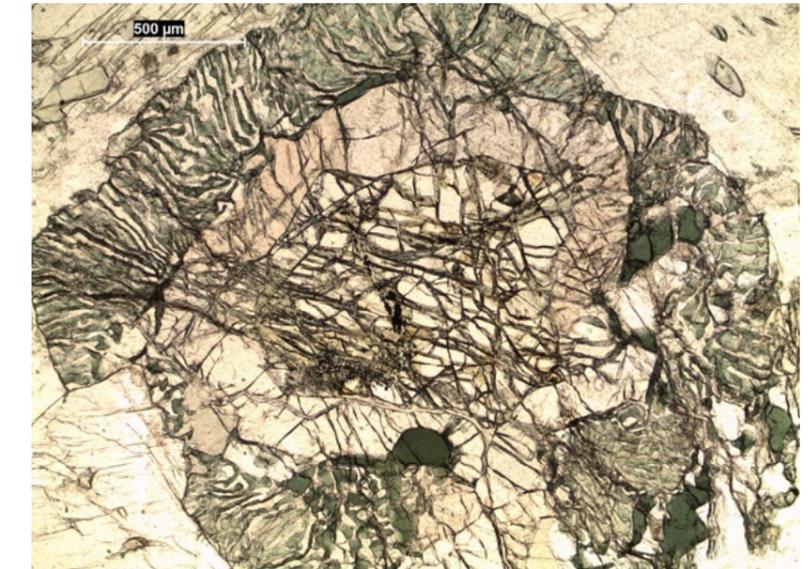
cionan datos valiosos sobre la naturaleza del protolito, los procesos metamórficos prógrados y retrógrados y las historias de las trayectorias presión-temperatura-tiempo (P-T-t) de las rocas metamórficas.

### TEXTURA CORÓNICA CORONA TEXTURE

La textura coronítica es producto de reacción o reemplazo y se caracteriza por el desarrollo de bordes o capas concéntricas cerradas, de una o varias fases minerales, alrededor de una fase mineral relictas. Se origina por reacciones químicas en lo que inicialmente fue el contacto entre un mineral y otro circundante, que se vuelven inestables por cambios en las condiciones físico-químicas. En todos los casos, la fase del núcleo (reactante) alcanza un estado de desequilibrio con una o más de las fases minerales adyacentes. El reemplazo se inicia a partir de los bordes del grano. En muchos casos, las coronas también involucran el intercrecimiento simplectítico de minerales a escala muy fina. Esta textura es relativamente común en gneises de alto grado y granulitas.

**Figuras 131-132-133-134.** Textura coronítica múltiple en metagabronorita olivínica. Es resultado de reacciones químicas entre el olivino y la plagioclasa (anortita) adyacente y sugiere un reequilibrio parcial en presencia de una fase rica en fluidos. Una serie de capas concéntricas rodean al olivino con la siguiente secuencia: olivino (centro) → ortopiroxeno → clinopiroxeno → anfíbol+espinelo simplectítico. La corona de clinopiroxeno (diópsido) puede estar incompleta o ausente (N// y NX).

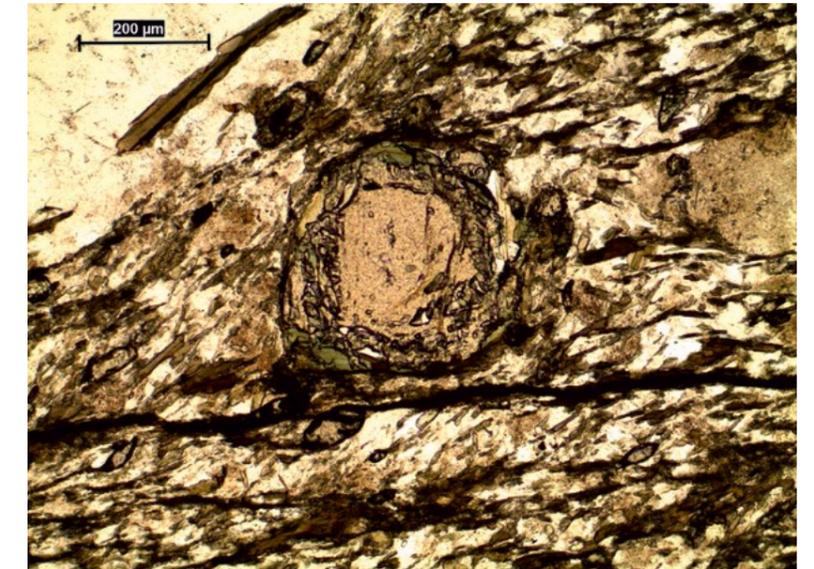
*Quebrada del Río San Juan,  
Sierra de Valle Fértil.*





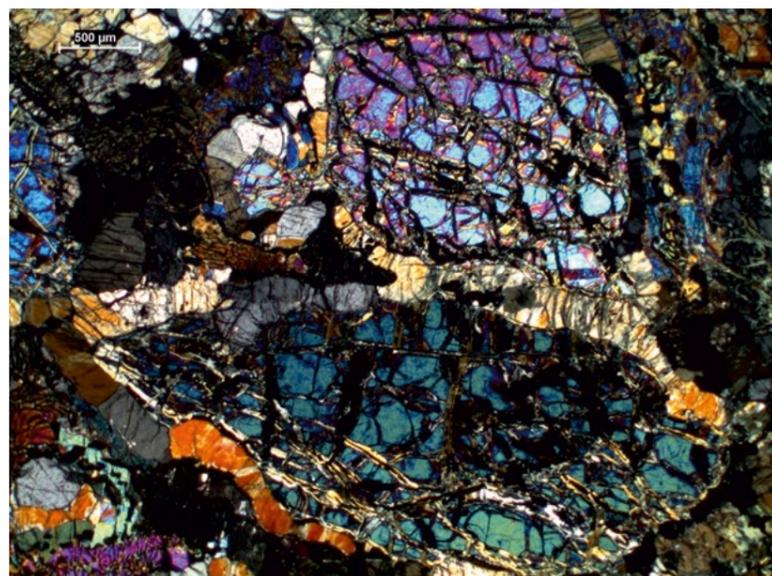
**Figura 135.** Granate con reemplazo pseudomórfico incipiente por clorita desde la superficie hacia el interior, en esquistos cuarzo-micáceo-granatífero (N//).

*Quebrada Seca, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 136.** Reemplazo pseudomórfico total de olivino por minerales serpentínicos (color de interferencia anómalo gris azulino de 1° orden) a lo largo de microfracturas (textura de malla), en mármol forsterítico (NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



## TEXTURA DE REEMPLAZO SECUNDARIO (Pseudomorfismo)

### SECONDARY REPLACEMENT TEXTURE (Pseudomorphism)

Las reacciones retrógradas que involucran fluidos acuosos pueden generar texturas de reemplazo características, con fases hidratadas que crecen a expensas de los minerales anhidros o poco hidratados. Si un cristal es reemplazado en gran parte o completamente por otro mineral o agregado de minerales, los nuevos minerales pueden preservar la forma del grano original. Tal mineral o agregado se conoce como pseudomorfo. Los pseudomorfos se pueden reconocer si los restos del antiguo grano mineral todavía están presentes.

## 1.2.3 Texturas de Intercrecimiento

### Intergrowth Textures

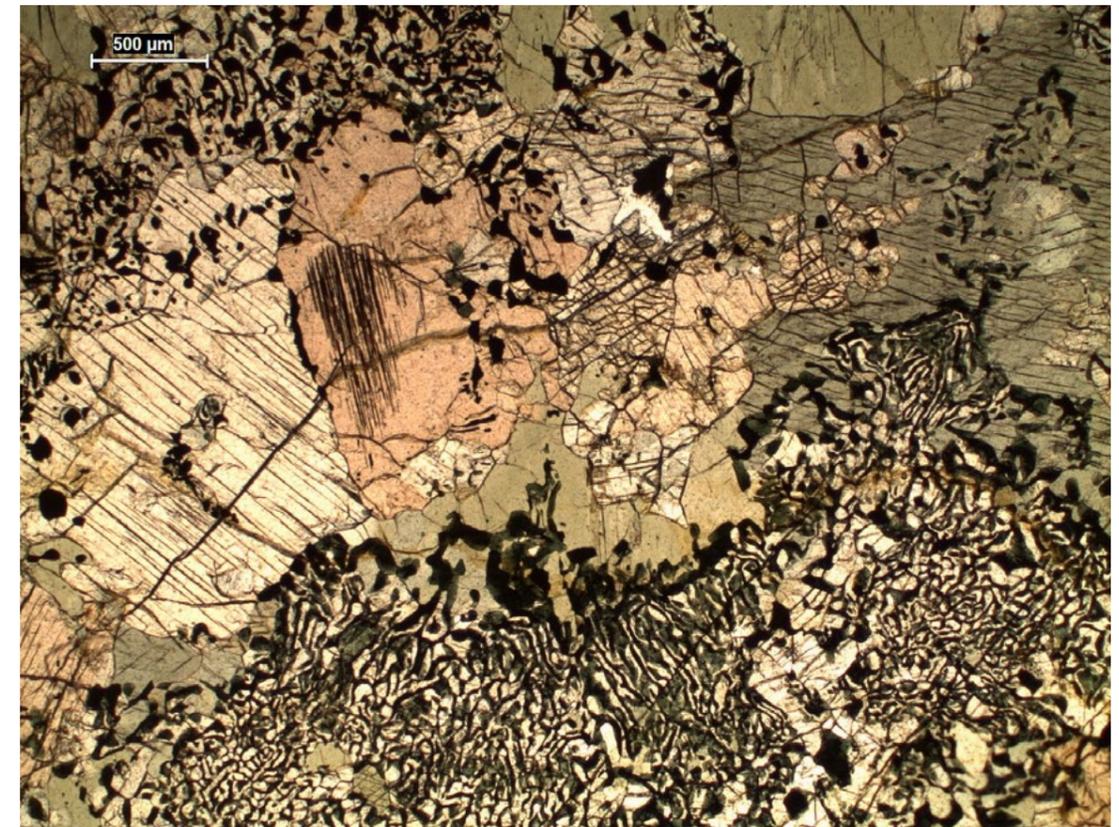
Las texturas de intercrecimiento o simplectíticas consisten en intercrecimientos de individuos irregulares, lamelares, curvados o vermiculares (similares a gusanos), de un mineral de grano fino dentro de otro más grande. Constituyen otra variedad de textura de reemplazo resultado de una determinada reacción que no se completó, y en la que dos o más fases minerales inestables son reemplazadas por nuevas fases minerales. Las fases neoformadas aparecen formando simplectitas que a menudo se reconocen por

su apariencia de “gusanos” y por disponerse a lo largo de los límites de los minerales que reaccionan o que no están en equilibrio. Ejemplos de pares minerales comúnmente intercrecidos son: cuarzo-feldespato, anfíbol-espinelo, biotita-cuarzo, epidoto-cuarzo, piroxeno-magnetita, granate-cuarzo, entre otros. Los intercrecimientos simplectíticos son más comunes en rocas metamórficas de alta temperatura. Un tipo particular de intercrecimiento simplectítico es la textura mirmequítica.

## SIMPLECTITAS

### SYMPLECTITES

Las simplectitas son intercrecimientos íntimos de un mineral finamente intercalado en otro, que se observan con frecuencia en rocas metamórficas de alto grado y son especialmente abundantes en gneises y granulitas.



**Figura 137.** Metagabrorita compuesta por ortopiroxeno rosado, clinopiroxeno, anfíbol verde pálido y muy escasa plagioclasa. Se destacan los in-

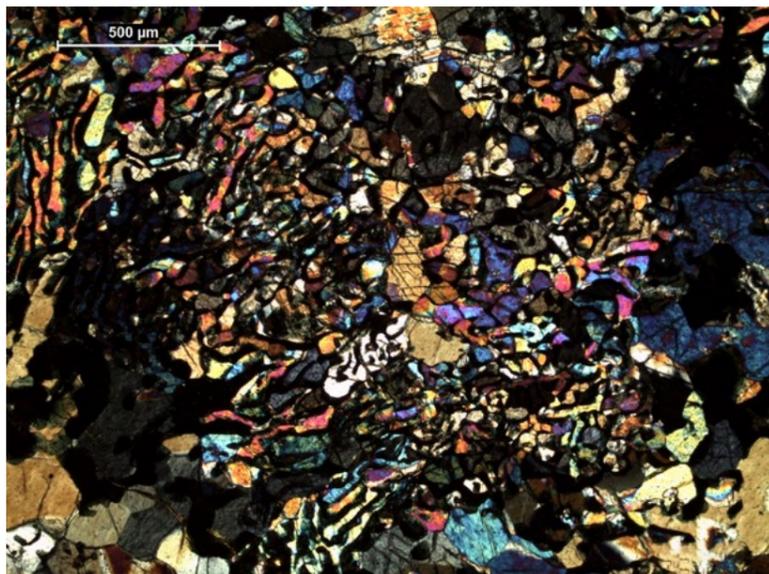
tercrecimientos simplectíticos vermiculares de espinelo en ortopiroxeno y anfíbol (N//).

*Quebrada Seca, Sierra de La Huerta.*



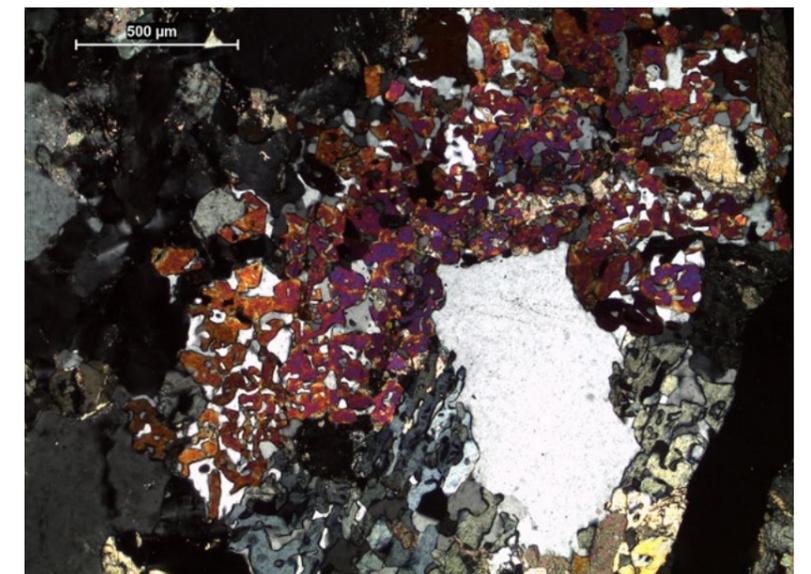
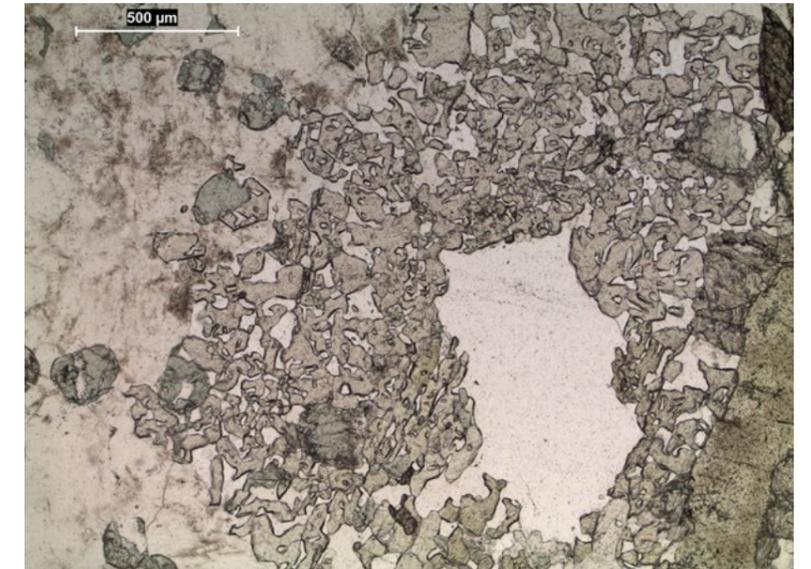
**Figuras 138-139.** Detalle del intercrecimiento vermicular de hercinita (color verde oscuro) tanto en el anfíbol como en los piroxenos (N// y NX).

*Quebrada Seca, Sierra de La Huerta.*



**Figuras 140-141.** Simplecita de epidoto y cuarzo de un borde de reacción en mármol de alto grado. El cuarzo en la parte central de la simplectita se ve incoloro y límpido. En el extremo superior derecho hay titanita (relieve alto, color pardo), en el extremo inferior derecho calcita y, hacia el borde izquierdo, diópsido de color verde pálido y plagioclasa (N// y NX).

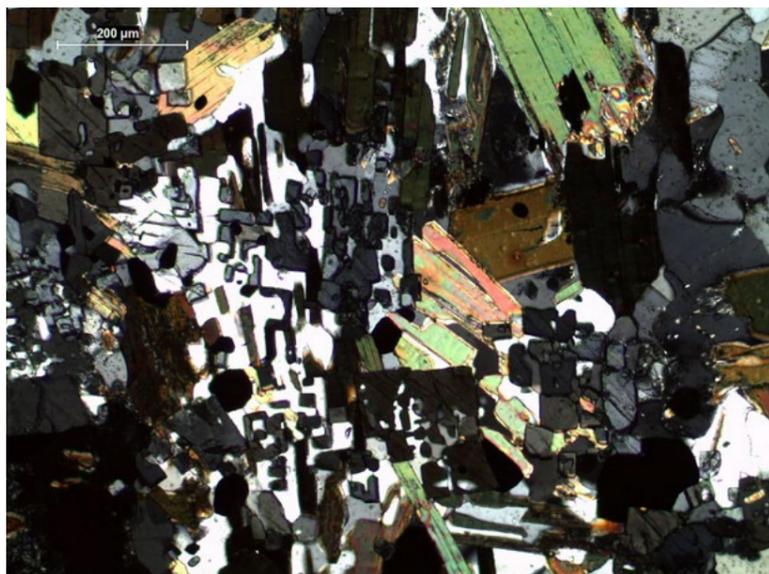
*Quebrada Los Molles, Sierra de La Huerta.*





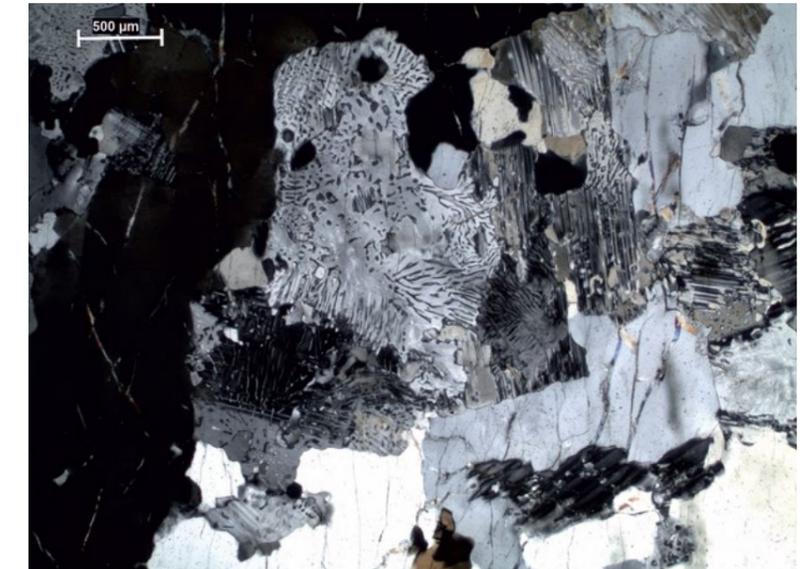
**Figuras 142-143.** Intercrecimientos simplectíticos de sillimanita-cuarzo y biotita-cuarzo en migmatita con cordierita-sillimanita-granate. Se observan algunos cristales de formas esqueléticas de sillimanita (N// y NX).

*Quebrada Los Chanchos, Sierra de La Huerta.*



**Figuras 144-145.** Vista general y de detalle de mirmequitas desarrolladas en migmatita. Las macclas polisintéticas de la plagioclasa metamórfica original son paralelas a las de la plagioclasa en la mirmequita, sugiriendo que esta última se nucleó en la primera (NX).

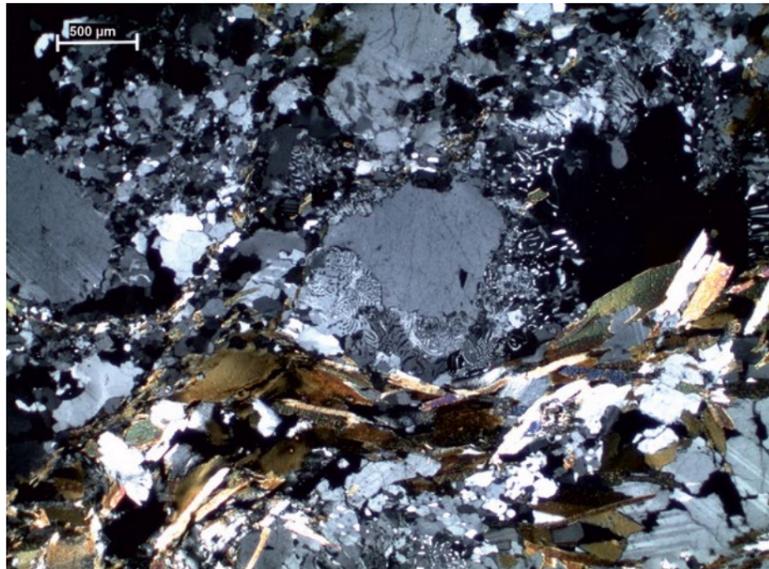
*Quebrada Jaboncillo, Sierra de Valle Fértil.*



## MIRMEQUITAS

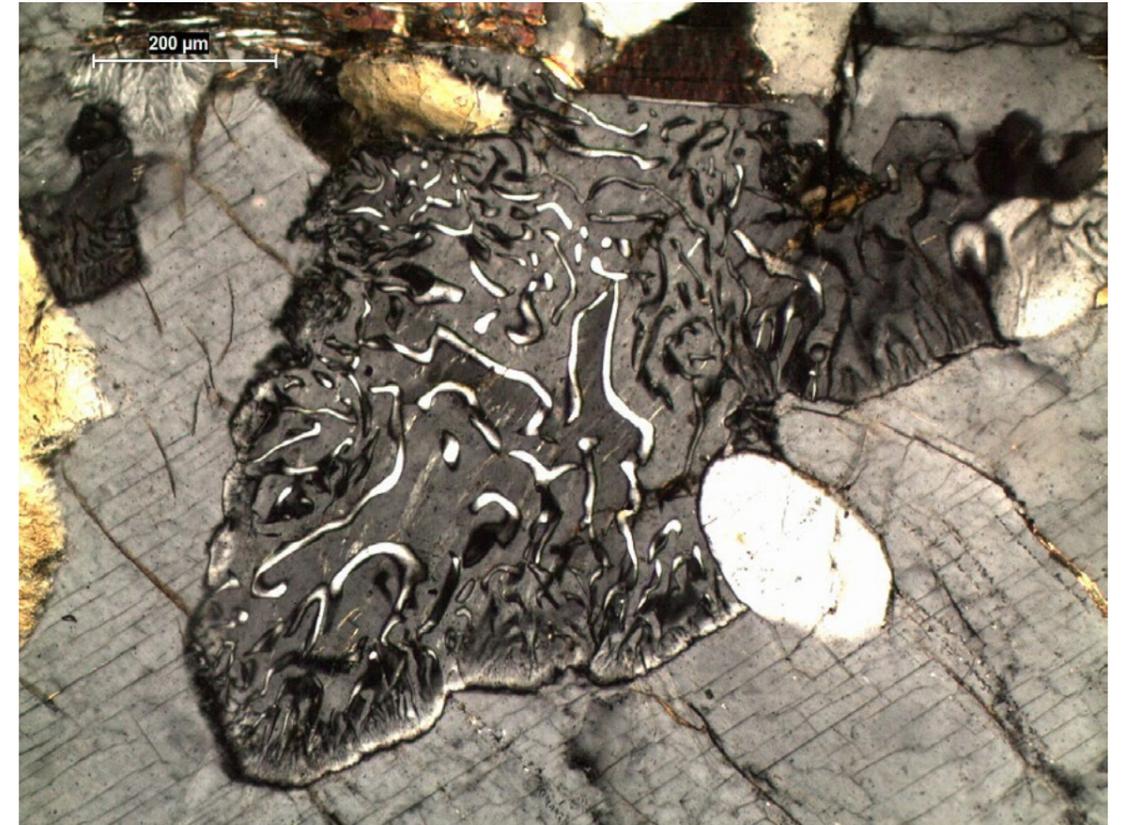
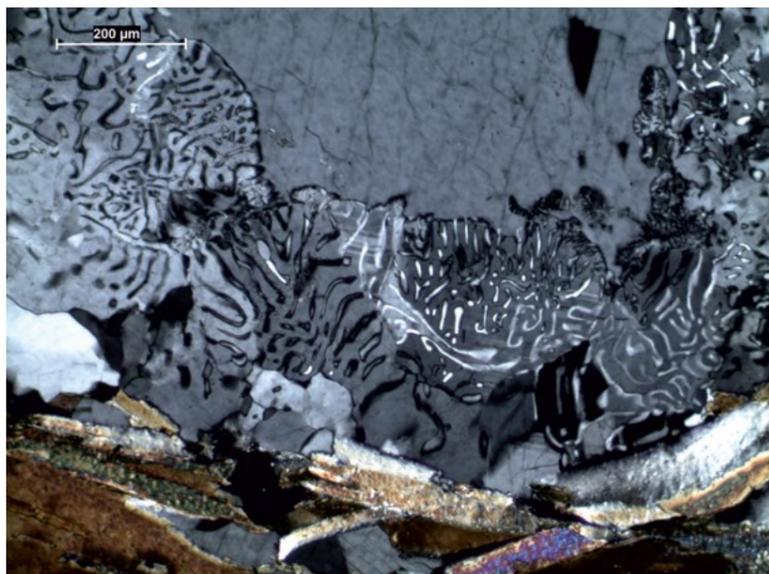
### MYRMEKITES

Las mirmequitas constituyen una variedad de intercrecimiento simplectítico de cuarzo y plagioclasa sódica que reemplaza a feldespato potásico. El resultado es una simplectita bulbosa de cuarzo vermicular en la plagioclasa. Es común en rocas metamórficas de alto grado principalmente por descomposición del feldespato potásico durante el metamorfismo retrógrado. También se desarrolla sistemáticamente en sitios de alta concentración de esfuerzos durante la deformación por cizallamiento. En este caso, se trata de una reacción subsólida producto del flujo de fluidos inducido por la deformación que impulsa el crecimiento de las mirmequitas.



**Figuras 146-147.** Vista general y de detalle del reemplazo parcial de un cristal de feldespato potásico por "colonias" de mirmekitas alrededor de su borde inferior, en gneis biotítico-granatífero (NX).

*Quebrada Capella, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 148.** Desarrollo de mirmekitas por reemplazo de microclino, en migmatita metatexítica. El cuarzo aparece como vermes ("gusanos") dentro de un cristal único de plagioclasa (NX).  
*Quebrada El Retamo, Sierra de La Huerta.*

## 1.2.4 Texturas Relictas

### Relict Textures

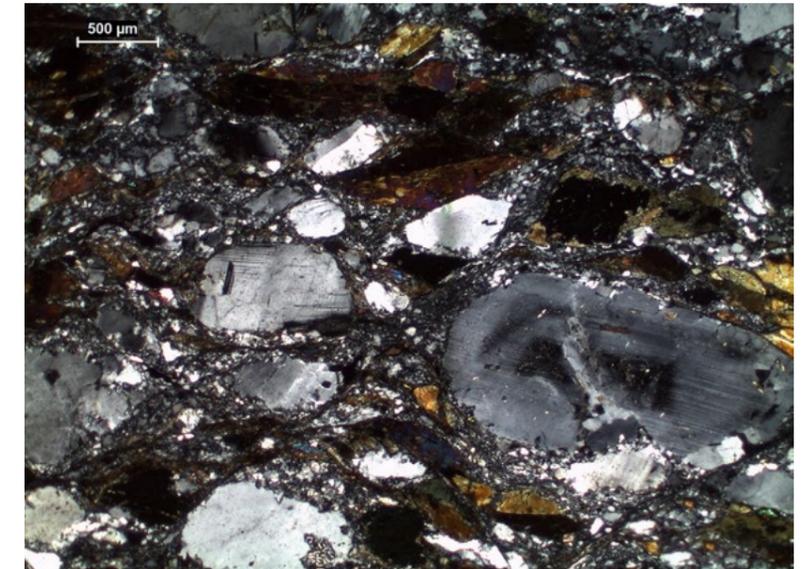
Las texturas relictas (o palimpsestas) son texturas heredadas de la roca original que han sobrevivido al metamorfismo y, evidentemente, son mejor preservadas en el metamorfismo de grado bajo a muy bajo. En condiciones anhidras, las texturas originales de algunas rocas ígneas (p. ej. granitoides, ga-

broides), pueden conservarse en condiciones metamórficas de grado alto.

En los casos de las rocas metaígneas aquí ilustrados, los cristales relictos tienen mayor tamaño, bordes y formas conservadas y se visualizan texturas/estructuras que involucran procesos ígneos.

**Figura 149.** Cristal relicto de plagioclasa que preserva la forma ígnea euhedral y la zonación concéntrica (abajo derecha), en una protomilonita de metadiorita cuarzosa. El mineral máfico presente es hornblenda (NX).

*Quebrada Sanjuanina, Sierra de La Huerta.*



**Figura 150.** Cristal relicto de plagioclasa con vestigios de zonación concéntrica en metatonalita (NX).

*Quebrada Quebrachito, Sierra de La Huerta.*





SECCIÓN 1.3

## TIPOS DE ROCAS METAMÓRFICAS

SECTION 1.3  
TYPES OF  
METAMORPHIC ROCKS

## 1.3.1 Rocas Metamórficas con Protolitos Sedimentarios

### Metamorphic Rocks from Sedimentary Protoliths

Las rocas metasedimentarias o metasedimentitas, en sentido amplio, son rocas metamórficas que derivan del metamorfismo de rocas sedimentarias. La composición general de una metasedimentita se puede utilizar para identificar la roca sedimentaria original, incluso aunque haya estado sujeta a un metamorfismo de alto grado y a una deformación intensa. Los protolitos sedimentarios más importantes son las rocas clásticas cuarzo-feldespáticas y pelíticas (ricas en

minerales arcillosos), las rocas carbonáticas y las mezclas de esos tres grupos, como las margas.

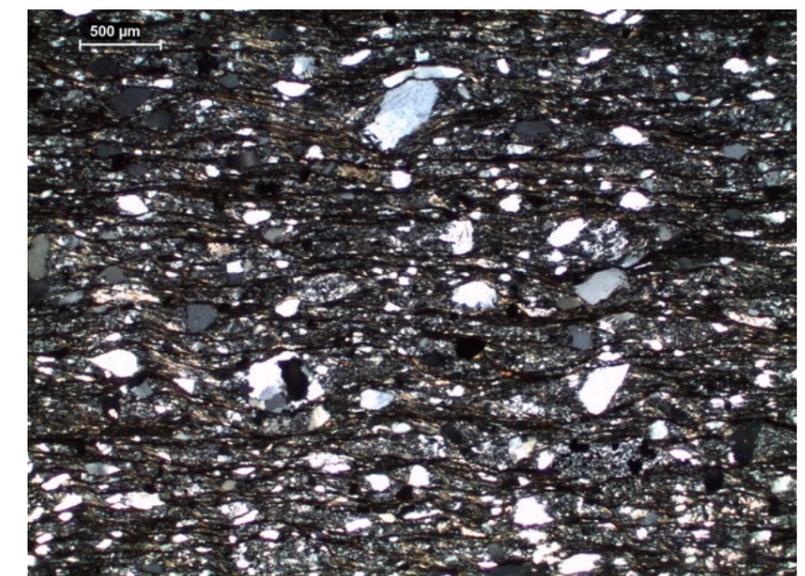
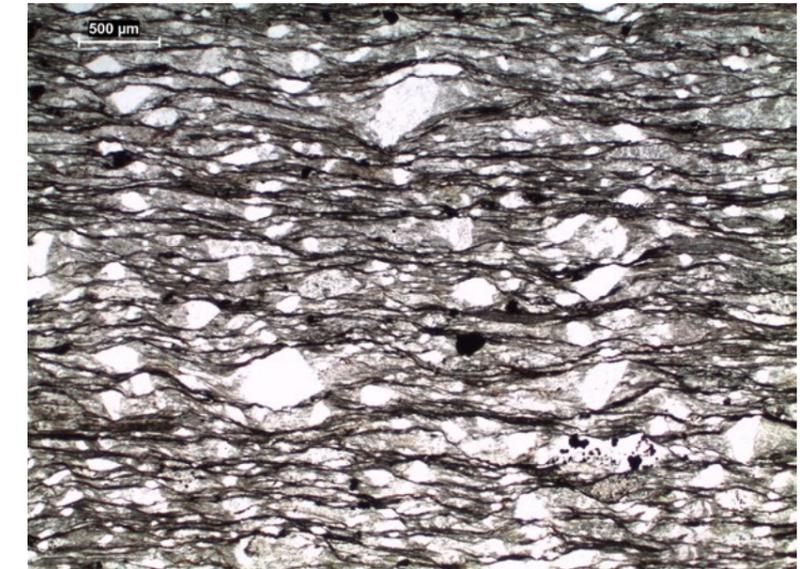
En el caso de los protolitos cuarzo-feldespáticos, éstos pueden corresponder tanto a rocas magmáticas intermedias a ácidas, intrusivas y extrusivas (p. ej. granito, riolita), como a sedimentos clásticos derivados de éstas (p. ej. arcosas). Esta ambigüedad de origen (ígneo o sedimentario) hace que no siempre sea posible establecer con precisión el protolito.

## PROTOLITO CUARZOSO (METAPSAMITAS) QUARTZ-RICH PROTOLITH (METAPSAMMITES)

### METAPSAMITA IMPURA IMPURE METAPSAMMITE

**Figuras 151-152.** Metarenisca fangosa de muy bajo grado de metamorfismo, con abundantes granos detríticos de cuarzo en una matriz clorítica con escasa mica fengítica y aislados opacos. La elongación de los minerales ha generado clivaje penetrativo horizontal cuyos planos se encuentran suavemente crenulados con incipiente desarrollo de superficies C'. Las formas lenticulares de los granos de cuarzo sugieren procesos de disolución, con precipitación de clorita  $\pm$  cuarzo en los extremos de los granos constituyendo "flecos". (N// y NX).

*Cerro Salinas.*



## METACUARCITA

### METAQUARTZITE

La metacuarcita es una roca no foliada, masiva y homogénea o algo bandeada, de grano medio a fino, aunque en grados más altos recristaliza con granulometría más gruesa. Está compuesta principalmente por cuarzo (+ 80 %) y algo de micas y/o feldspatos. Las metacuarcitas puras son generalmente blancas o de color claro, aunque las impurezas de hierro a menudo agregan un tinte rojizo. Son resultado de la recristalización de rocas sedimentarias detríticas muy ricas en cuarzo (p. ej. areniscas cuarcíticas) o de chert. Dado que el cuarzo es estable en un amplio rango de presiones y temperaturas, se forman pocos o ningún mineral nuevo; el metamorfismo sólo provoca su recristalización y el resultado es una roca densa y con textura granoblástica. Asimismo, como el cuarzo es un mineral mecánica y químicamente duradero, la metacuarcita es muy resistente a la meteorización.

Las metacuarcitas y esquistos cuarcíticos de bajo grado son abundantes en el borde occidental de la Sierra Pie de Palo, donde constituyen la Formación Cuarcita El Quemado (Ramos y Vujovich 2000).



**Figura 153.** Afloramiento de metacuarcita bandeada.

*Quebrada Guayaupa, Sierra Pie de Palo  
(31°14'06.6" S - 68°05'18.4" O).*

**Figura 154.** Detalle de la fotografía anterior donde resalta el bandeo de la roca.



**Figura 155.** Banco subhorizontal de metacuarcita masiva. Se destacan los sistemas de diaclasas que la seccionan en bloques.

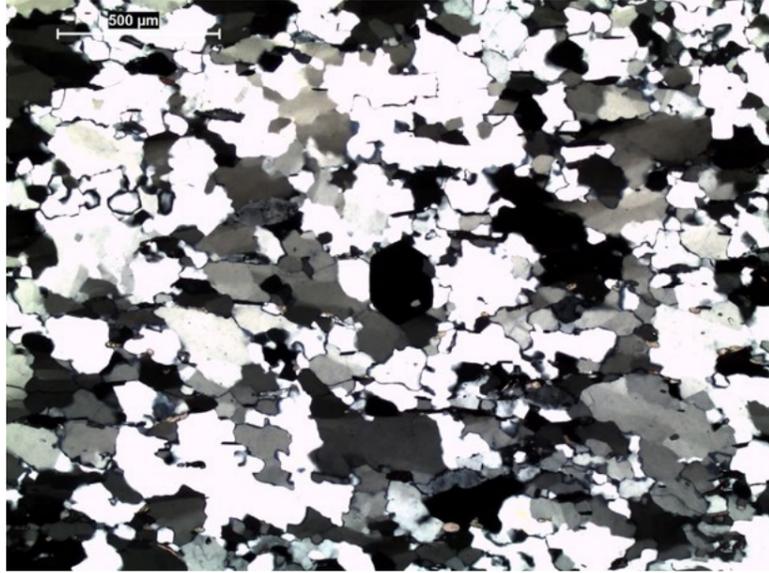
*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo  
(31°31'13.9" S - 68°15'02.6" O).*



**Figura 156.** Niveles de metacuarcita intercalados en esquistos cuarzo-micáceos. El pliegue volcado es más evidente en los niveles cuarzosos más compactos.

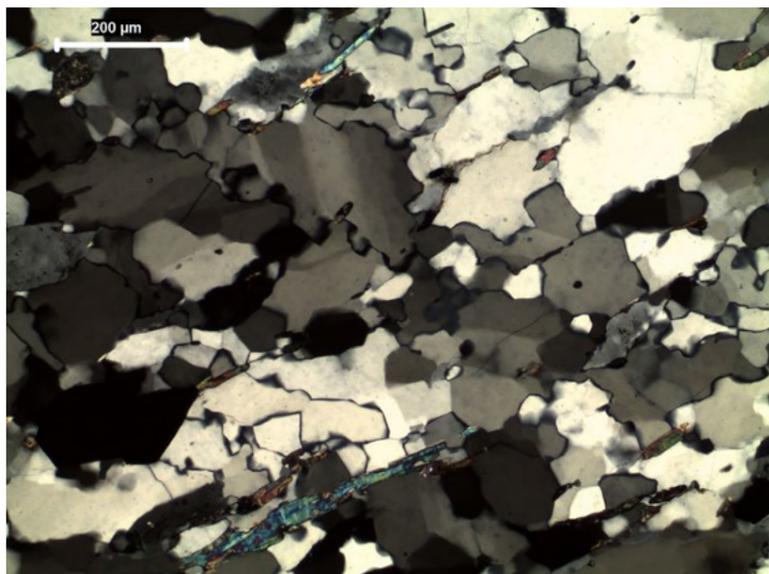
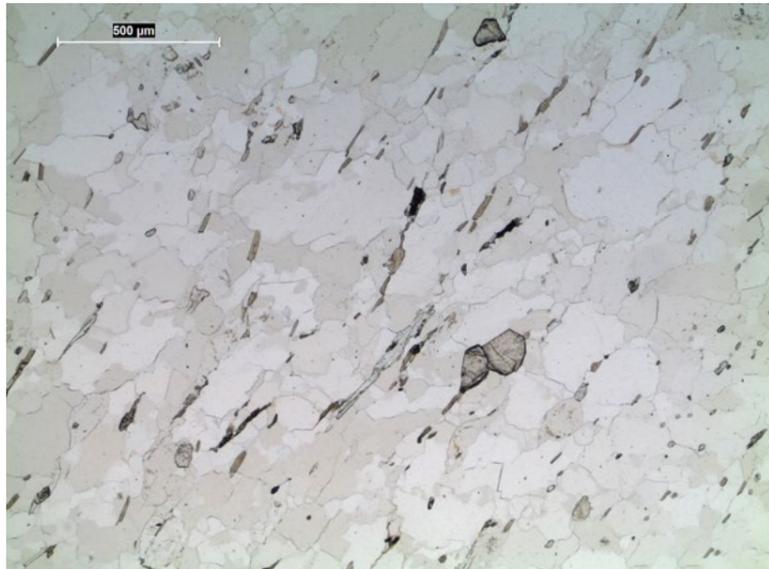
*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo  
(31°26'57.9" S - 68°10'19.4" O).*





**Figuras 157-158-159.** Metacuarcita compuesta casi exclusivamente por cuarzo con textura granoblástica equigranular. En escasa cantidad hay folias finas bien orientadas de moscovita (colores de interferencia brillantes en NX) y granate (en la imagen central con N//). La presencia de estos minerales indica impurezas arcillosas en la arenisca cuarcítica original. Los granos de cuarzo tienen contactos suturales que evidencian recrystalización por migración de borde de grano y algunos muestran formación de subgranos (cristal central en la última imagen) (NX).

*Quebrada Derecha, Sierra Pie de Palo.*



## ESQUISTO CUARCÍTICO QUARTZ SCHIST

Es una roca rica en cuarzo a la que la presencia de mica, en particular moscovita, le confiere marcada esquistosidad y un brillo muy particular. En la Sierra Pie de Palo es objeto de intensa explotación como roca ornamental y se la comercializa con la denominación de "piedra laja".

**Figura 160.** Secuencia de esquistos cuarcíticos y cuarzo-micáceos.

*Quebrada Grande del Molle, Sierra Pie de Palo  
(31°22'59.9" S - 68°08'06.1" O).*



**Figura 161.** Esquistos cuarcíticos con nivel de metacuarcita intercalado señalado por la punta de la piqueta.

*Quebrada Grande del Molle, Sierra Pie de Palo  
(31°23'09.3" S - 68°07'55.0" O).*

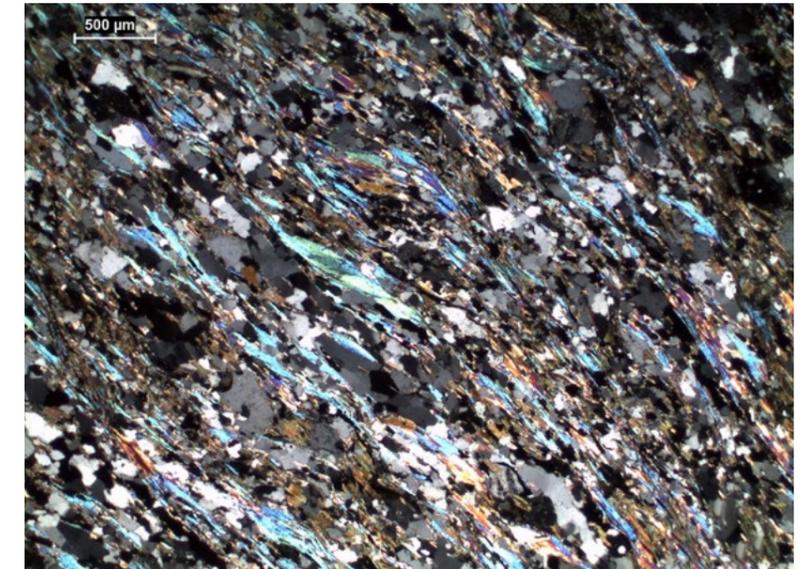
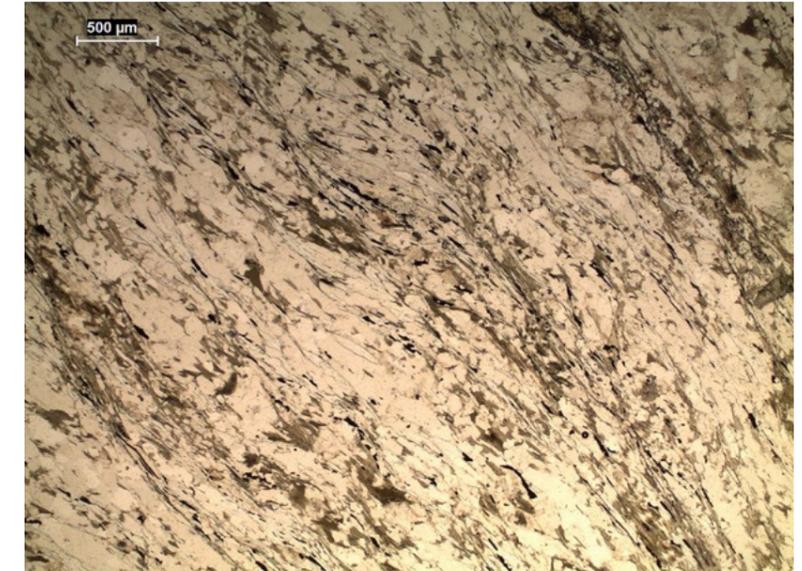




**Figura 162.** Cantera de piedra laja "San Ceferino", Inmediaciones de la Puntilla Blanca, Sierra de Piedra Palo (31°34'00.3" S - 68° 17'39.2" O).

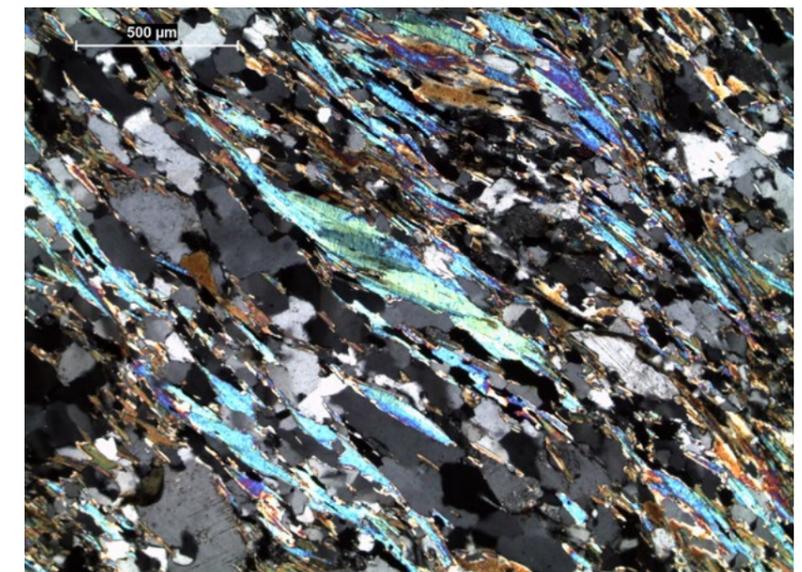
**Figuras 163-164.** Esquisto cuarcítico con textura granolepidoblástica. La foliación está dada por dominios ricos en moscovita y biotita bien orientadas, que alternan con dominios cuarzosos. Como mineral accesorio hay escaso grafito (N// y NX).

*Quebrada Nueva Fortuna, Sierra de La Huerta.*



**Figura 165.** Detalle de la fotomicrografía anterior. Las folias de moscovita son pisciformes y, en el extremo inferior izquierdo, se distingue un cristal de plagioclasa con maclas polisintéticas muy finas (NX).

*Quebrada Nueva Fortuna, Sierra de La Huerta.*



## PROTOLITO PELÍTICO (METAPELITAS)

### PELITIC PROTOLITH (METAPELITES)

Las metapelitas son rocas metamórficas derivadas de protolitos sedimentarios pelíticos con alto contenido de Al, K y Si (p. ej. lutitas, limolitas y otros sedimentos ricos en arcillas), formadas durante el metamorfismo regional. Debido a sus elevadas concentraciones de alúmina se caracterizan por la abundancia de minerales micáceos (moscovita y biotita). Otros minerales comunes son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, clorita, cloritoide, estauroлита, granate y silicatos de Al, algunos de los cuales dan una idea de las condiciones de P-T en que se formaron. Incluyen una gran variedad de tipos litológicos como pizarra, filita, esquisto y gneis.

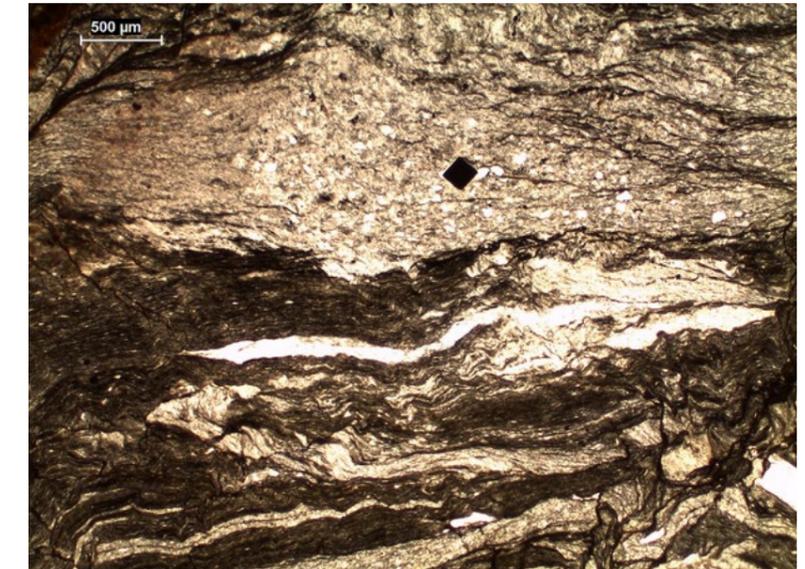
## PIZARRA

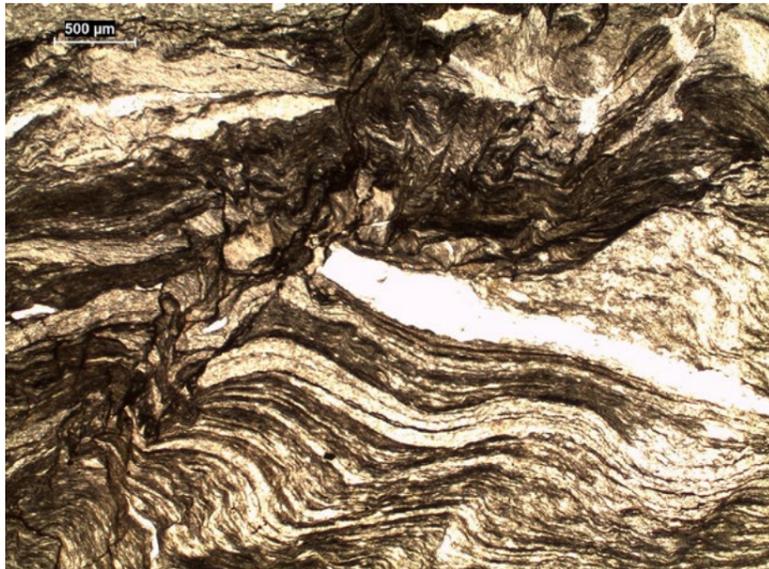
### SLATE

La mayor parte de las pizarras se formaron a partir de lutitas en condiciones de bajo grado de metamorfismo. Están compuestas principalmente por cuarzo, micas y clorita, con subordinada hematita, arcillas y otros minerales. La orientación preferencial de los filosilicatos de grano muy fino permite que la roca se rompa fácilmente a lo largo de planos paralelos, en láminas delgadas con superficies planas y lisas, lo que se conoce como pizarrosidad o clivaje pizarroso. Por lo general tienen color gris a negro, a veces verde, amarillo, pardo o rojo.

**Figuras 166-167.** Pizarra con tres superficies S. Las capas de color claro ricas en cuarzo que alternan con capas oscuras compuestas mayoritariamente de clorita, representan el bandeo composicional relictos del protolito sedimentario  $S_0$ . En las capas micáceas se evidencia claramente el clivaje pizarroso penetrativo  $S_1$  subhorizontal, al que se superpone un clivaje de crenulación  $S_2$  subvertical. En el centro de la imagen se observa un cristal euhedral de pirita (N// y NX).

*Cerro Salinas.*





**Figuras 168-169.** Corresponden a la misma muestra de las figuras 166-167. Se destacan las tres superficies S:  $S_0$  bandeo composicional relictos,  $S_1$  clivaje pizarroso subhorizontal y  $S_2$  clivaje de crenulación subvertical (N// y NX).

*Cerro Salinas.*



## FILITA PHYLLITE

Es una roca metamórfica regional de grado bajo-medio, compuesta en más del 75 % por minerales micáceos de grano fino (principalmente moscovita y/o biotita). La disposición paralela de los filosilicatos le otorga esquistosidad perfecta y le da a las superficies un brillo satinado intenso característico. Es común que las tensiones diferenciales bajo las que se forma la filita produzcan un conjunto de micropliegues o crenulaciones en la roca, haciendo que las superficies de foliación sean onduladas o irregulares. La mayor parte de las filitas deriva de lutitas, pero otros protolitos también son posibles.



**Figura 170.** El lápiz (15 cm de largo), marca el contacto entre una metacuarcita (parte superior) y una filita (parte inferior). La filita muestra las típicas superficies de clivaje brillantes debido a la abundancia de moscovita y clorita. Estas superficies

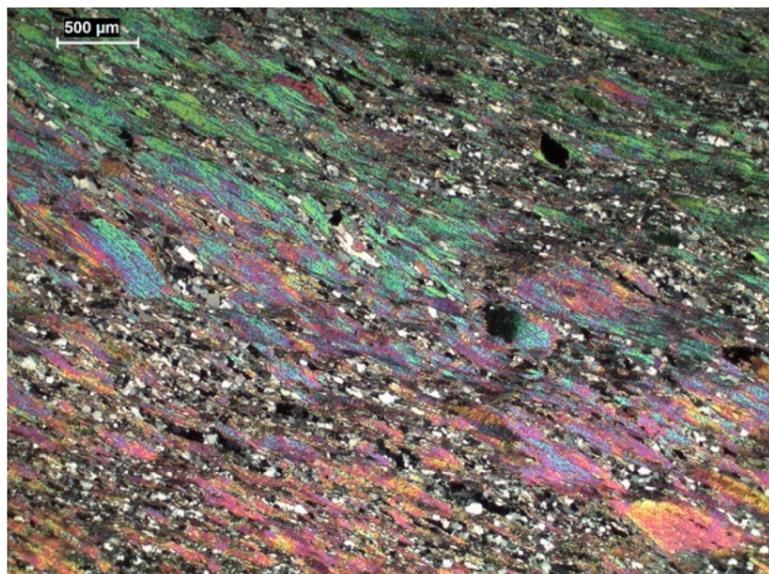
son interceptadas a alto ángulo por un clivaje de crenulación espaciado que produce micropliegues (crenulaciones) en el clivaje previo.

*Inmediaciones del Puesto Niquizanga, Sierra Pie de Palo.*



**Figuras 171-172.** Los colores de interferencia brillantes de esta filita en NX se deben al alto contenido de moscovita que le confiere, además, textura lepidoblástica. Otros minerales presentes son cuarzo de grano muy fino (inoloro en N//) y escasos opacos (N// y NX).

*Quebrada Bandurrias, Sierra Pie de Palo.*



## ESQUISTO SCHIST

El esquisto se forma en condiciones metamórficas de grado medio y se caracteriza por la disposición paralela de minerales laminares visibles a ojo desnudo, generalmente moscovita o biotita (o ambas) u otros filosilicatos. Las láminas de mica están dispuestas en planos irregulares, dando a la roca una foliación que se denomina esquistosidad, que es la capacidad de romperse fácilmente en una dirección pero no en otras. El esquisto a menudo contiene, además de micas, minerales como cuarzo, feldespatos y granate.

En este apartado se hace referencia sólo a los tipos más representativos de esquistos pelíticos, que no abarcan la totalidad de las numerosas variedades presentes en las Sierras Pampeanas de San Juan. Los esquistos derivados de protolitos ígneos se tratan más adelante.



**Figura 173.** Afloramiento de esquisto cuarzo plagioclásico-biotítico en las proximidades de la Quebrada de Niquizanga. Largo del estuche de la cámara fotográfica 12 cm.

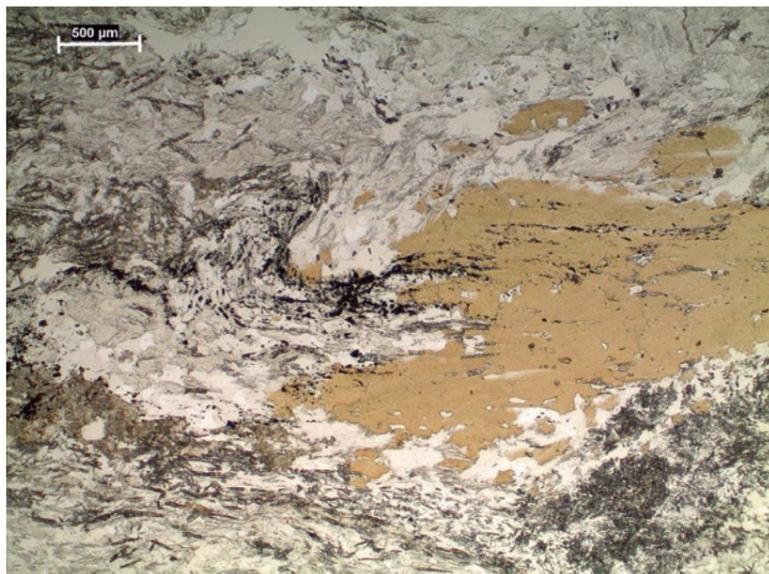
**ESQUISTO GRAFÍTICO****GRAPHITE SCHIST**

Los esquistos grafiticos y los depósitos de grafito, otrora objeto de explotación, se extienden en una faja de rumbo N-S entre las quebradas del Gato y Casa de Piedra en el flanco oeste de la Sierra Pie de Palo, y en el Filo del Grafito en la vertiente sudoriental de la misma sierra. Las minas se encuentran actualmente abandonadas.



**Figura 174.** Esquisto grafitico con eflorescencias de yeso de color blanco. La alta concentración de grafito le confiere a la roca color gris oscuro a negro. En el detalle se observan los planos de esquistosidad corrugados y abundantes óxidos de hierro de color ocre y naranja. Diámetro de la moneda usada como escala 2 cm.

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo  
(31°26'56.66" S - 68°09'7.99" O).*



**Figura 175.** Esquisto compuesto por clorita verde pálida, moscovita, plagioclasa (incolora, aspecto sucio) cuarzo (incolore, límpido), biotita y grafito. El grafito (variedad escamosa micro a criptocristalina) en granos de color negro, se dispone en bandas que siguen los planos de clivaje de la biotita. Hay "parches" de calcita (extremo superior izquierdo) y abundante clinozoisita producto de saussuritización de la plagioclasa (N//).

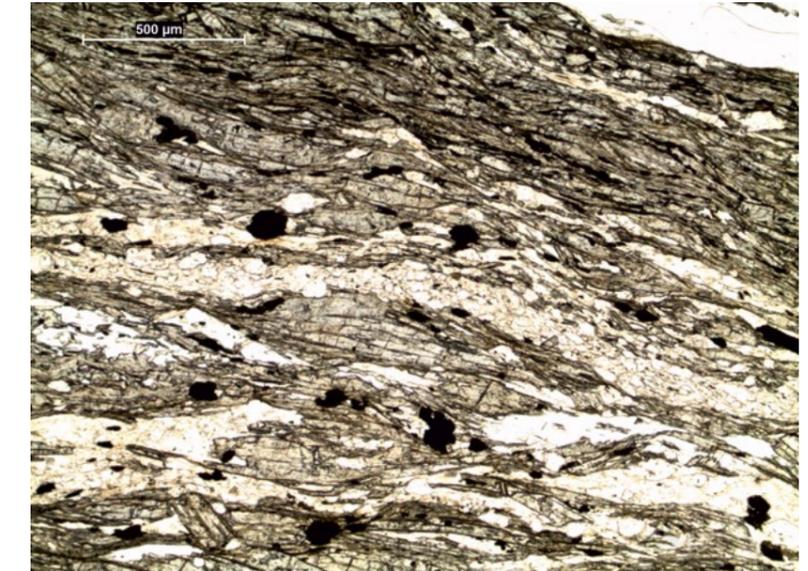
*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*

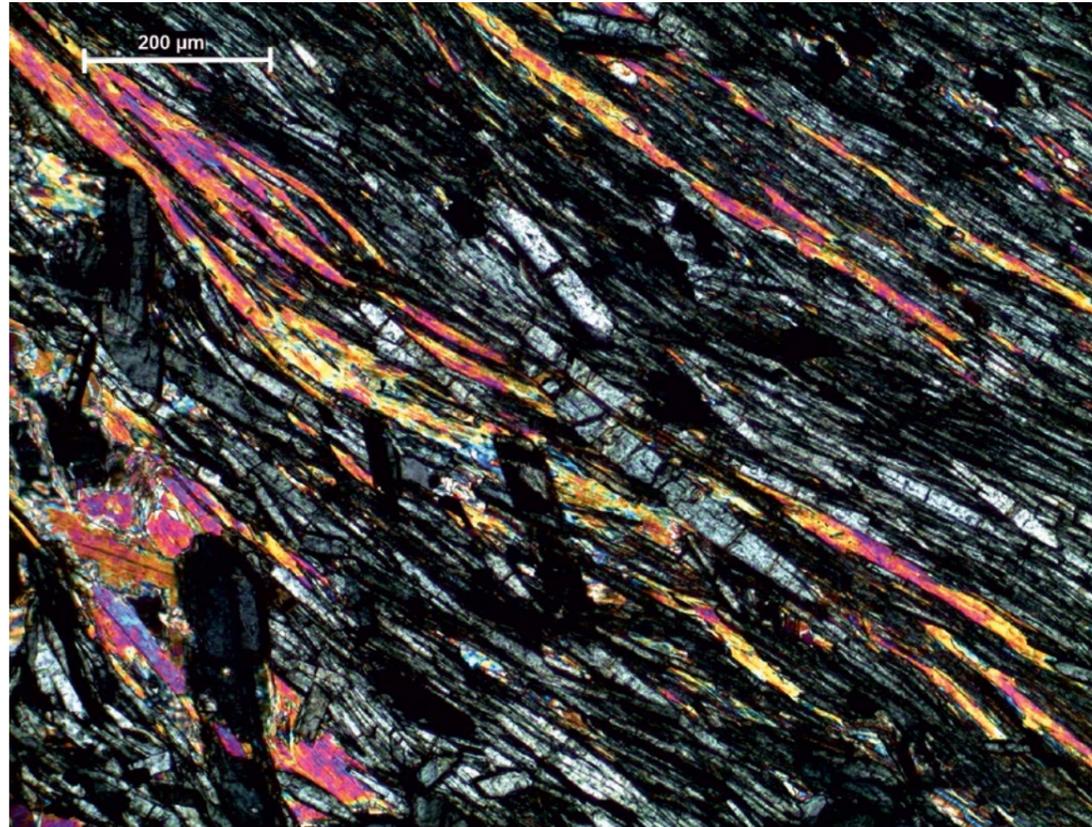
**ESQUISTO MOSCOVÍTICO-CLORÍTICO CON CLORITOIDE****CHLORITOID-BEARING CHLORITE-MUSCOVITE SCHIST**

El cloritoide es un mineral típico del metamorfismo regional de bajo grado y se forma sólo en rocas metapelíticas ricas en Mg y Al.

**Figuras 176-177.** Porfiroblastos elongados de cloritoide (relieve alto, color verde pálido), se distribuyen en una matriz de moscovita y clorita con escaso cuarzo, albita (no observable en la imagen) y minerales opacos (N// y NX).

*Cerro Guayaguás.*





**Figura 178.** Detalle de la fotomicrografía anterior. Las láminas de moscovita (colores de interferencia brillantes), las folias de clorita (índice de refracción bajo) y los cristales prismáticos de cloritoide (relieve

alto, color de interferencia gris de 1° orden), están fuertemente elongados y orientados definiendo la esquistosidad de la roca (NX).

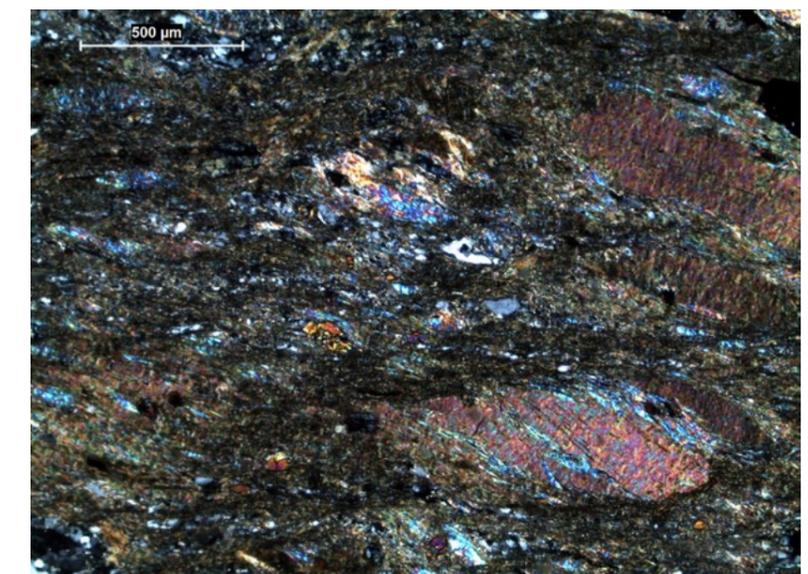
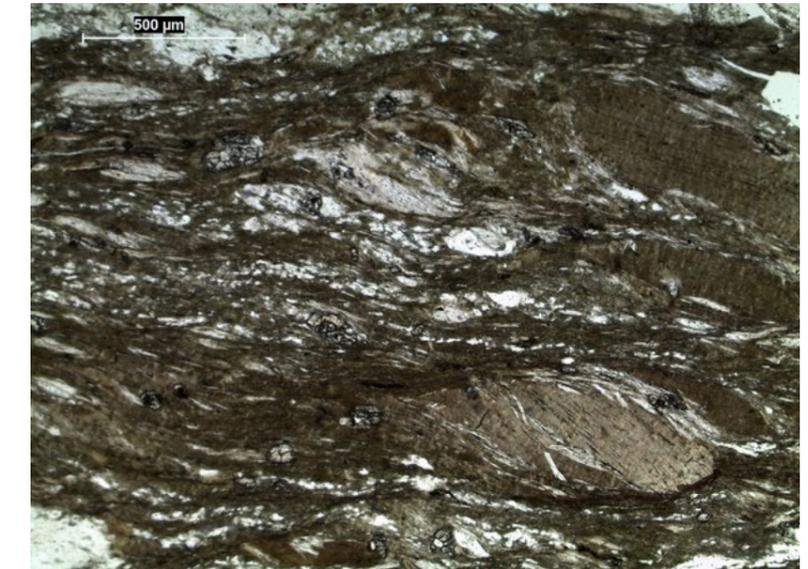
*Cerro Guayaguás.*

## ESQUISTO MICÁCEO

MICASCHIST

**Figuras 179-180.** Los minerales componentes de esta roca son biotita parda y subordinada moscovita, en parte intercrecidas. En menor proporción hay cuarzo y plagioclasa (no diferenciables en las fotomicrografías) y como accesorios epidoto (relieve alto, colores de interferencia gris azulado y anaranjado en NX) y minerales opacos. La roca es transicional a una filonita con desarrollo de micas pisciformes (N// y NX).

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*



**ESQUISTO CUARZO-  
MICÁCEO-GRANATÍFERO**  
GARNET-MICA-QUARTZ SCHIST



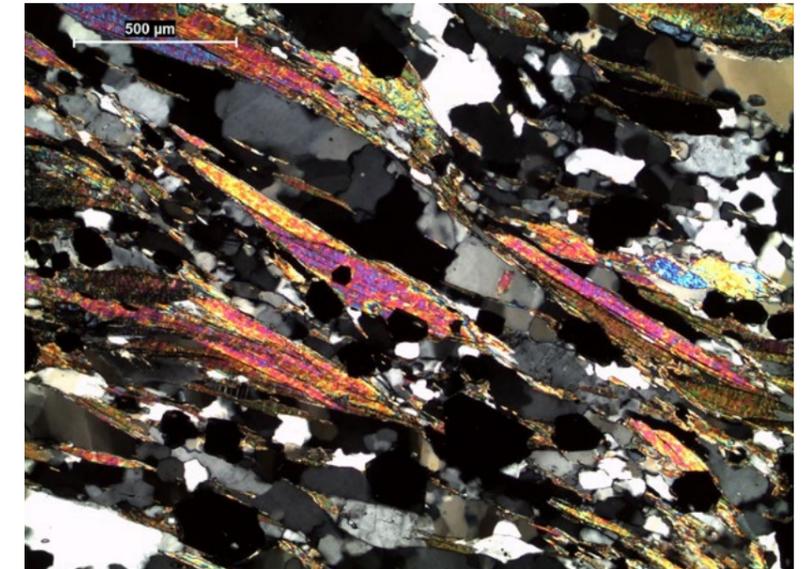
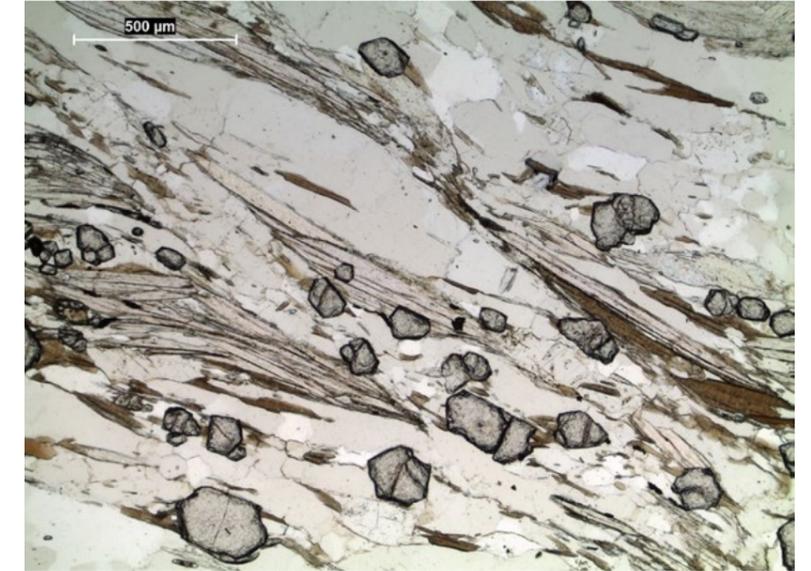
**Figura 181.** Muestra de mano de esquistos cuarzo-moscovítico-granatífero. Se destacan los cristales subhedrales de granate de color rojo y hasta 0,6 cm

de tamaño máximo. Diámetro de la moneda usada como escala 2 cm.

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*

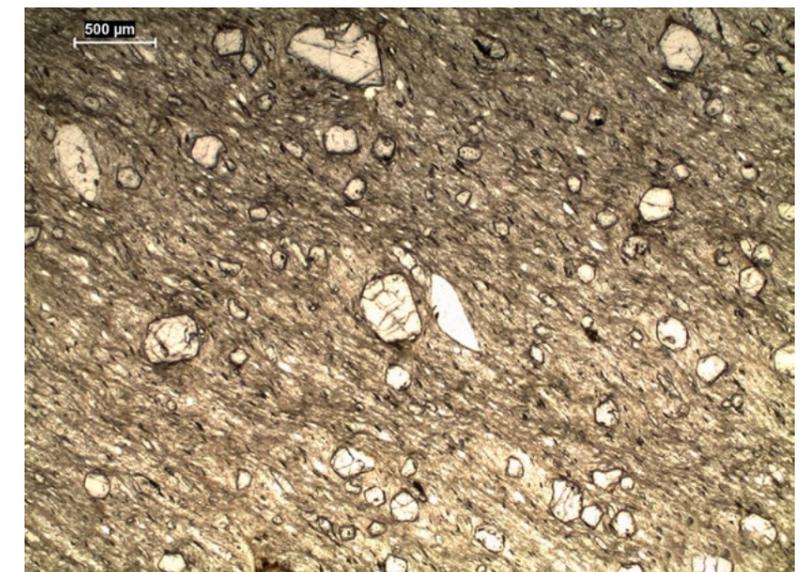
**Figuras 182-183.** Roca compuesta por cuarzo, moscovita, biotita, granate subhedral a euhedral y escasa plagioclasa. La composición de la roca indica que es producto del metamorfismo de grado medio de sedimentos ricos en  $Al_2O_3$ . La orientación preferencial de las micas define su esquistosidad. Algunos granos de cuarzo tienen contornos ameboidales (extremo inferior izquierdo) (N// y NX).

*Quebrada Seca, Sierra Pie de Palo.*



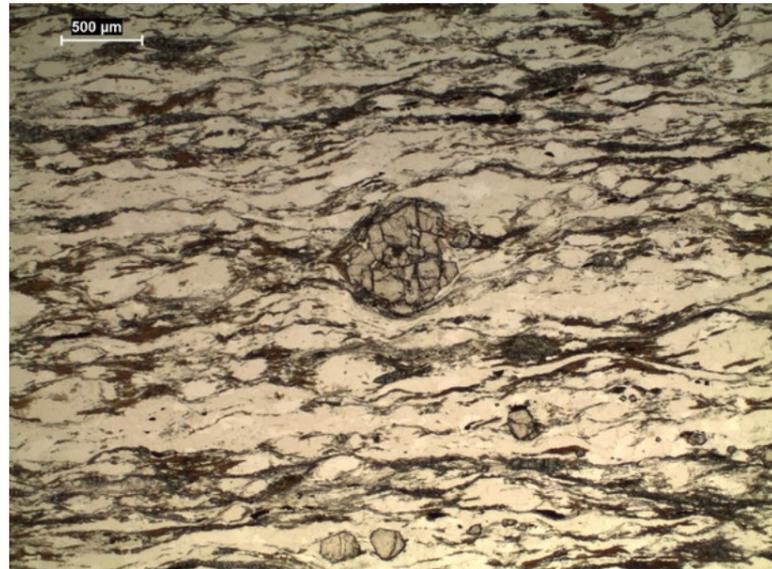
**Figura 184.** Milonita de esquistos cuarzo-micáceo-granatífero. El granate, de color rosa pálido, constituye pequeños porfiroclastos y la moscovita tiene forma pisciforme (centro). El componente dominante de la matriz es biotita de grano muy fino recrystalizada dinámicamente (N//).

*Quebrada Morales, Sierra Pie de Palo.*



## ESQUISTO CUARZO-PLAGIOCLÁSICO-MICÁCEO CON GRANATE Y HORNBLENDA

GARNET-HORNBLENDEBEARING MICA-PLAGIOCLASE-QUARTZ SCHIST



**Figuras 185-186.** La esquistosidad está definida por la orientación de las folias de moscovita y biotita parda, que se deflectan alrededor de un porfiroblasto de granate (centro). Los restantes componentes son cuarzo y plagioclasa (no diferenciables en la imagen) y escasa hornblenda. La roca evidencia cierto grado de deformación dúctil (N// y NX).

*Quebrada Ancha de la Puntilla,  
Sierra Pie de Palo.*



**Figura 187.** Detalle del porfiroblasto de granate con desarrollo incipiente de sombras (colas) de presión en sus extremos. Las folias de mica se arquean alrededor del mismo y los granos de cuarzo y plagioclasa tienen formas ovoidales a elongadas. En la parte inferior se observan dos individuos de hornblenda verde (N//).

*Quebrada Ancha de la Puntilla,  
Sierra Pie de Palo.*

## ESQUISTO MICÁCEO- ESTAULOLÍTICO-GRANATÍFERO

GARNET-STAUROLITE-MICA SCHIST



**Figura 188.** Alternancia de esquistos moscovítico-estaurolítico-granatíferos, esquistos moscovítico-granatíferos y moscovítico-granatífero-anfibólicos. Estas litologías son frecuentes en el sector sur y

sureste de la Sierra Pie de Palo y forman parte de la Secuencia Metasedimentaria Difunta Correa (Baldo et al. 1998).

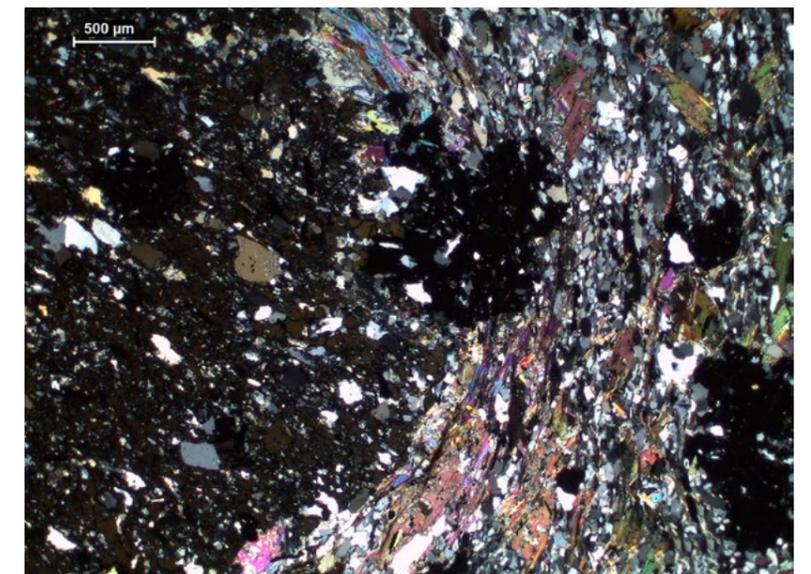
*Quebrada de Niquizanga, Sierra Pie de Palo*  
(31°34'46.8" S - 67°52'51" O).

**Figura 189.** Detalle del afloramiento de esquistos moscovítico-estaurolítico-granatífero de la figura 188. Se observan numerosos porfiroblastos de estaurolita (color pardo oscuro, mayor tamaño) y granate (tonalidad rojiza, más pequeños), en una matriz fina de moscovita con biotita subordinada.



**Figuras 190-191.** A la izquierda se observa parte de un poiquiloblasto de estaurolita de gran tamaño (relieve alto, color amarillo), con inclusiones orientadas de cuarzo e ilmenita que definen una 'foliación interna' cruzada respecto de la foliación externa que se curva a su alrededor. En el centro y a la derecha de la imagen hay granate poiquiloblástico (relieve alto, isótropo en NX), mineral que también se encuentra incluido en la estaurolita. La matriz con textura granolepidoblástica consiste en moscovita, biotita, cuarzo y escasa plagioclasa (N// y NX).

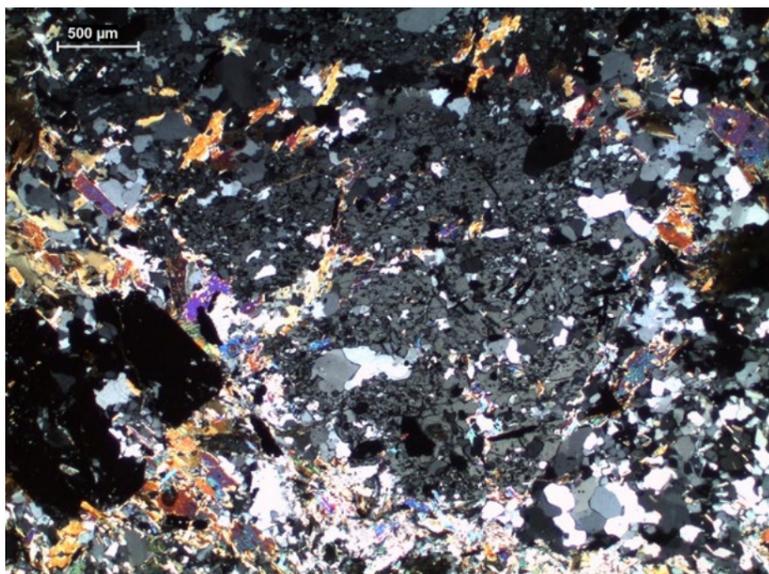
*Quebrada de Niquizanga, Sierra Pie de Palo.*





**Figura 192-193.** Textura poikiloblástica esquelética en cristal de estaurólita (centro) con inclusiones orientadas de cuarzo e ilmenita. Abajo, a la izquierda, se observa un porfiroblasto de granate (isótropo en NX. Moscovita, biotita y cuarzo conforman la matriz. Los cristales aciculares finos de ilmenita tienen dos orientaciones diferentes dentro y fuera de la estaurólita (N// y NX).

*Quebrada de Niquizanga, Sierra Pie de Palo.*



## GNEIS

### GNEISS

El prefijo 'para' se aplica a rocas metamórficas regionales que derivan de un protolito sedimentario. En caso de derivar de una roca ígnea se utiliza el prefijo 'orto'. En los gneises, independiente de su origen (para u orto), lo característico es la estructura gnéisica y el hecho de encontrarse en terrenos de grado medio a alto de metamorfismo.

Un paragneis es una roca de grano medio a grueso con estructura gnéisica, cuya mineralogía y textura indican un origen a partir de una roca sedimentaria (p. ej. lutita). Típicamente consiste en abundante cuarzo, mica, o minerales calcosilicatados; los silicatos de aluminio y/o el granate casi siempre están presentes. La composición del paragneis tiende a ser más variable que la del ortogneis.

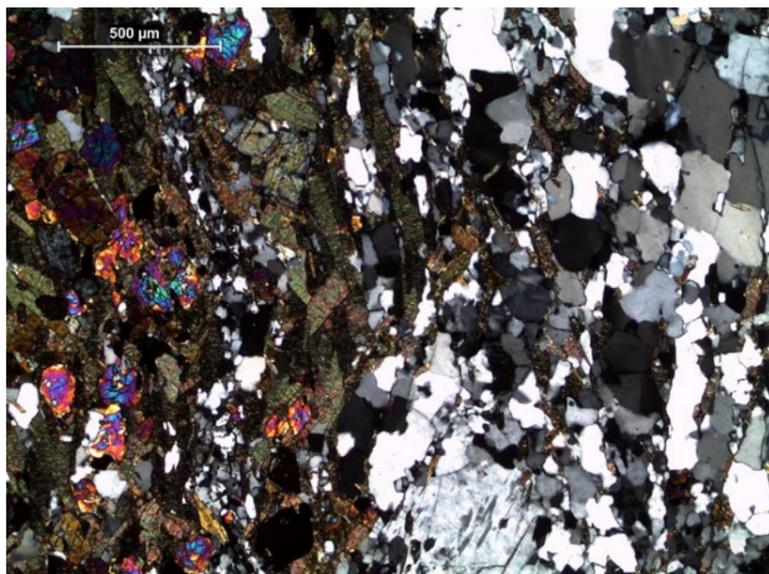
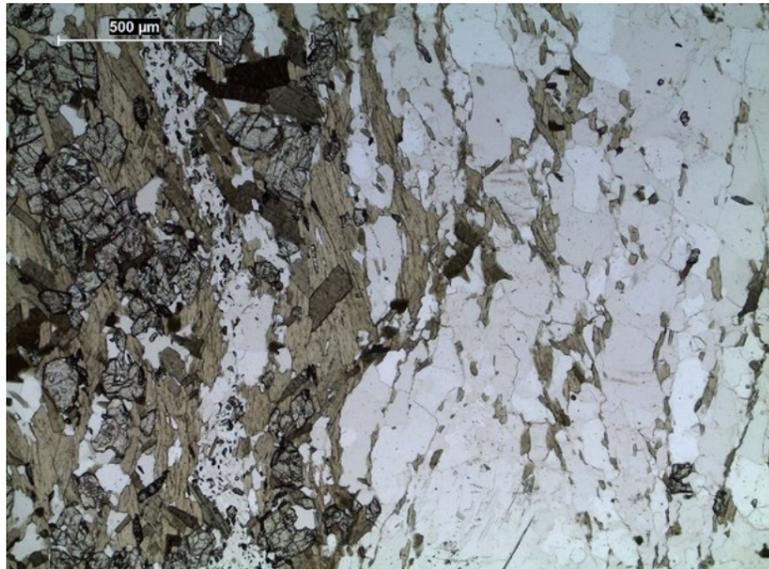


**Figura 194.** Estructura gnéisica típica en la que alternan bandas melanocráticas compuestas por biotita±hornblenda±granate y bandas leucocráticas cuarzo-feldespáticas, de espesores variables. La roca está afectada por un pliegue con plano axial inclinado.

*Mogote Corralitos, Sierra Pie de Palo  
(31°18'43.35" S - 67°55'45.71" O).*

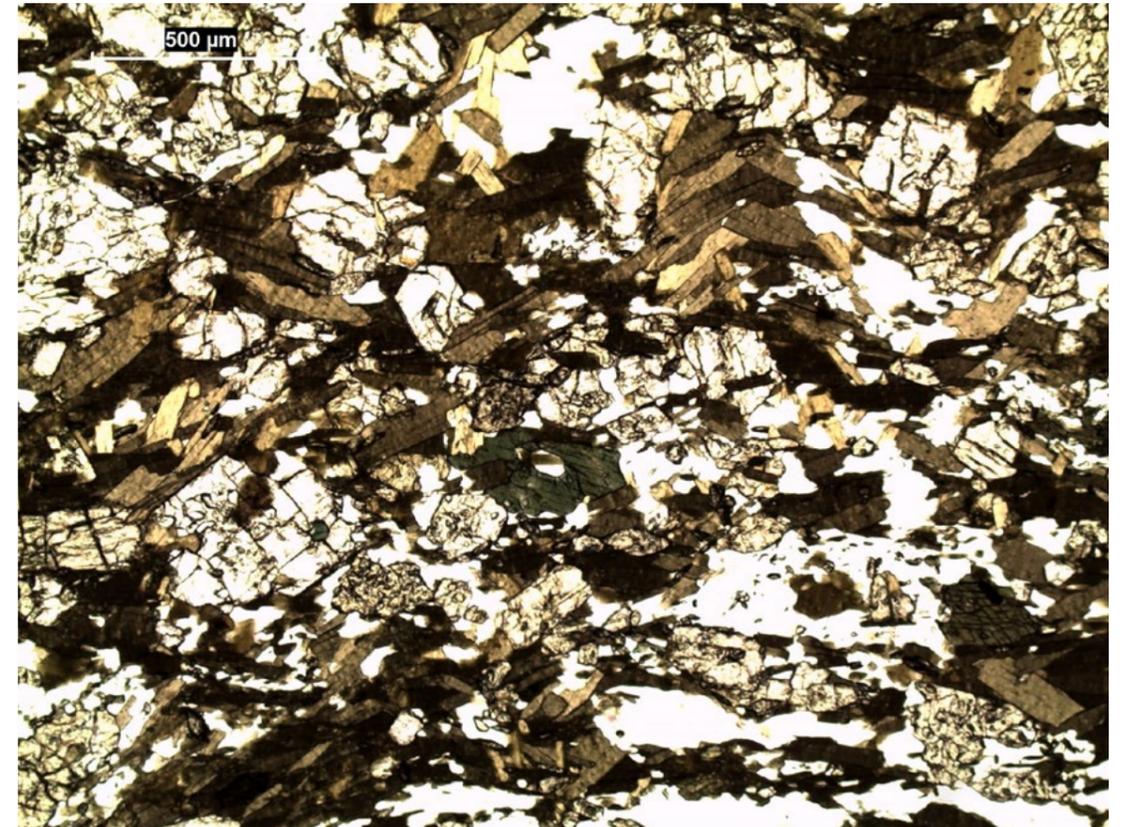
## GNEIS BIOTÍTICO- HORNBLÉNDICO

HORNBLÉNDE-BIOTITE GNEISS



**Figuras 195-196.** Bandeo gnéisico definido por la sucesión de bandas máficas (izquierda) compuestas por biotita, hornblenda, escaso granate (no observable en la imagen) y epidoto (relieve alto, zonación, colores de interferencia muy altos en NX) y bandas félsicas (derecha) con cuarzo y plagioclasa. En esta litología es difícil establecer con precisión el protolito, pero los altos contenidos de mica y epidoto sugieren un origen sedimentario y una composición primaria pelítica, posiblemente mixta, con algo de componente volcánico (N// y NX).

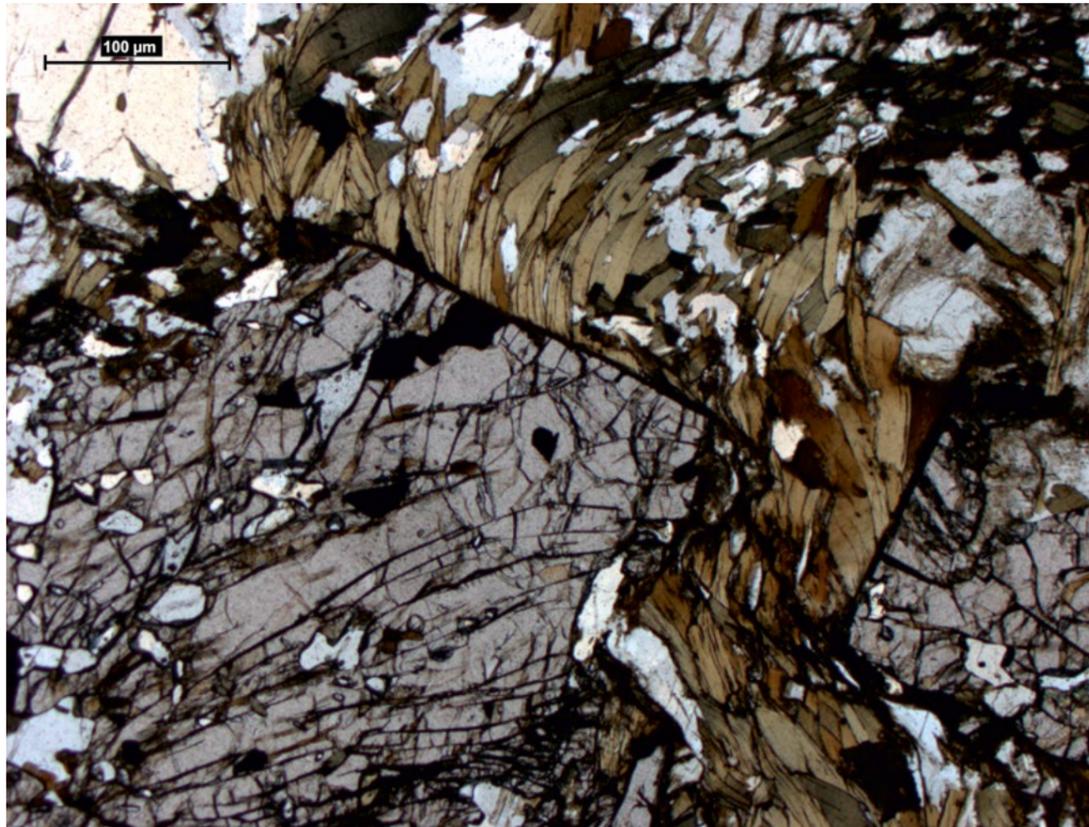
*Mogote Corralitos, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 197.** Detalle de la banda máfica. Además de biotita y epidoto, se observan granate (extremo superior derecho) y hornblenda verde oscura (centro y extremo inferior derecho) (N//).

## GNEIS BIOTÍTICO-GRANATÍFERO

GARNET-BIOTITE GNEISS



**Figura 198.** Porfiroblastos euhedrales de granate fracturados y con inclusiones de cuarzo y minerales opacos, en una matriz de biotita, cuarzo y plagioclasa (N//).

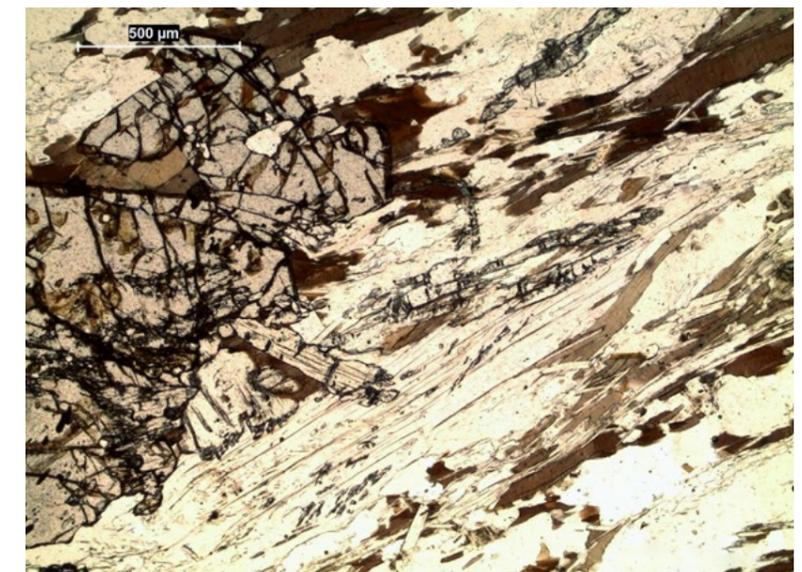
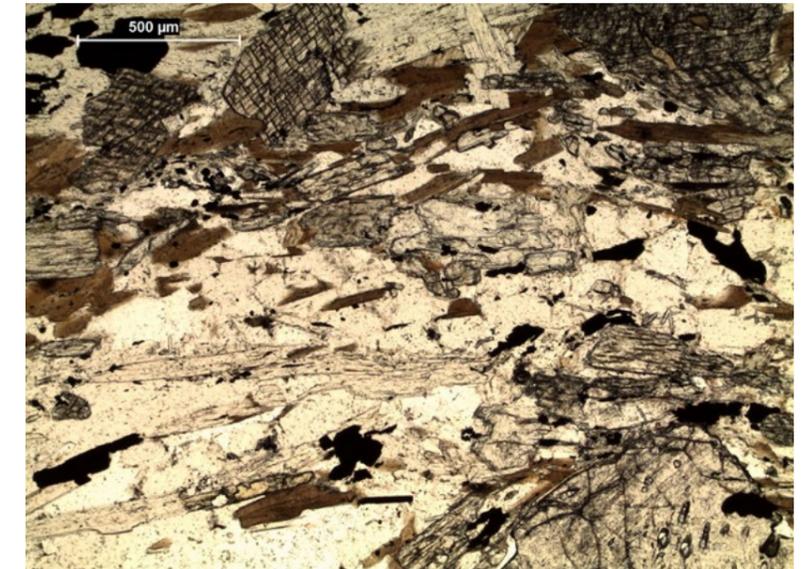
*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*

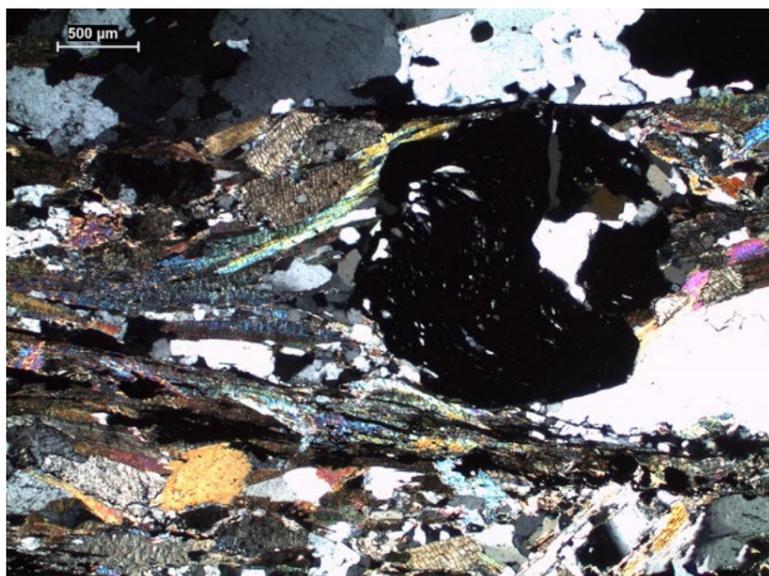
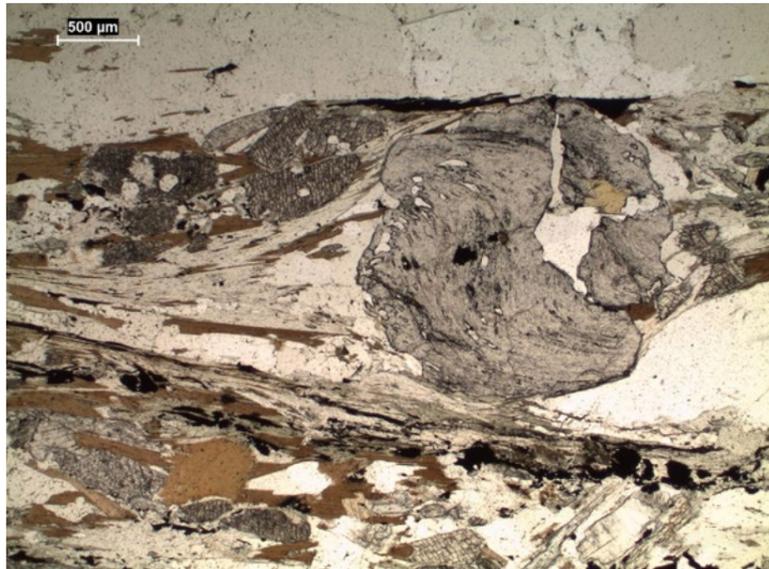
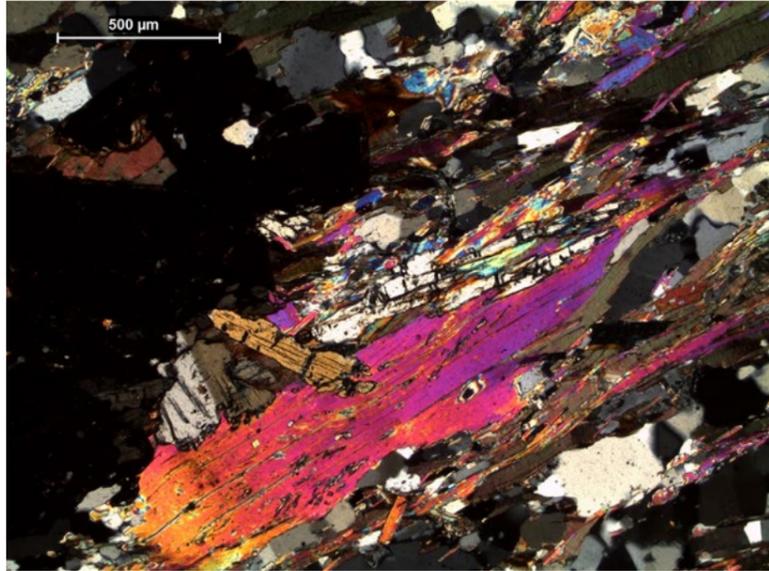
## GNEIS BIOTÍTICO-GRANATÍFERO CON CIANITA

KYANITE-BEARING GARNET-BIOTITE GNEISS

**Figuras 199-200-201.** Porfiroblastos de granate (relieve alto, color rosa pálido, isótropo en NX) y cianita (incolora, relieve alto, clivaje en dos direcciones a 90° y color de interferencia amarillo pálido), en matriz granolepidoblástica compuesta por abundante moscovita, biotita, cuarzo y minerales opacos accesorios. La presencia de cianita indica metamorfismo de grado relativamente alto (N// y NX).

*Loma de las Chacras, Sierra de La Huerta.*





**Figuras 202-203.** Detalle de un porfiroblasto de granate con "trenes" de inclusiones de cuarzo y grafito dispuestas con un patrón sigmoidal (en forma de S), principalmente continuo con la foliación de la matriz. Esta última consiste en moscovita, biotita, cuarzo y plagioclasa. Se observan algunos cristales de cianita de relieve alto y clivaje neto en dos direcciones (N// y NX).

*Loma de las Chacras, Sierra de La Huerta.*

**Figura 204.** Paragneis biotítico-granatífero-sillimanítico. Las bandas melanocráticas son ricas en biotita y porfiroblastos de granate de hasta 10 mm de diámetro. Las bandas leucocráticas, de grano medio, están formadas por cuarzo y plagioclasa y también son granatíferas.

*Quebrada El Retamo, Sierra de Valle Fértil (30°20'21.90" S - 67° 46'10.60" O).*



**Figura 205.** Paragneis biotítico-granatífero. Los porfiroblastos de granate de tamaño centimétrico, exhiben diversos grados de reabsorción y están rodeados por halos de plagioclasa ± cuarzo cuya presencia se puede atribuir a diferentes procesos que se mencionan en el epígrafe de la figura 9. Longitud de la pila usada como escala 4,8 cm.

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



## GNEIS BIOTÍTICO-GRANATÍFERO-SILLIMANÍTICO

### SILLIMANITE-GARNET-BIOTITE GNEISS

Los gneises biotítico-granatífero-sillimaníticos y las migmatitas derivadas de ellos, son litologías ampliamente difundidas en el basamento cristalino de las sierras de Valle Fértil, La Huerta y Las Imanas. Forman parte del denominado Complejo Valle Fértil (Cuerda et al. 1984). La presencia de sillimanita es diagnóstica del grado alto de metamorfismo.



**Figura 206.** Paragneis migmatítico con biotita-granate-sillimanita. Segregaciones leucocráticas irregulares de grano grueso rodean porfiroblastos de granate con evidencia de reabsorción. Los granates, que pueden alcanzar hasta 10 cm de diámetro, son significativamente más grandes que los de la matriz circundante.

*Sierra de las Imanas*  
(31°29'43.26" S - 67°20'51.08" O).

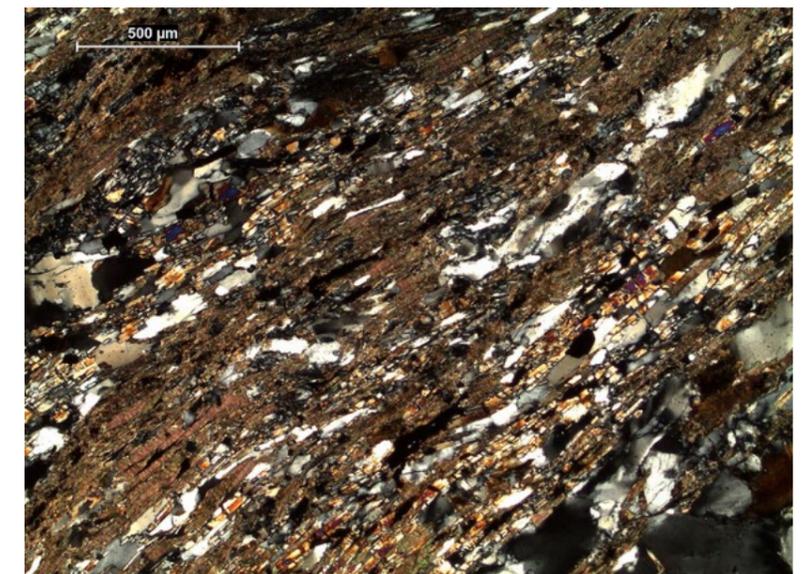
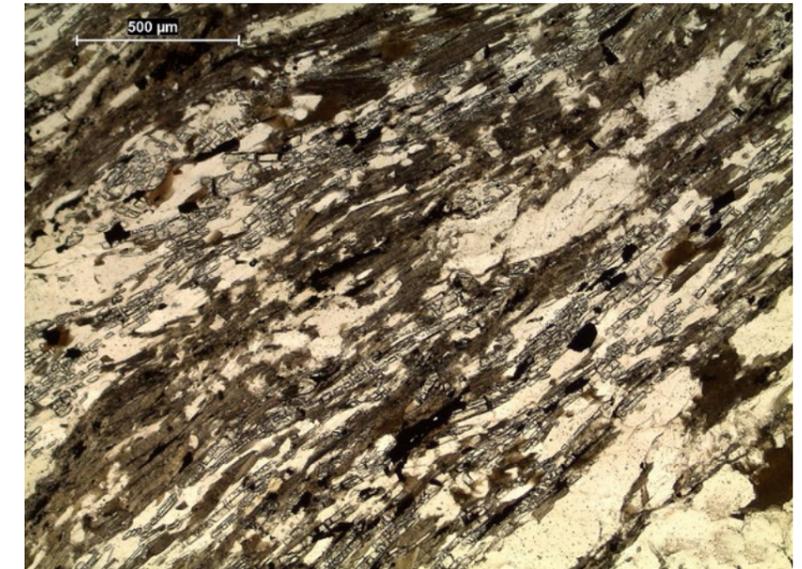


**Figura 207.** Paragneis migmatítico con biotita-granate +/- sillimanita. Las bandas de color rosado y grano grueso compuestas por feldespato potásico y cuarzo, corresponden a venas pegmatoides concordantes con la foliación del paragneis, que se encuentran plegadas y fuertemente deformadas de manera conjunta.

*Sierra de las Imanas*  
(31°29'44.48" S - 67°20'54.42" O).

**Figuras 208-209.** Paragneis biotítico-granatífero-sillimanítico en el que alternan niveles ricos en biotita y sillimanita (cristales prismáticos incoloros con relieve moderadamente alto y fractura transversal) y niveles ricos en cuarzo. No se observa granate en esta sección. La elongación de los minerales determina la marcada foliación de la roca (N// y NX).

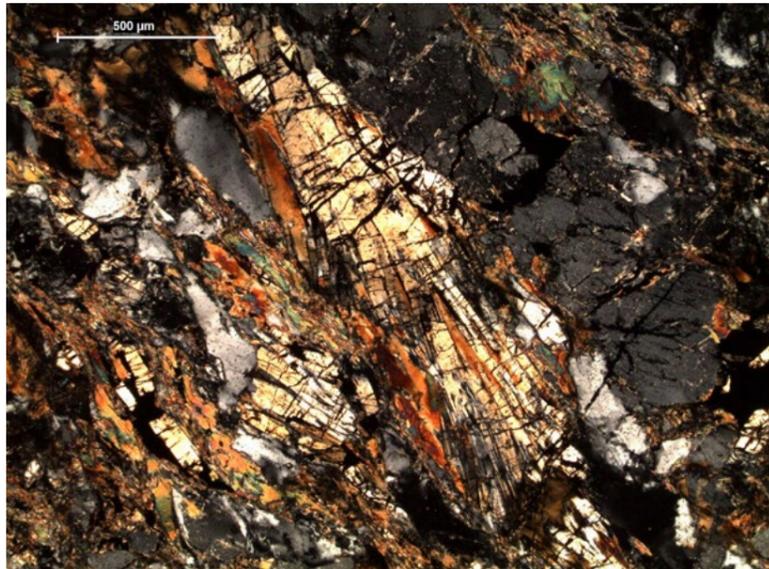
*Quebrada Jaboncillo, Sierra de Valle Fértil.*





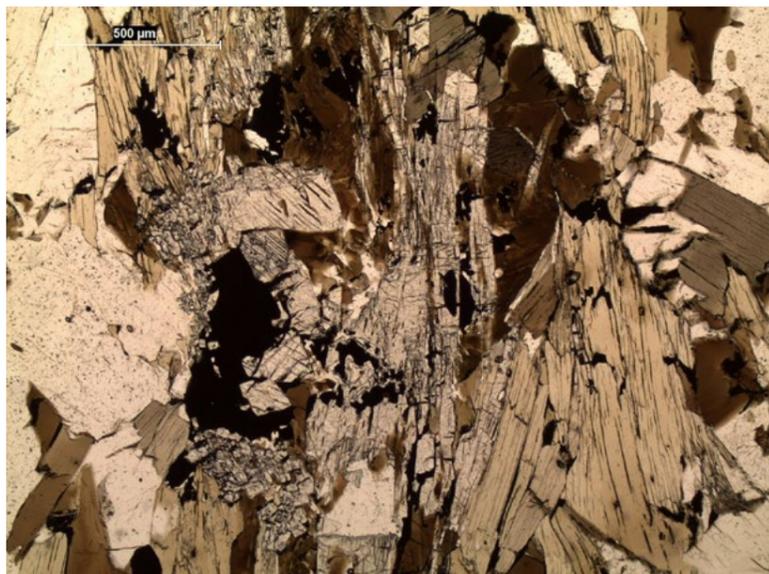
**Figuras 210-211.** Cristales prismáticos de sillimanita intercrecida con biotita, en paragneis biotítico-granatífero-sillimanítico. Los minerales incoloros son cuarzo (izquierda) y plagioclasa (derecha). Como accesorio hay ilmenita (N// y NX).

*Quebrada del Río San Juan, Sierra de Valle Fértil.*



**Figura 212.** Cristales aciculares y secciones basales de sillimanita en forma de diamante o casi cuadradas y clivaje neto en una dirección, y biotita parda oscura con inclusiones de circón con halos radiactivos, en paragneis biotítico-granatífero-sillimanítico. Los minerales félsicos son cuarzo y plagioclasa (incoloros) y como accesorios hay opacos. No aparece granate en esta sección (N//).

*Quebrada del Río San Juan, Sierra de Valle Fértil.*



## MIGMATITA

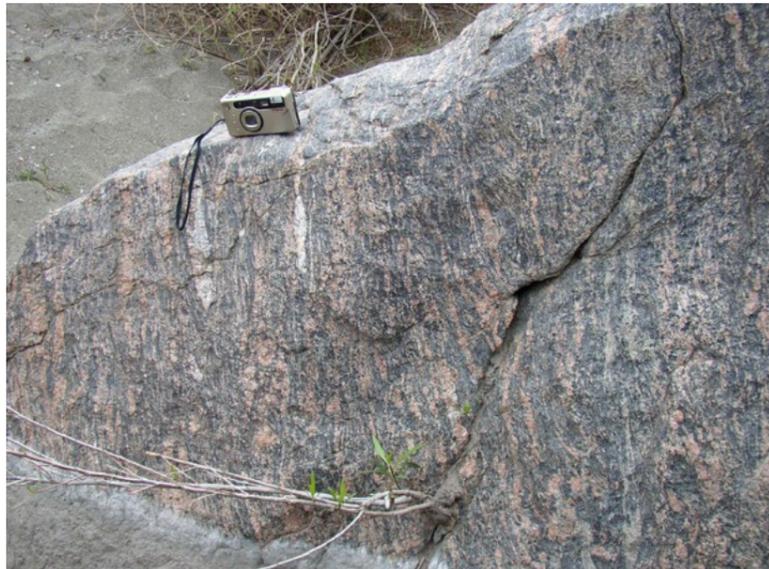
### MIGMATITE

La migmatita (o roca de mezcla) es una roca silicatada, heterogénea a escala meso a megascópica, que se asemeja a los gneises con bandas oscuras y claras de diseño a veces muy complejo. La parte oscura (máfica) tiene características típicamente metamórficas y la parte clara (félsica) es de aspecto ígneo plutónico. Es producto de anatexis, que es el proceso de fusión parcial de rocas metamórficas de grado alto y muy alto en condiciones hidratadas. Representa la culminación del metamorfismo de rocas pelíticas y la transición entre las rocas metamórficas e ígneas. Las texturas anatéticas siempre muestran interacción entre los fundidos y las fases minerales sólidas, así como transporte y segregación de fundido entre los límites de granos. Algunos términos utilizados para describir las migmatitas se hallan definidos en el glosario incluido en este atlas.



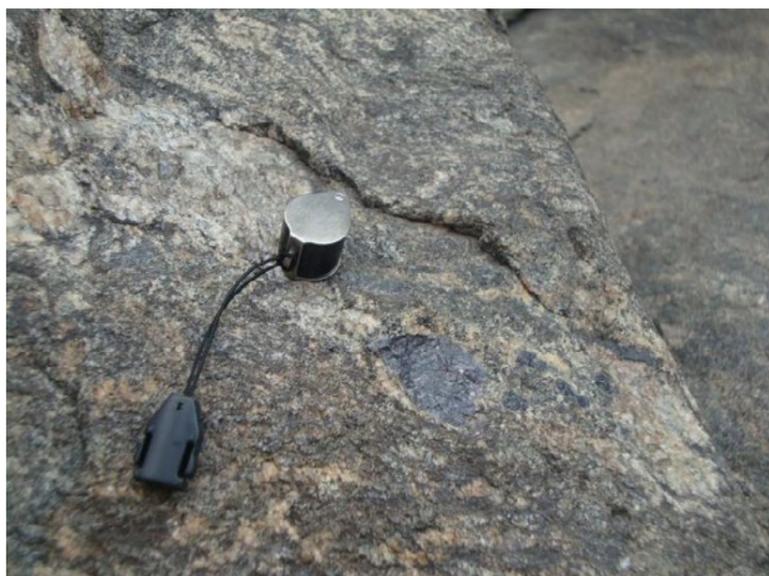
**Figura 213.** Migmatita con estructura estromatítica evidenciada por la sucesión de capas paralelas, algo discontinuas, de leucosoma (material de color rosa claro) y mesosoma (bandas de color gris). Largo del lápiz usado como escala 13,5 cm.

*Quebrada del Río San Juan,  
Sierra de Valle Fértil  
(30°42'54.0" S- 67°34'59.9" O).*



**Figura 214.** Migmatita (metatexita) con estructura estromatítica típica que se manifiesta en el bandeo composicional donde alternan mesosomas y leucosomas graníticos de poco espesor.

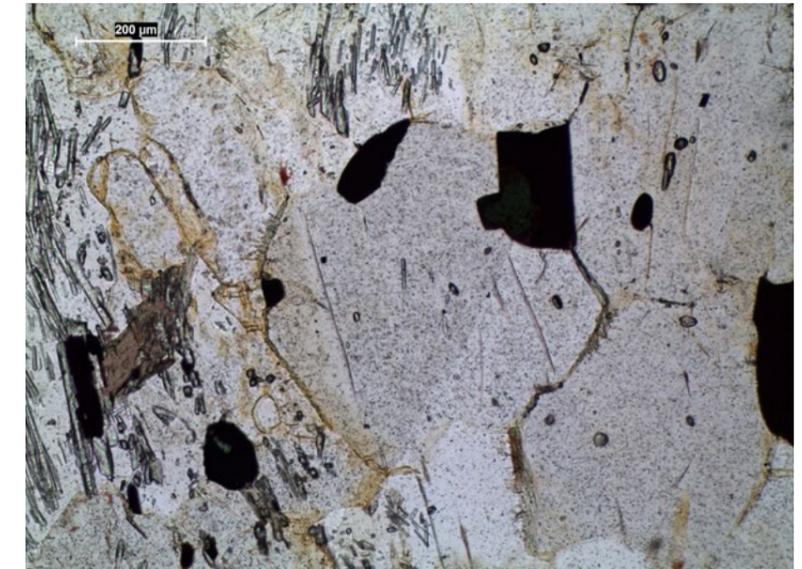
*Quebrada El Retamo, Sierra de Valle Fértil  
(30° 19'28.70" S – 67° 44'20.40" W).*



**Figura 215.** Detalle de la fotografía anterior donde se observan nódulos de cordierita azul violácea en la metatexita.

**Figuras 216-217.** Mesosoma de migmatita compuesto por cristales de cordierita (relieve y birrefringencia bajos, macla simple) con inclusiones de cirión (granos ovoides de relieve muy alto) y fibrolita (cristales aciculares finos, incoloros, relieve alto). Los bordes de los cristales tienen tonalidad parda amarillenta por alteración a pinnita. Otros minerales observables son biotita, espinelo verde oscuro y magnetita (N// y NX).

*Quebrada El Retamo, Sierra de Valle Fértil.*



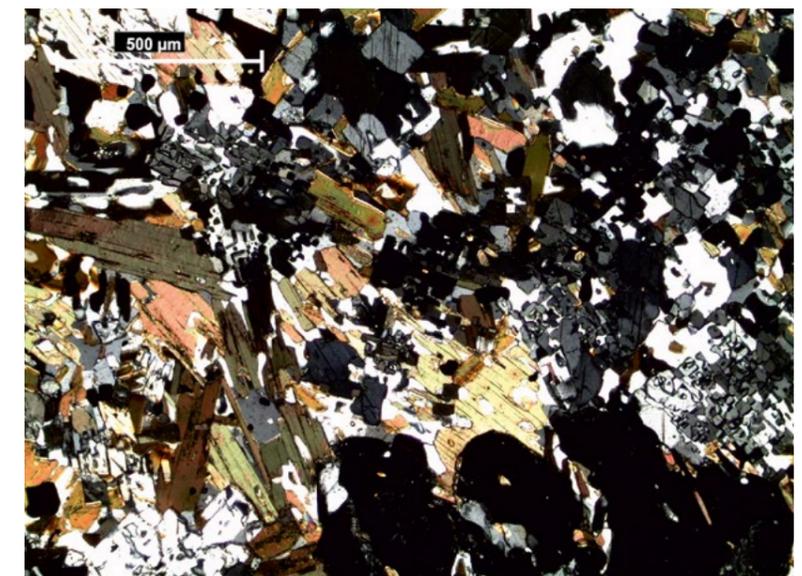
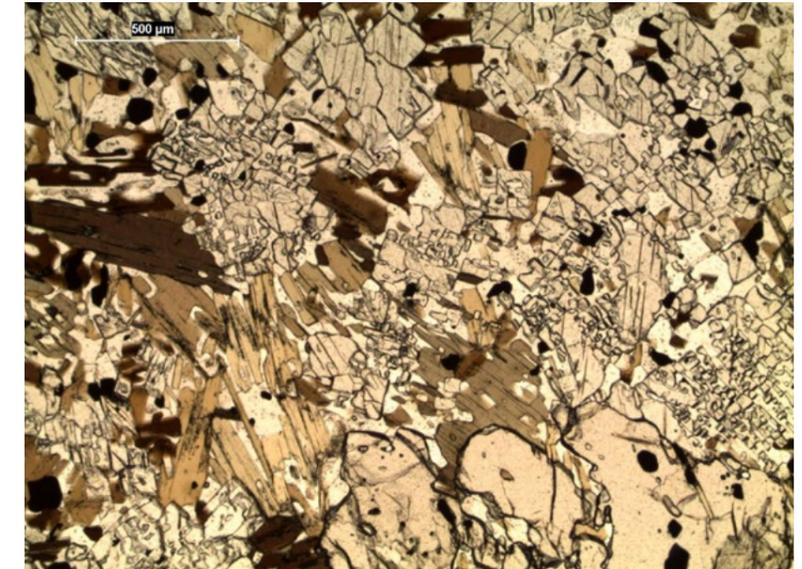


**Figura 218.** Migmatita con estructura mixta flebítica-estromatítica. El paleosoma está irregularmente atravesado por venas de neosoma que le dan la apariencia del sistema venoso del cuerpo humano (estructura flebítica) y, por sectores, se disponen subparalelas (estructura estromatítica).

*Quebrada Los Chanchos, Sierra de La Huerta (31°8'16.07" S - 67°19'7.39" O).*

**Figuras 219-220.** Detalle del paleosoma restítico de la migmatita de la figura 218 compuesto por granate (color rosado, isótropo en NX) y sillimanita (cristales con forma de diamante y clivaje neto en una dirección) intercrecida simplectíticamente con biotita y cuarzo. Abundantes minerales opacos accesorios (N// y NX).

*Quebrada Los Chanchos, Sierra de La Huerta.*



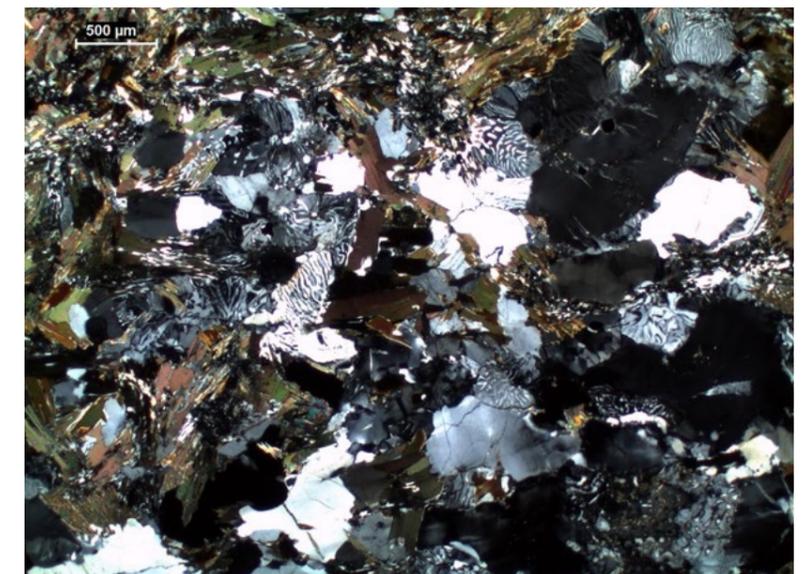
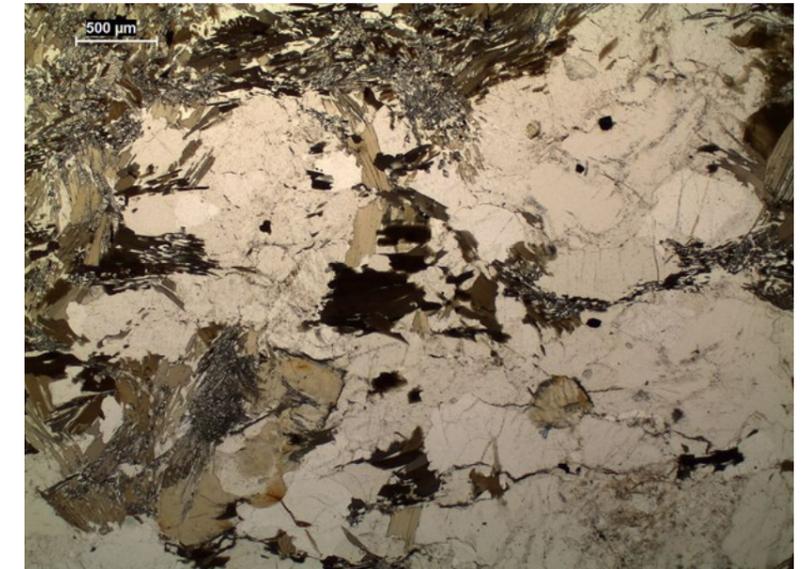


**Figura 221.** Los leucosomas granítico-pegmatíticos de color rosa claro, producto de fusión parcial, son discontinuos y están plegados con los planos axiales aproximadamente paralelos a la foliación migmatítica.

*Quebrada El Retamo, Sierra de Valle Fértil (30°19'40.70" S - 67°44'12.20" O).*

**Figuras 222-223.** Feldespato potásico micropertítico (incoloro, turbio) y cuarzo (incoloro, límpido) conforman el leucosoma con textura granoblástica de esta migmatita. Con NX se destacan abundantes "colonias" de mirmequitas que reemplazan al feldespato potásico. El mesosoma está compuesto por sillimanita-cordierita-granate-biotita. El granate no aparece en esta imagen y la biotita está intercrecida con y parcialmente reemplazada por sillimanita fibrolítica (abajo izquierda) (N// y NX).

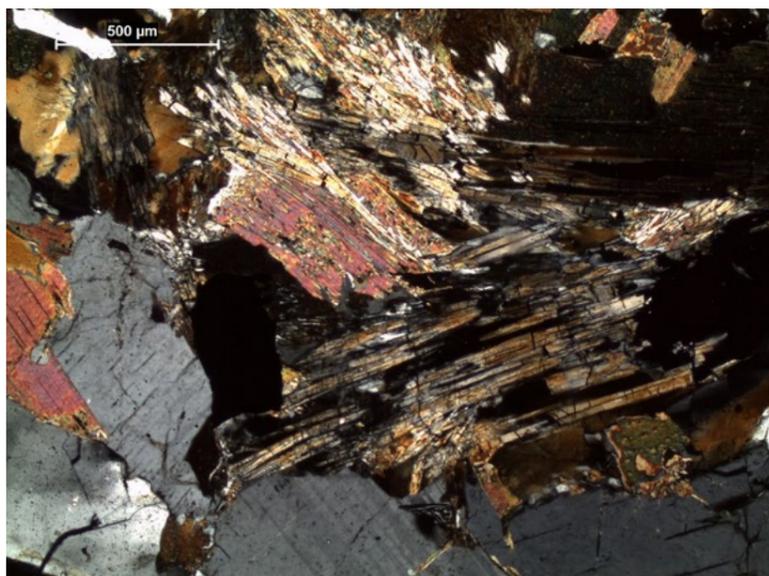
*Quebrada Jaboncillo, Sierra de Valle Fértil.*





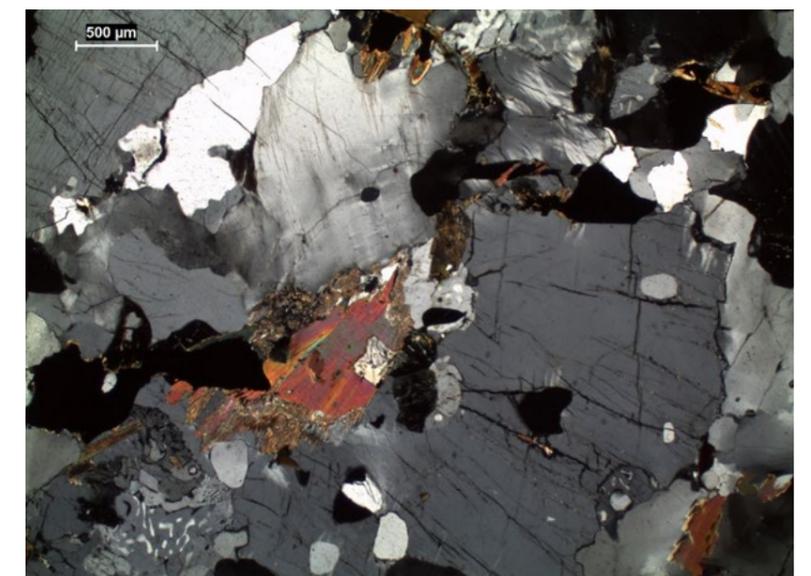
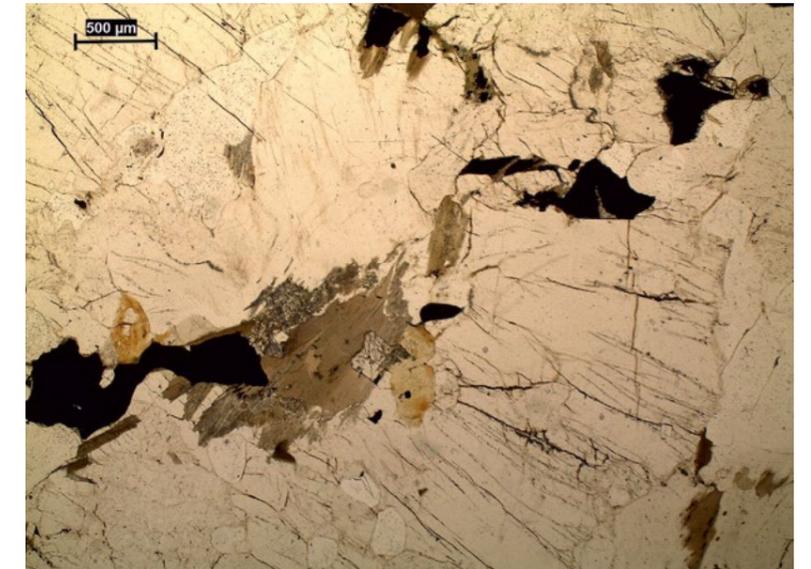
**Figuras 224-225.** Detalle del intercrecimiento de biotita con inclusiones de circón (extremo superior izquierdo) y sillimanita (cristales prismáticos alargados, incoloros, relieve alto). El filosilicato exhibe reemplazo incipiente por fibrolita a partir de sus bordes. Los minerales incoloros son cuarzo y plagioclasa (N// y NX).

*Quebrada El Retamo, Sierra de Valle Fértil.*



**Figuras 226-227.** Leucosoma compuesto por cuarzo, feldespato potásico micropertítico con lamelas flameantes de albita y mirmequita (extremo inferior izquierdo). Como parte del mesosoma se encuentran biotita intercrecida con sillimanita, cordierita poiquiloblástica con inclusiones de cuarzo y alteración incipiente a pinnita a través de venillas, y espinelo verde oscuro e ilmenita como minerales accesorios (N// y NX).

*Quebrada El Retamo, Sierra de Valle Fértil.*



## PROTOLITO CARBONÁTICO

### CARBONATE PROTOLITH

Las rocas metamórficas carbonáticas son derivadas de rocas sedimentarias como calizas y dolomías ricas en carbonatos de Ca-Mg. Además de carbonatos, suelen contener otros minerales que resultan de la reacción de los carbonatos con minerales silíceos detríticos que estaban como impurezas en el protolito. En el metamorfismo de grado bajo se reconocen por la abundancia de calcita y dolomita. Con el aumento del grado metamórfico, los carbonatos son reemplazados por flogopita, clorita, talco, tremolita y brucita. En grados aún más altos, aparecen minerales anhidros como diópsido, forsterita, wollastonita, escapolita, periclasa, grosularia y plagioclasa cálcica.

El mármol es una roca metamórfica de grano fino a grueso. Es resultado de la recristalización de rocas carbonáticas de cualquier tipo. Los mármoles que provienen de sedimentos carbonáticos puros, libres de  $\text{SiO}_2$ , contienen + 95 % de minerales carbonatados, los mármoles impuros o silicatados pueden contener entre 5-50 % de silicatos (p. ej. tremolita, diópsido, olivino). El color varía desde blanco, gris, rosa, azulino a verde. Normalmente no presenta foliación debido a la ausencia o escasez de minerales planares. Su estructura es variada, aunque dominan las variedades macizas y bandeadas y su textura es típicamente granoblástica. Los mármoles bandeados se utilizan a menudo como piedra decorativa, los mármoles de mejor calidad usados para tallar estatuas carecen de bandas.

Los mármoles de las Sierras Pampeanas de San Juan son objeto de explotación como roca ornamental y/o para la producción de cal.

## MÁRMOL DE BAJO GRADO

### LOW-GRADE MARBLE



**Figura 228.** Vista al SE de los afloramientos de la Formación Caliza Angacos (Ramos y Vujovich 2000), en el flanco occidental de la Sierra Pie de Palo, desde la Quebrada del Gato hacia el sur. La Formación Caliza Angacos está integrada por es-

quistos calcáreos y mármoles calcáreo-dolomíticos de bajo grado. La base de la secuencia no está expuesta pero en este sector se han medido espesores de hasta 30 m.



**Figura 229.** Bocamina de la mina de mármol "San Ceferino".

*Puntilla Blanca, Sierra Pie de Palo  
(31°33'37.4" S - 68°17'36.6" O).*



**Figura 230.** Cantera de mármol "La Lux" (La Luz), actualmente abandonada, conocida también como "Cueva del Quemado".

*Se ubica entre las quebradas del Gato al norte y La Petaca al sur, Sierra Pie de Palo  
(31° 26'47.1" S - 68° 11'51.3" O).*



**Figura 231.** Mármol bandeado de grano fino de la cantera "La Lux", Sierra Pie de Palo.

**Figuras 232-233-234.** Fotomicrografías general (N// y NX) y de detalle (N//) de mármol de bajo grado con textura granoblástica compuesto casi exclusivamente por calcita. El bandeo, que también se refleja a nivel macroscópico, responde a la alternancia de capas de carbonato recristalizado de distinta granulometría.

*Quebrada de Bustos, Sierra Pie de Palo.*



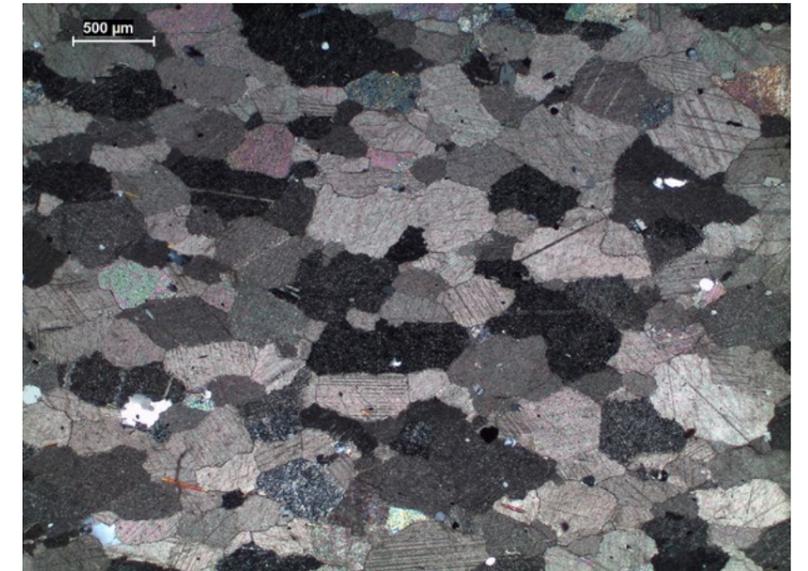


**Figuras 235-236.** Petroglifos labrados en mármol gris bandeado de la Formación Caliza Angacos. Los mismos recrean figuras antropomórficas y escenas de la vida cotidiana de las comunidades indígenas que habitaron la zona, como el arreo de llamas.

*Lagar Grande, Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo (31° 26'33.1" S-68° 11'42.83" O).*

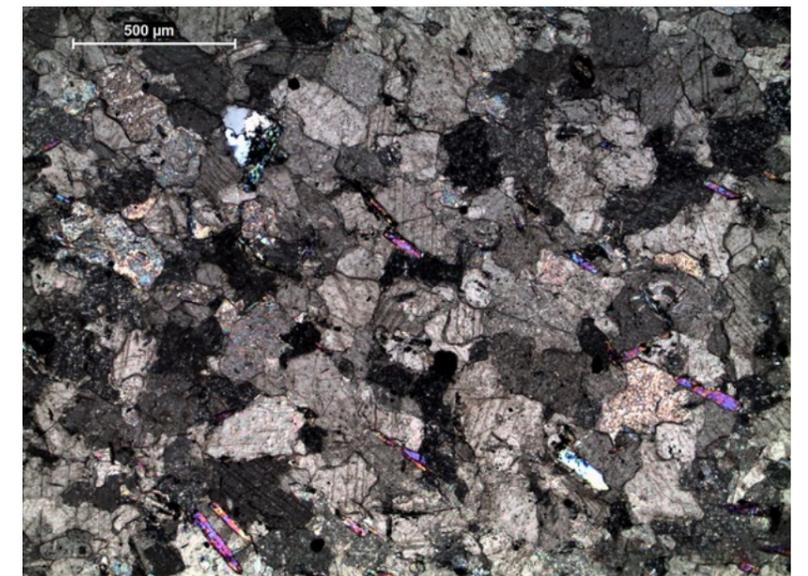
**Figuras 237-238.** Mármol de bajo grado. Mosaico de cristales equidimensionales de calcita con textura granoblástica, con escasos granos y mosaicuillos de cuarzo (incoloro en N//), folias de moscovita (colores de interferencia altos en NX) y minerales opacos. Los cristales de carbonato se insinúan algo elongados (N// y NX).

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 239.** Mármol de bajo grado con textura granoblástica integrado por cristales de calcita recristalizada con contactos suturales, escasos mosaicuillos de cuarzo y laminillas aisladas de moscovita bien orientadas (birrefringencia alta y colores de interferencia muy vivos de 2° orden) (NX).

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*



## ESQUISTO CALCÁREO

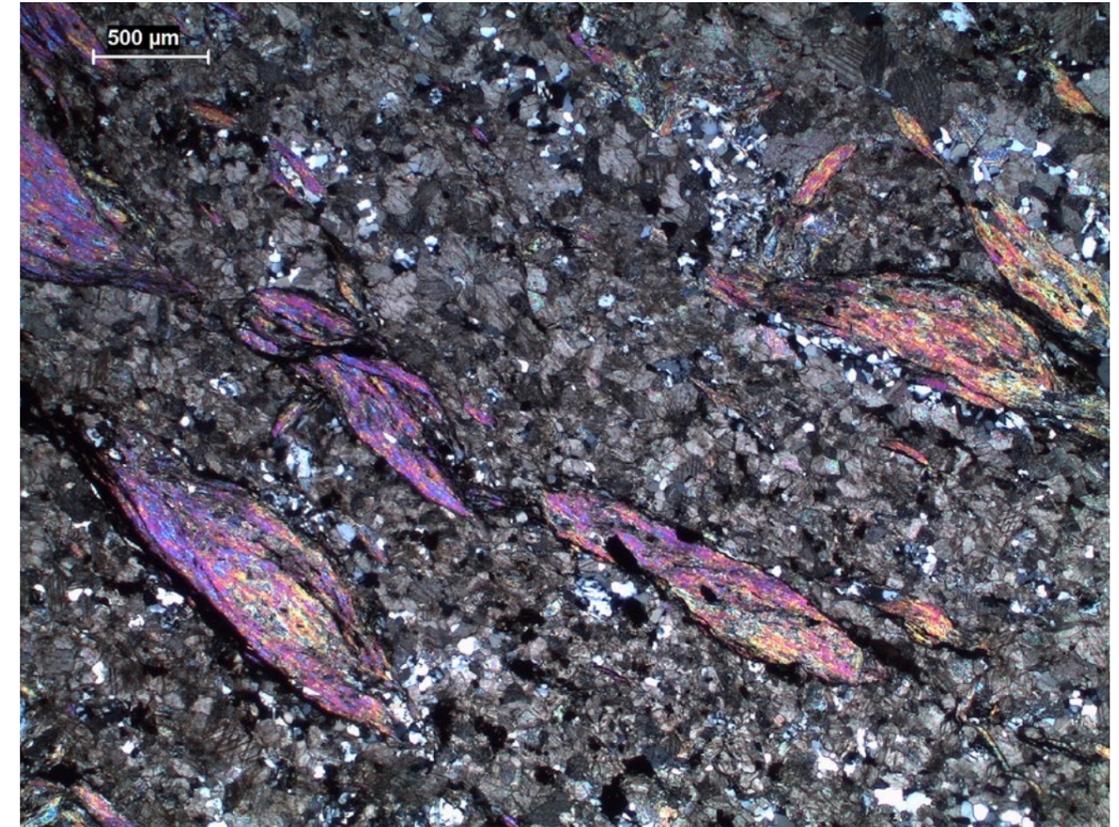
### CALCAREOUS SCHIST

Existe toda la gradación posible entre mármol y esquisto calcáreo. Cuando el mármol posee una cantidad considerable de mica, puede desarrollar foliación dando lugar a filitas y esquistos calcáreos. La esquistosidad puede incrementarse si los granos de calcita adquieren formas aplanadas o elongadas por deformación.



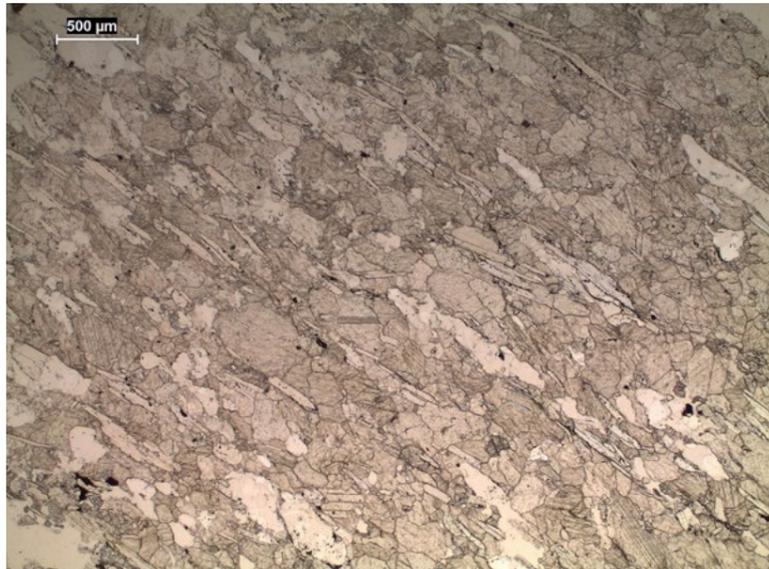
**Figura 240.** Afloramiento de esquistos calcáreos afectados por plegamiento.

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*  
(31° 31' 46.46" S – 68° 15' 5.98" O).



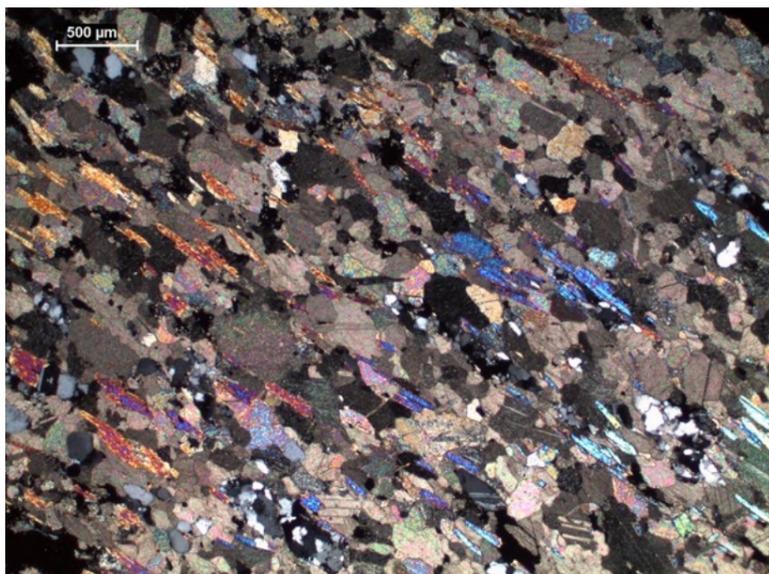
**Figura 241.** Milonita de esquisto calcáreo. La calcita de grano fino es acompañada por pequeños granos de cuarzo y peces de moscovita de mayor tamaño, cuya asimetría indica sentido de movimiento sinistral (NX).

*Quebrada de Bustos, Sierra Pie de Palo.*



**Figuras 242-243.** Granos de calcita elongados y folias de moscovita bien orientadas, definen la foliación (esquistosidad) que caracteriza a este esquistó calcáreo (N// y NX).

*Quebrada Pozo del Indio, Sierra Pie de Palo.*



## MÁRMOL DE ALTO GRADO HIGH-GRADE MARBLE

Los cuerpos de mármoles aparecen intercalados concordantemente en los paragneises biotítico-granatíferos. Constituyen bancos cuyos espesores varían entre 2 y 20 m, que resaltan por el color blanco con tinte rosáceo y amarillento y el grano medio a grueso. Los afloramientos más importantes se ubican en el extremo sur de la Sierra de La Huerta, principalmente en las quebradas Blanca, San Pedro y Yanzi.



**Figura 244.** Bancos de mármol de grado alto de metamorfismo intercalados en gneis biotítico-granatífero.

*Sector de la escombrera de la mina de oro "Caledonia", Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta (31°23'8.33" S – 67° 20'20.93" O).*



**Figura 245.** Detalle de la fotografía anterior donde se observan *boudins* de gneis englobados por el mármol.

**Figuras 246-247.** Explotación de mármol de alto grado en la cantera "Ariston" y bloques de mármol blanco de la misma cantera.

*Sierra de Valle Fértil*  
(30° 46'57.61" S – 67°31'5.77" O).

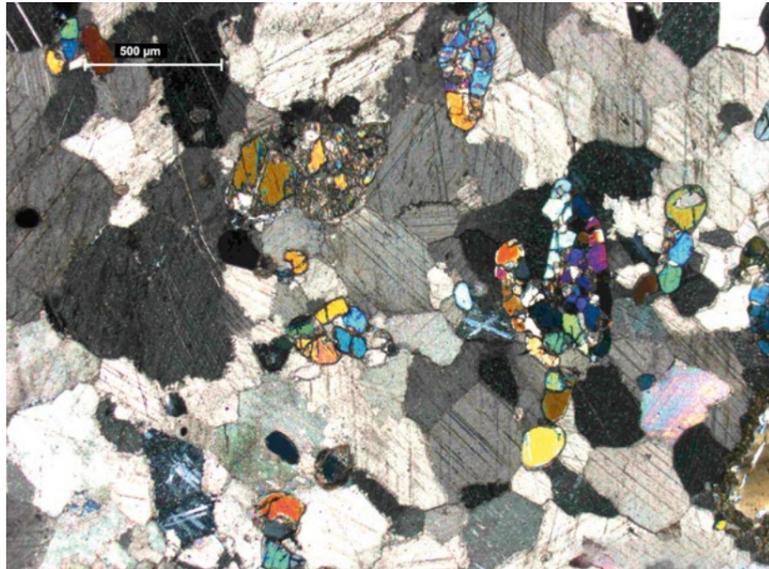


**Figura 248.** Muestra de mármol con impurezas dispuestas en bandas de tonalidad verdosa y bordes difusos. Los minerales de color verde oliva corresponden mayoritariamente a forsterita y en menor proporción a diópsido, el resto es calcita. Diámetro de la moneda usada como escala 2 cm.

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*

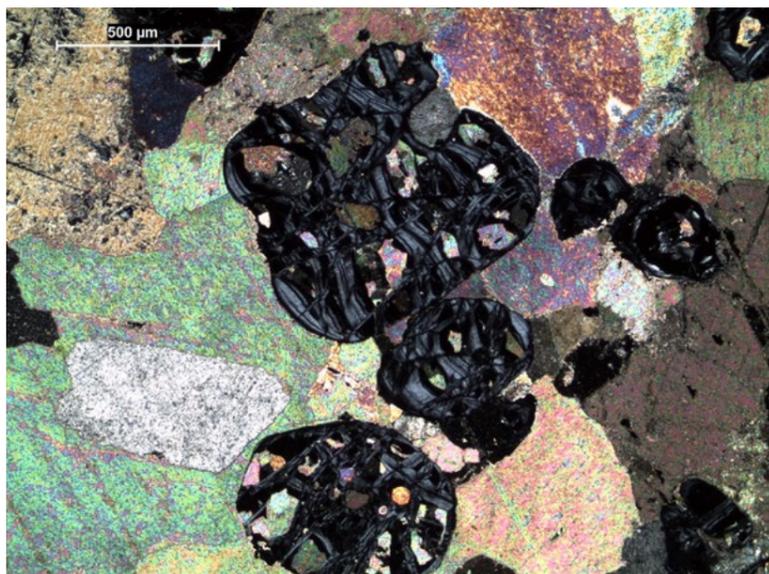


**MÁRMOL FORSTERÍTICO**  
FORSTERITE MARBLE



**Figura 249.** Granos redondeados de olivino (relieve alto, fracturas irregulares, birrefringencia muy alta), inmersos en un mosaico granoblástico poligonal de calcita de grano grueso con maclas polisintéticas (NX).

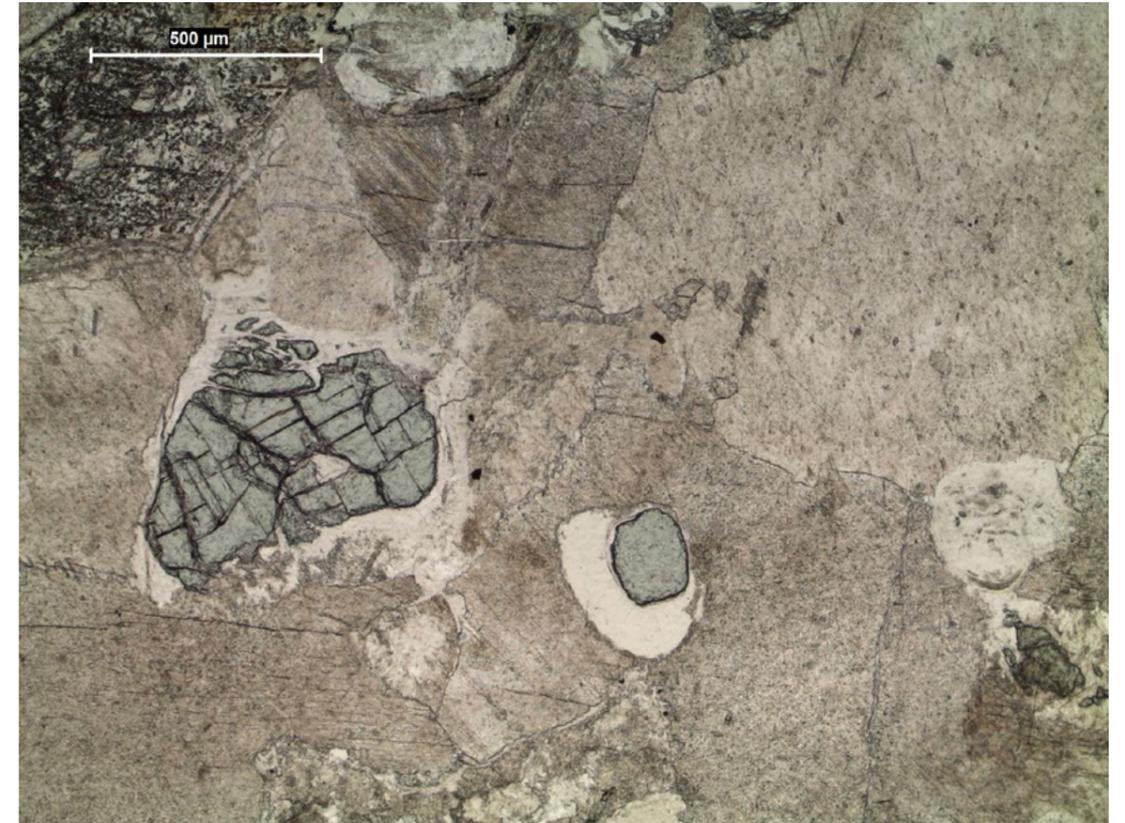
*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



**Figura 250.** Cristales de olivino con reemplazo pseudomórfico total por minerales serpentínicos a lo largo de microfracturas, en una matriz granoblástica de calcita de grano grueso con colores de interferencia muy altos (NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*

**MÁRMOL CON PERICLASA**  
PERICLASE MARBLE

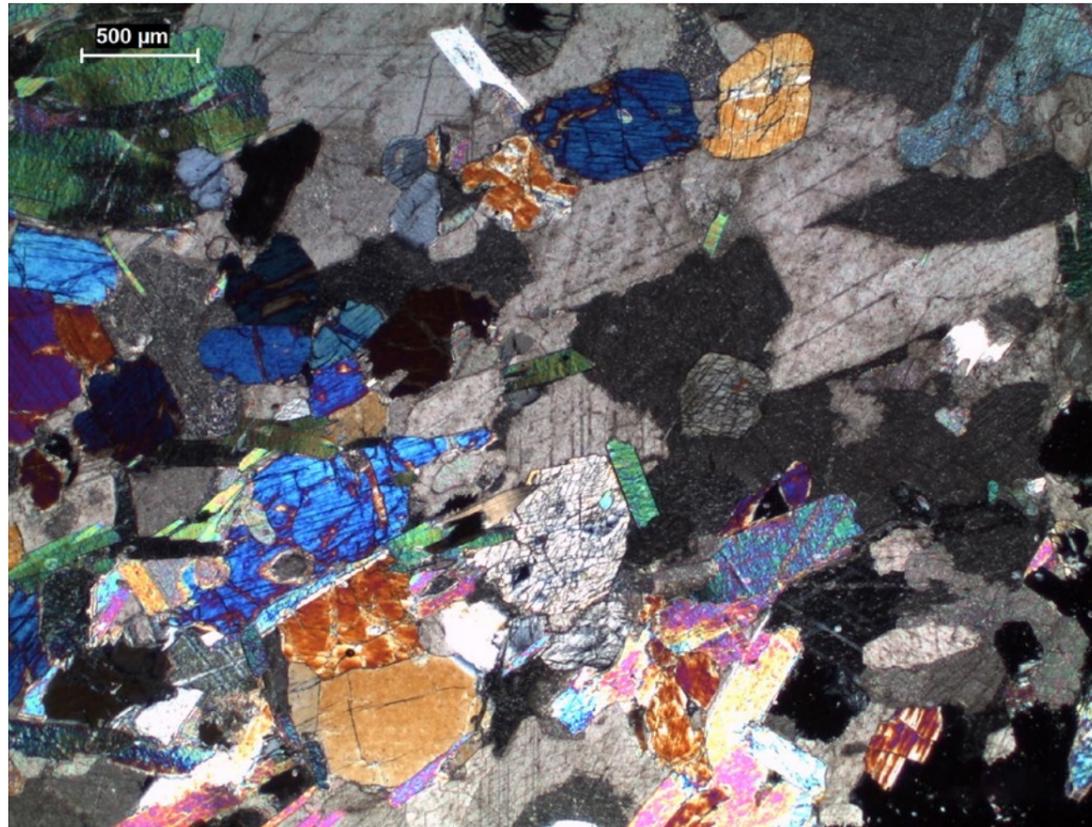


**Figura 251.** Cristales anhedrales de periclase (relieve alto, color verde pálido, clivaje ortogonal), con alteración a brucita dispuesta como halos a partir de sus bordes, en mármol de alto grado de metaformismo (N//).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*

## MÁRMOL DIOPSÍDICO CON FLOGOPITA

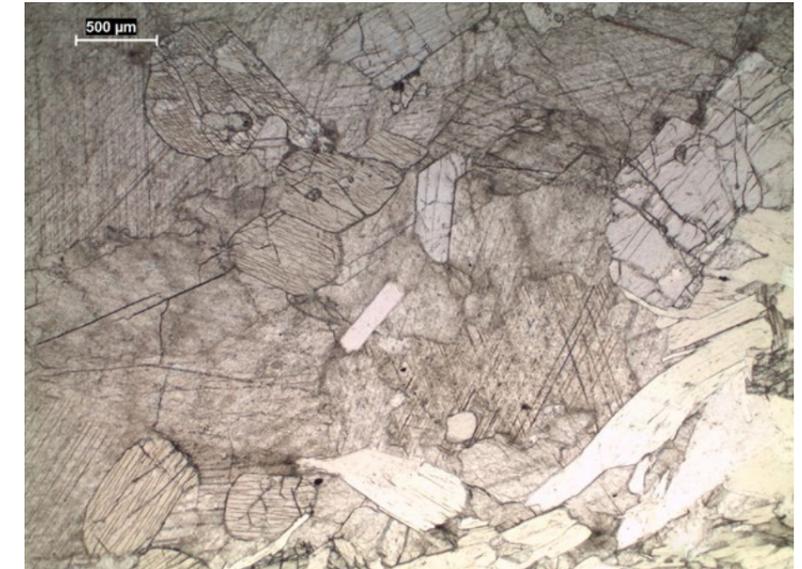
PHLOGOPITE-BEARING DIOPSIDE MARBLE



**Figuras 252-253-254.** Mármol compuesto por un mosaico granoblástico poligonal de calcita de grano grueso con maclas finas y colores de interferencia extremadamente altos. También hay diópsido (relieve alto, clivaje en una dirección y color de interferencia azul de 2° orden en NX), tremolita

(clivaje en dos direcciones que se cortan a 55°-56°) y folias de flogopita flexuradas (casi incolora en N// y con colores de interferencia muy llamativos en NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



## ROCAS CALCOSILICATADAS

### CALC-SILICATE ROCKS

Las rocas calcosilicatadas son comunes en terrenos metamórficos de alto grado. Están compuestas por carbonatos (< 50 %) junto con una gran variedad de silicatos cálcicos (p. ej. epidoto, zoisita, vesuvianita, escapolita, granate-Ca, wollastonita, diópsido, anfíbol-Ca, plagioclasa-Ca, apatito y titanita). Pueden originarse, como sucede en las sierras de Valle Fértil y La Huerta, por reacciones de intercambio químico o metasomatismo en los contactos entre mármoles y otras litologías como anfíbolitas o gneises. Allí se producen cambios mineralógicos y texturales a pequeña escala, con aporte de Ca por parte de la roca carbonática y de Si y Al por parte de la anfíbolita/gneis. El resultado son bandas de distinta coloración y espesores milimétricos a centimétricos, donde alternan capas de anfíbolita/gneis y mármol con proporciones variables de los calcosilicatos neoformados. Como no existe un nombre específico para estas rocas mixtas o yuxtapuestas de diferentes tipos petrográficos, estas asociaciones complejas se denominan bandas de reacción metasomáticas.



**Figura 255.** Boudins de anfíbolita en mármol de alto grado con desarrollo de bandas de reacción metasomática entre ambas litologías.

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta*  
(31° 23' 2.62" S - 67° 20' 19.56" O).

**Figuras 256-257-258.** Detalle de los afloramientos de mármol de alto grado con boudins de anfíbolitas y bordes de reacción en el contacto entre las dos litologías.

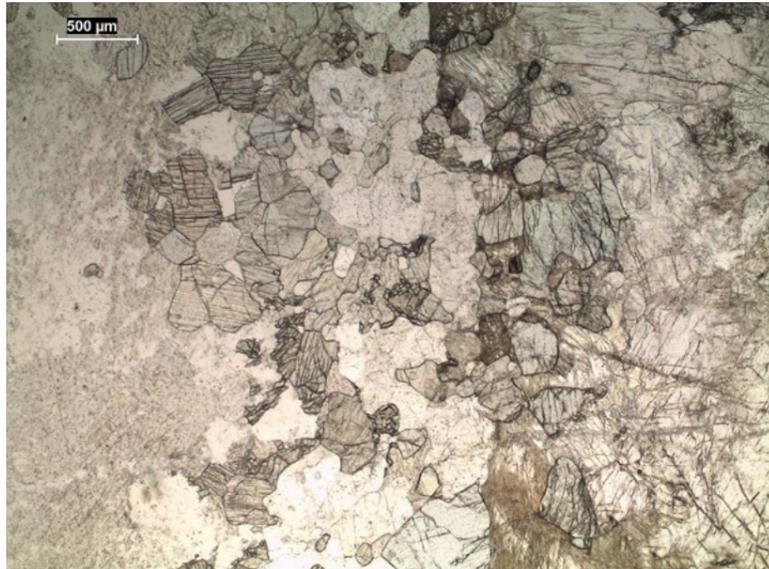
*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*





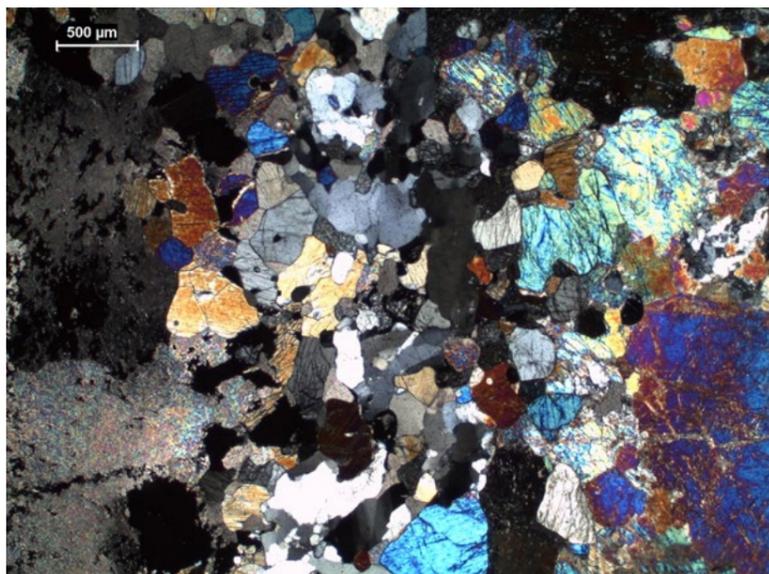
**Figura 259.** Muestra de mano de las bandas de reacción originadas por la difusión de diferentes componentes a través del límite entre anfibolita y mármol. Diámetro de la moneda usada como escala 1,5 cm.

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



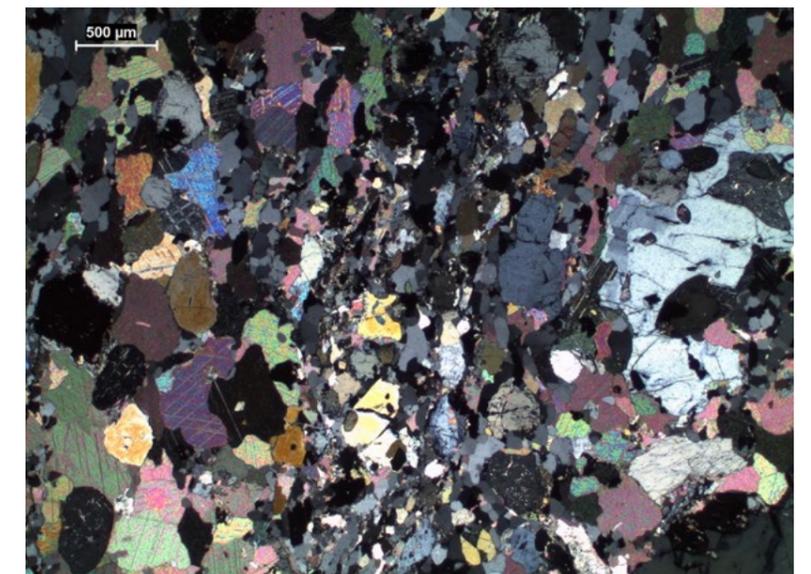
**Figuras 260-261.** Interfaces minerales ricas en minerales calcosilicados resultantes de la reacción metasomática entre mármol (izquierda) y anfibolita. La banda central está compuesta por cuarzo (incoloro en N//, birrefringencia muy baja y colores de interferencia blancos y grises de 1º orden en NX), diópsido (color verde pálido, relieve alto y clivaje neto en una dirección) y pequeños granos rómbicos de titanita (relieve alto, color pardo oscuro). La banda de la derecha consiste en escapolita (incolora, relieve bajo y birrefringencia alta con colores brillantes de 2º orden) con incipiente alteración a lo largo de los planos de clivaje (N// y NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



**Figuras 262-263.** Borde de reacción con cuarzo y calcita asociados a zoisita-clinozoisita (granos anhedrales de mayor relieve con colores de interferencia gris, azulino y amarillo). También se observan cristales de diópsido de relieve alto y tonalidad verdosa y pequeños granos de titanita de color pardo oscuro y relieve muy alto (N// y NX).

*Quebrada Los Molles, Sierra de La Huerta.*



## 1.3.2 Rocas Metamórficas con Protolitos Ígneos

### Metamorphic Rocks from Igneous Protoliths

En esta sección se incluyen las rocas cuyos protolitos son de naturaleza ígnea (plutónica, volcánica o piroclástica). En muchos casos, el metamorfismo ha obliterado o transformado completamente las características mineralógicas y texturales de la roca original.

En otros casos, los efectos metamórficos son relativamente débiles y facilitan reconocer las litologías primarias. A estas últimas se las identifica con el nombre de la roca ígnea y el prefijo 'meta' y se las incluye al final de la sección.

### PROTOLITO CUARZO-FELDESPÁTICO *QUARTZO-FELDSPATHIC PROTOLITH*

---

Este grupo abarca esquistos y gneises cuyos protolitos son rocas ígneas félsicas plutónicas (p. ej. granitos) o volcánicas (p. ej. riolitas), con altos contenidos de Si, Na, K y Al y cuyos componentes son esencialmente cuarzo y feldespatos. Las correspondientes rocas metamórficas también contienen abundancia de estos minerales que son estables en un amplio rango de temperatura y presión, acompañados sólo por cantidades menores de minerales aluminosos. El metamorfismo regional de grado alto de rocas cuarzo-feldespáticas produce gneises que contienen feldespato, cuarzo, biotita y posiblemente hornblenda. Cuando la roca está intensamente metamorfozada, es difícil distinguir si proviene de rocas sedimentarias siliciclásticas a su vez derivadas de rocas ígneas intermedias a ácidas (p. ej. arcosas), que también están compuestas en su mayoría por cuarzo, con algo de feldespato.

## ESQUISTO CUARZO-FELDESPÁTICO

### QUARTZO-FELDSPATHIC SCHIST



**Figura 264.** Milonita de esquistos cuarzo-feldespático que ha experimentado deformación y recristalización, pero preserva la composición global de un posible protolito ígneo félsico. Los porfiroclastos corresponden a feldespato potásico con maclas enrejado y a plagioclasa con maclas polisintéticas

de albita. La matriz está compuesta por cuarzo micropoligonal recristalizado, feldespatos de menor tamaño con contornos ameboidales, moscovita y aislados granos de clinozoisita (relieve alto, color de interferencia azul anómalo) (NX).

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*

## GNEIS DE OJOS (ORTOGNEIS)

### AUGEN GNEISS (ORTHO GNEISS)

Los ortogneises “de ojos” son rocas foliadas, en ocasiones bandeadas, de grano medio a grueso, recristalizadas en gran medida y cuya composición mineral es similar a la composición del granito. Contienen granos de gran tamaño con formas ovoidales o lenticulares (“ojos”), normalmente de feldespato, rodeados de material de grano más fino que se deforma alrededor de los mismos, más resistentes, para producir esta textura característica. El cuarzo, el feldespato potásico y la plagioclasa que componen la mayoría de los granitos y rocas ígneas intermedias son estables en todos los grados de metamorfismo. Por lo tanto, el metamorfismo de estas rocas generalmente no conduce a cambios mineralógicos significativos.



**Figura 265.** Gneis de ojos (ortogneis granítico) con “ojos” de feldespatos alineados en el sentido de la foliación suavemente buzante.

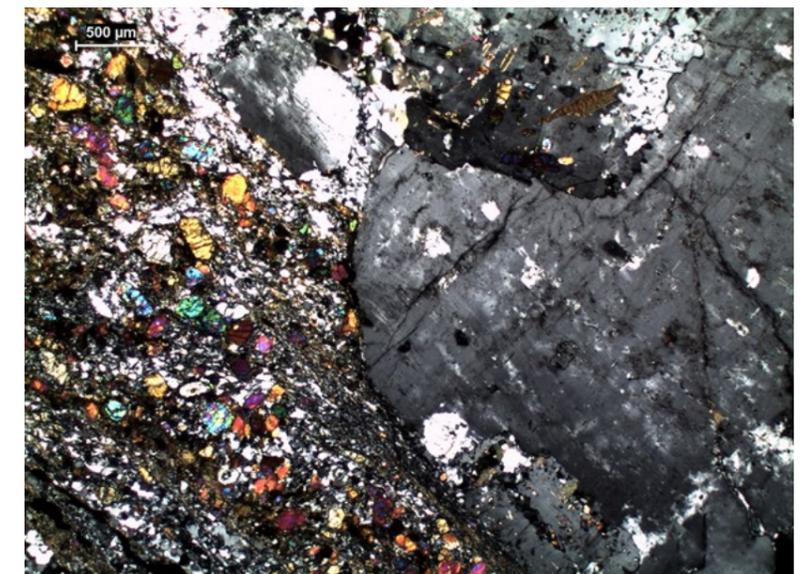
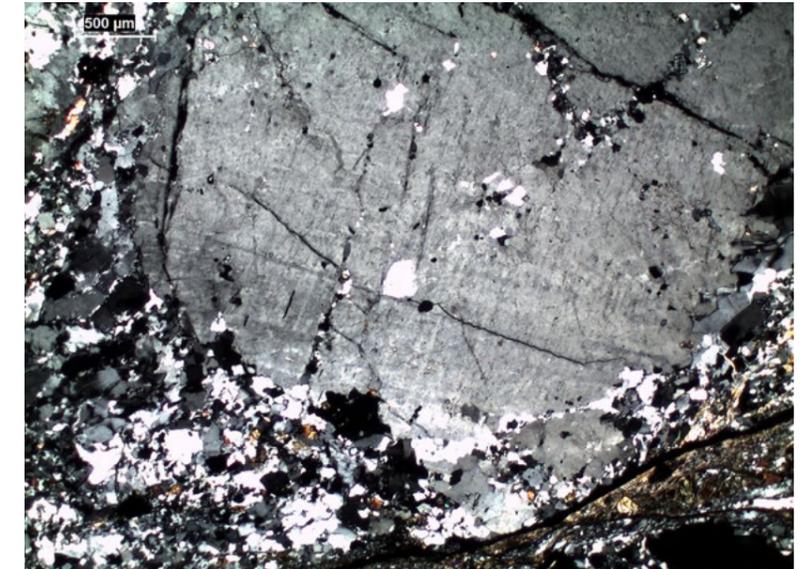
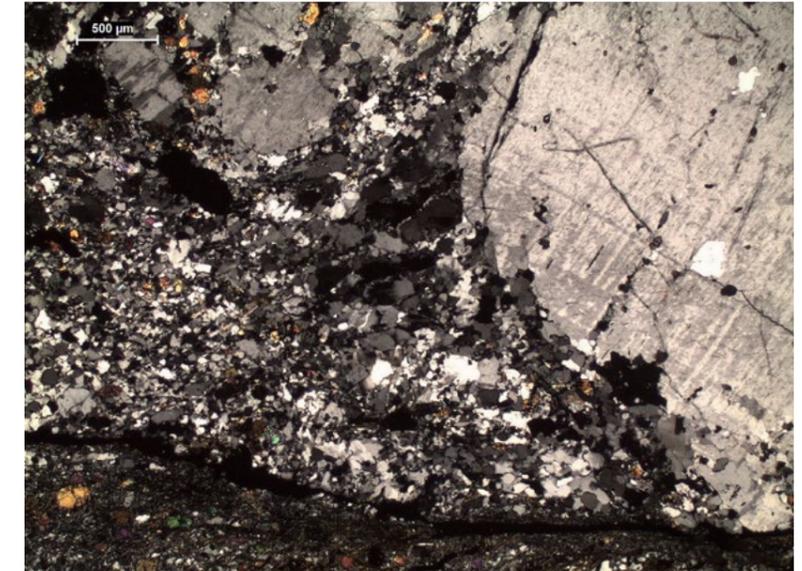
*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo (31°31'29.6" S - 68°15'09.3" O).*



**Figura 266.** Detalle de la fotografía anterior. Los feldspatos, que derivan de los fenocristales ígneos originales, constituyen "ojos" mayormente orientados en el sentido de la foliación alrededor de los cuales se deflecta la matriz cuarzo-micácea recrystallizada dúctilmente. En la parte superior de la imagen se aprecia un megacristal euhedral de  $\approx 5,7$  cm de largo. Diámetro del anillo usado como escala 1,8 cm.

**Figuras 267-268-269.** Gneis de ojos milonitizado con porfiroclastos (megacristales) de feldespato alcalino parcialmente visibles en la imagen. El feldespato es en parte microclino con maclas en enrejado difusas y en parte micropertita, dispuestos en una matriz de grano fino de cuarzo recrystallizado y folias orientadas de biotita. En la última fotomicrografía aparece abundante epidoto (colores de interferencia muy altos y llamativos), producto de retrogradación (NX).

*Quebrada Pozo del Indio, Sierra Pie de Palo.*



## PROTOLITO MÁFICO

### MAFIC PROTOLITH

Los protolitos ígneos máficos son principalmente rocas efusivas e intrusivas máficas a intermedias como basaltos y gabros, andesitas y dioritas. Estas rocas y sus resultantes metamórficas son ricas en Mg y Fe en relación con la sílice y tienen gran cantidad de minerales ferromagnesianos como biotita, clorita y hornblenda, y minerales cálcicos como plagioclasa y epidoto. Durante el metamorfismo regional, los protolitos máficos de los cuales el basalto es el más común, pueden convertirse en esquistos verdes, anfibolitas o granulitas máficas, dependiendo del incremento en el grado metamórfico.

## ESQUISTOS VERDES

### GREENSCHISTS

Nombre genérico para rocas esquistosas de grano fino a medio y color verde por la presencia de minerales como clorita, anfíboles cálcicos (serie tremolita-actinolita) y epidoto, con o sin albita, cuarzo y calcita. Son un producto típico del metamorfismo regional de grado bajo de rocas ígneas máficas e intermedias aunque, al igual que las restantes rocas de esta sección, también pueden derivar de grauwacas máficas inmaduras.



**Figura 270.** Afloramiento de esquistos verdes (clorítico-anfibólico)

Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo (31°27'08.3" S - 68°09'24.0" O).



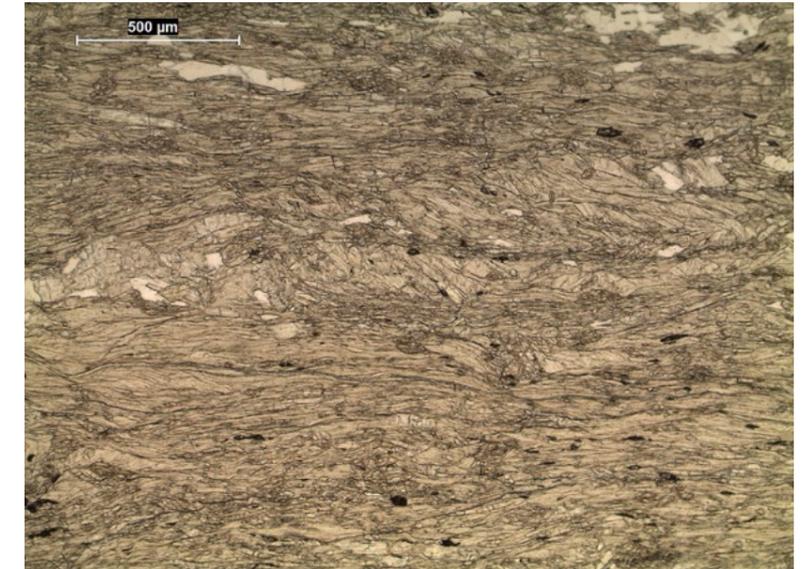
**Figura 271.** Muestra de mano de esquistos verde (tremolítico-clorítico-talcoso). Diámetro de la moneda usada como escala 2 cm. *Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*

## ESQUISTO CLORÍTICO

CHLORITE SCHIST

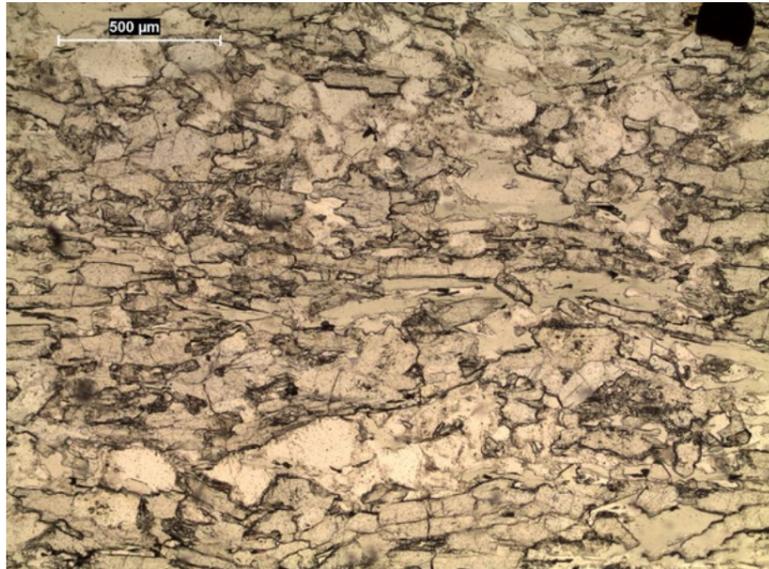
**Figuras 272-273.** Roca compuesta casi exclusivamente por clorita verde pálida (colores de interferencia bajos de primer orden), escaso cuarzo (incolore en N//) y, como minerales accesorios, pequeños granos elongados de titanita (relieve alto) y opacos. Las folias de clorita están bien orientadas y definen la esquistosidad de la roca que está suavemente crenulada (N// y NX).

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*



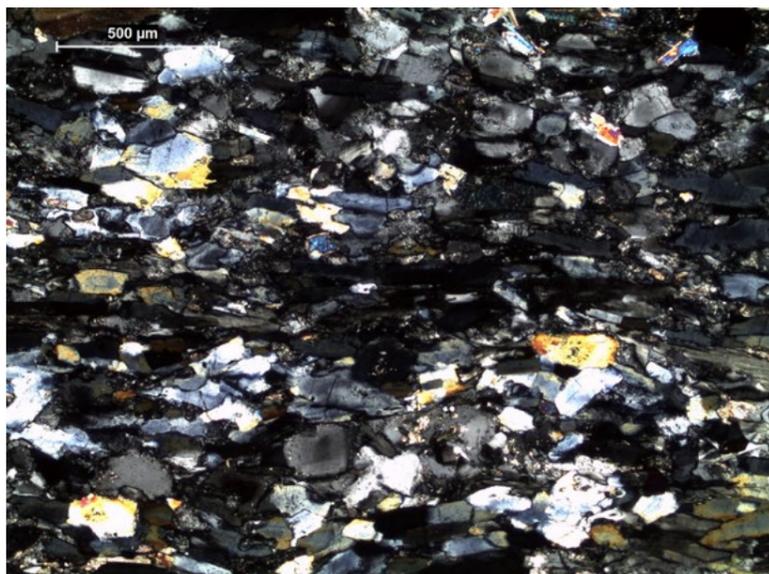
**ESQUISTO CLORÍTICO-EPIDÓTICO**

EPIDOTE-CHLORITE SCHIST

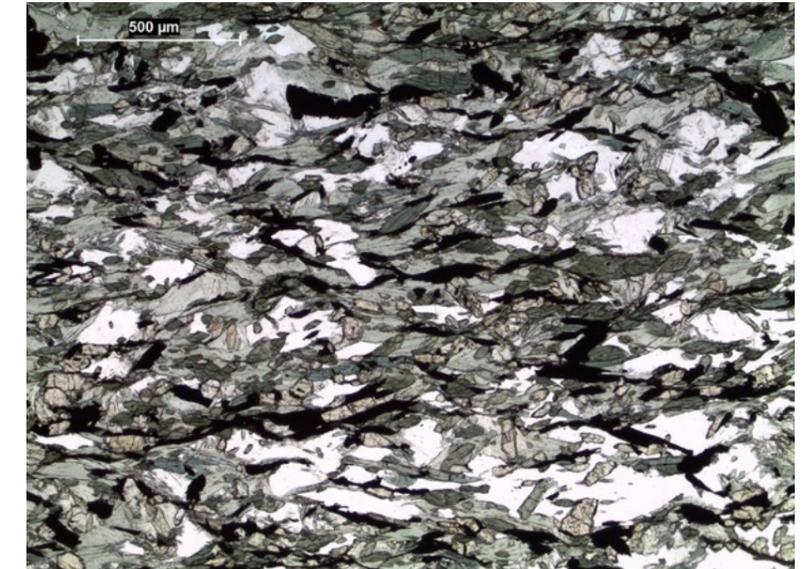


**Figuras 274-275.** Folias de clorita verde pálida alternan con minerales del grupo del epidoto (relieve alto, colores de interferencia anómalos azul y/o amarillo en NX). La disposición paralela de las folias determina el carácter esquistoso de la roca. Hay escaso cuarzo y plagioclasa intersticiales y como accesorio pirita euhedral (extremo superior derecho) (N// y NX).

*Quebrada La Petaca, Sierra Pie de Palo.*

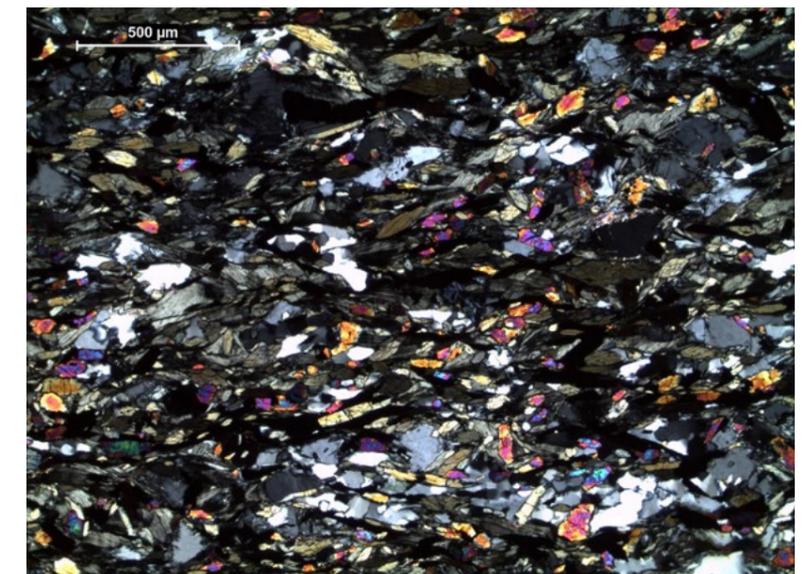
**ESQUISTO CLORÍTICO-ANFIBÓLICO-EPIDÓTICO**

EPIDOTE-AMPHIBOLE-CHLORITE SCHIST



**Figuras 276-277.** El mineral dominante es clorita verde pálida con color de interferencia anómalo (pardo) en NX. Está acompañada por actinolita (color verde oscuro), epidoto (relieve alto y colores de interferencia muy llamativos) y cuarzo (incoloro). Los minerales opacos son abundantes y están elongados en el sentido de la foliación (N// y NX).

*Quebrada Pozo del Indio, Sierra Pie de Palo.*



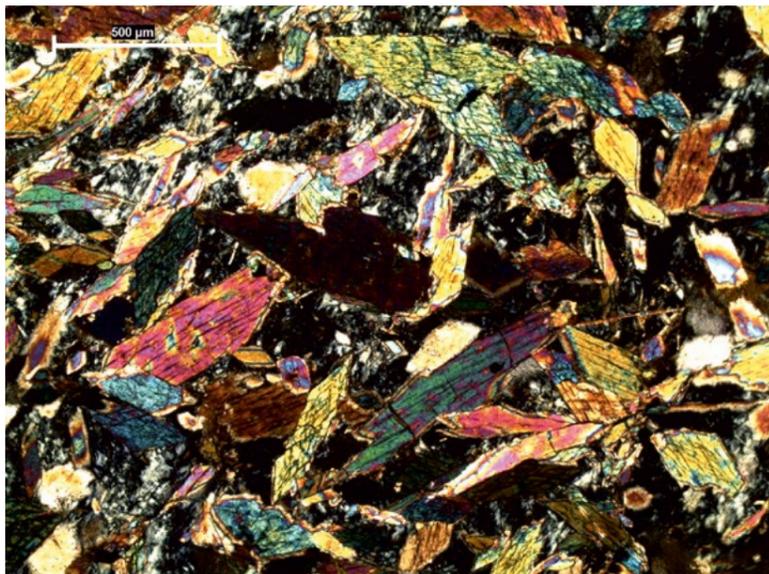
**ESQUISTO ANFIBÓLICO-CLORÍTICO**

CHLORITE-AMPHIBOLE SCHIST



**Figuras 278-279.** Cristales prismáticos y aciculares de anfíbol (serie tremolita-actinolita) con dos sistemas de clivaje finos y regulares a 55°-56° en secciones basales, se disponen con textura decusada en una matriz clorítica de grano fino (birrefringencia baja, color verde pálido). Como accesorios hay minerales opacos (N// y NX).

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*

**ANFIBOLITA**

AMPHIBOLITE

La anfibolita es una roca metamórfica de color verde oscuro, grano fino a medio, pobremente foliada o no foliada, compuesta principalmente por hornblenda (debe constituir el 50 % de los minerales máficos y 30 % del total) y plagioclasa, minerales que combinados forman  $\geq 75$  % de la roca. Otros minerales comunes son biotita, clinopiroxeno, granate, minerales del grupo del epidoto y titanita, por lo general no contiene cuarzo. La anfibolita se forma en condiciones de grado medio a medio-alto de metamorfismo. Esta litología constituye una parte importante del basamento cristalino de la Sierra Pie de Palo, principalmente en el flanco occidental, y es abundante en los cerros Barboza y Valdivia asociada a esquistos anfibólicos, micáceos y grafiticos.



**Figura 280.** Afloramiento de anfibolita.

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo  
(31°27'19.7" S - 68°09'48.2" O).*



**Figura 281.** Anfibolita atravesada por venillas de cuarzo en las proximidades del punto anterior.

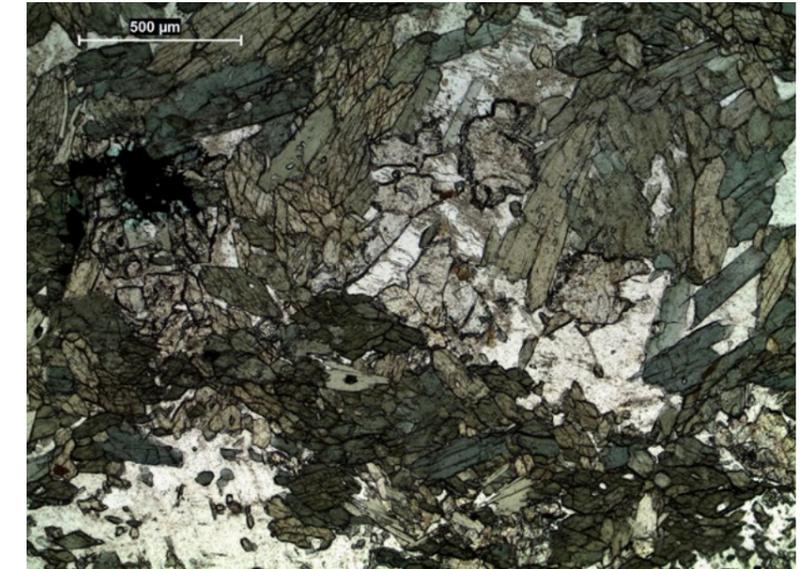
*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo (31°27'09.9" S - 68°09'20.4" O).*

## ANFIBOLITA EPIDÓTICA

EPIDOTE AMPHIBOLITE

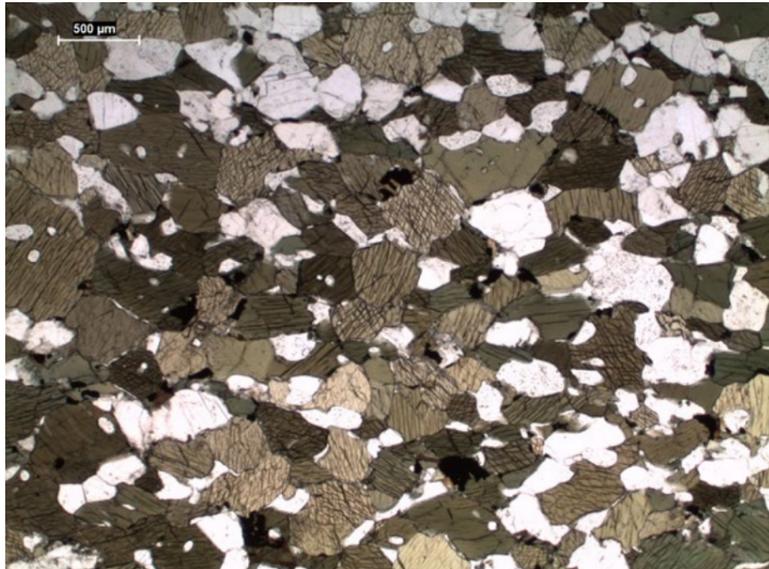
**Figuras 282-283.** Los componentes de esta anfibolita de grado bajo de metamorfismo (facies esquistos verdes), son hornblenda verde azulina, plagioclasa (incolora), epidoto (relieve alto, colores de interferencia anómalos) y granate anhedral (relieve alto, isótropo en NX) (N//y NX).

*Cerro Barboza.*



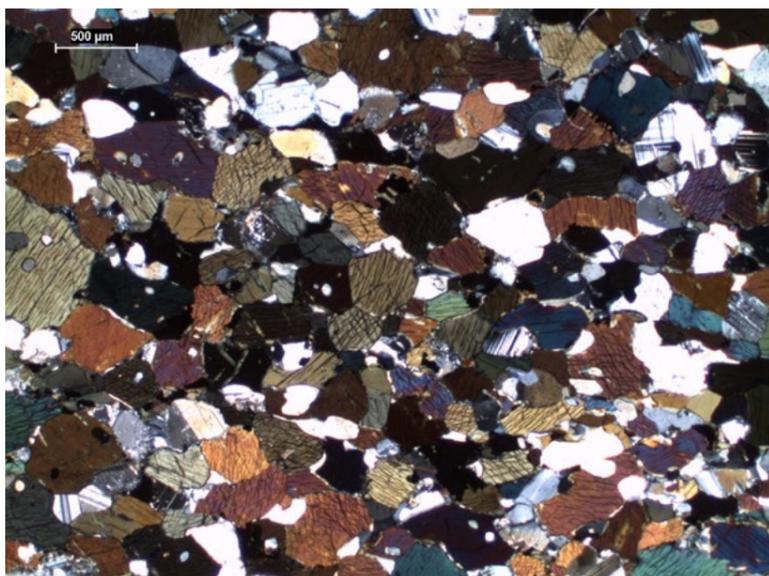
## ANFIBOLITA HORNBLÉNDICA

HORNBLÉNDE AMPHIBOLITE



**Figuras 284.** Anfibolita con textura granoblástica poligonal constituida por hornblenda verde oscura y plagioclasa (incolora), con escasos minerales opacos (N//).

*Quebrada Yanzi, Sierra de La Huerta.*

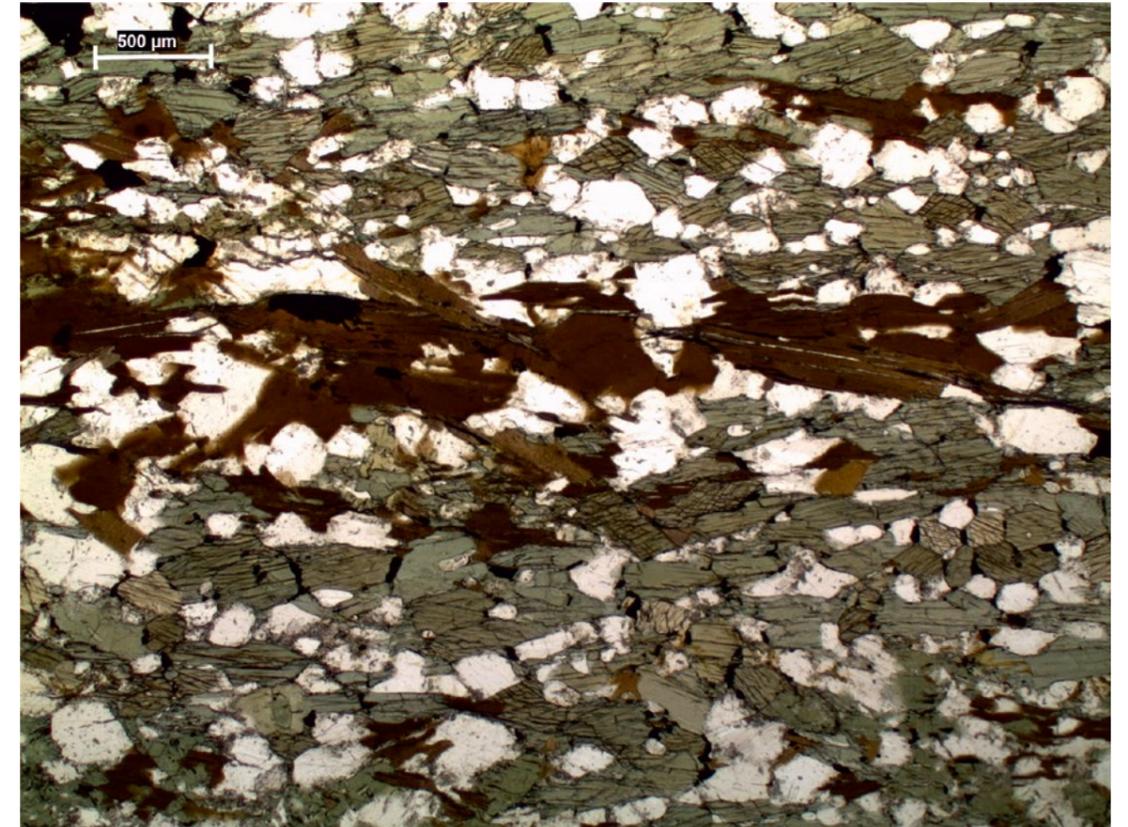


**Figura 285.** Anfibolita compuesta mayoritariamente por hornblenda verde con textura nematoblástica, subordinada plagioclasa (incolora) y aisladas folias de biotita pardo anaranjada. El principal mineral accesorio es titanita en cristales prismáticos pequeños de relieve muy alto y color pardo, alineados en el sentido de la foliación (N//).

*Quebrada Loa, Sierra Pie de Palo.*

## ANFIBOLITA BIOTÍTICA

BIOTITE AMPHIBOLITE



**Figura 286.** La hornblenda se presenta como cristales prismáticos elongados entre los que se intercalan folias de biotita parda. La excelente orientación de ambos minerales con textura nematolepidoblástica, le imprime carácter foliado muy marcado a la roca. El restante componente es plagioclasa (incolora) (N//).

*Sierra de las Imanas.*

**ANFIBOLITA GRANATÍFERA**  
GARNET AMPHIBOLITE



**Figura 287.** Afloramiento de anfibolita granatífera. Se observan numerosos agregados de granates rojizos y débil alineación de los cristales de hornblenda. Venillas de plagioclasa ± cuarzo cortan la roca.

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo  
(31°27'13.3" S - 68°09'31.6" O).*



**Figura 288.** Muestra de mano de anfibolita granatífera. Se destacan los porfiroblastos de granate de color rojo intenso en la matriz oscura compuesta mayoritariamente por hornblenda. Diámetro de la moneda usada como escala 2 cm.

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*

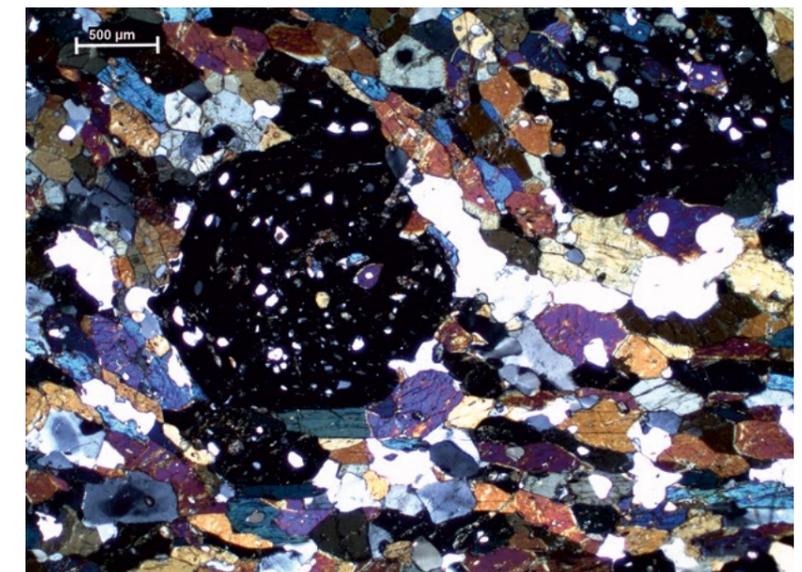
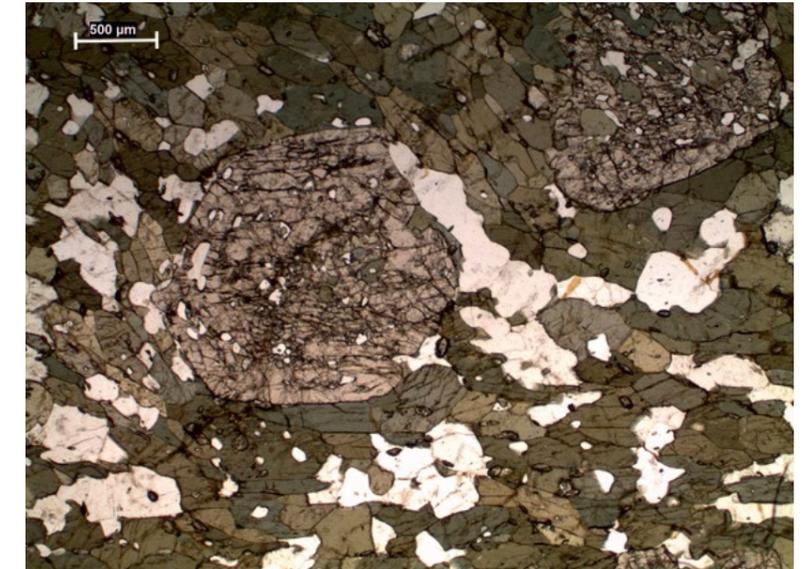
**Figura 289.** La roca consiste casi exclusivamente de hornblenda con escasa plagioclasa intersticial y pequeños cristales euhedrales de granate (incoloros, relieve alto) (N//).

*Quebrada Derecha, Sierra Pie de Palo.*



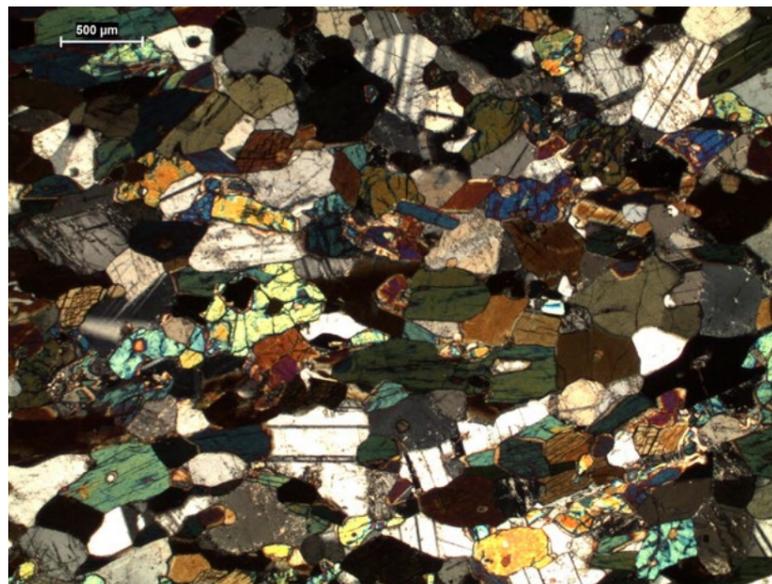
**Figuras 290-291.** Detalle de anfibolita granatífera con porfiroblastos euhedrales de granate ricos en inclusiones de cuarzo, en una matriz de hornblenda, plagioclasa y cuarzo subordinado (N// y NX).

*Quebrada Villarcán, Loma de las Chacras,  
Sierra de la Huerta.*



## ANFIBOLITA PIROXÉNICA

PYROXENE AMPHIBOLITE



**Figuras 292-293.** Roca con textura granonematoblástica compuesta por hornblenda, plagioclasa con maclas polisintéticas levemente sericitizada y diópsido (color verde pálido, relieve alto, colores de interferencia de 2° orden) (N// y NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*

## ORTOGNEIS HORNBLÉNDICO

HORNBLLENDE ORTHOGNEISS



**Figura 294.** Ortogneis hornbléndico de grano medio a grueso, con estructura gnéissica bien definida por la alternancia de bandas máficas ricas en hornblenda y bandas de minerales félsicos. Diámetro del anillo usado como escala 1,8 cm.

*Puesto Agua Brava, Sierra Pie de Palo (31°03'26.04" S - 67°51'39.32").*



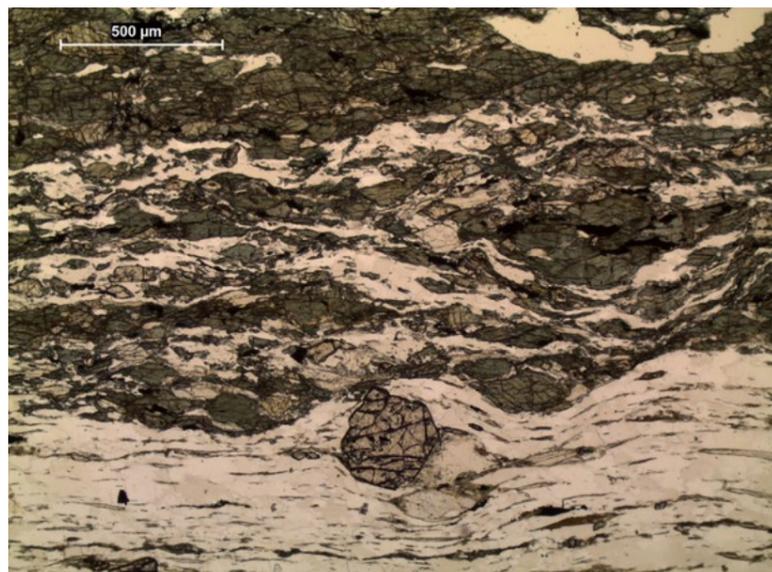
**Figuras 295-296-297.** Imágenes general y de detalle de ortogneis hornbléndico. Se aprecia la alternancia de bandas oscuras compuestas casi exclusivamente por hornblenda y bandas claras ricas en cuarzo con escasas folias de moscovita pisciforme y subordinada plagioclasa. Los minerales accesorios son granate (relieve alto e isótropo en NX) y opacos. La foliación está levemente crenulada (N// y NX).

*Quebrada Derecha, Sierra Pie de Palo.*



**Figuras 298-299.** Granulita máfica con textura granoblástica poligonal y tamaño de grano uniforme. Está compuesta por ortopiroxeno (relieve alto, pleocroísmo débil rosa a verde claro), plagioclasa (con maclas polisintéticas en NX) y minerales opacos (N// y NX).

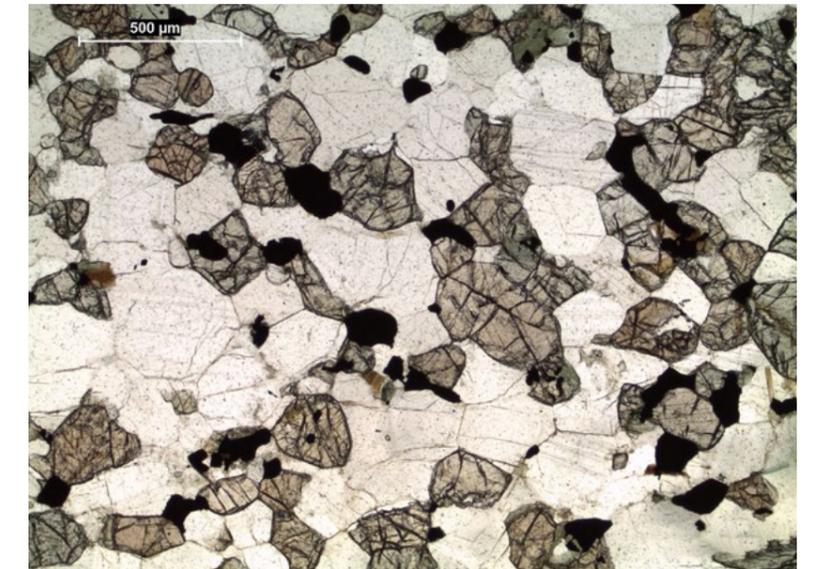
*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



## GRANULITA MÁFICA

### MAFIC GRANULITE

La granulita es una roca no foliada de grado alto de metamorfismo, con una asociación mineral dominada por minerales anhidros. La granulita máfica posee más de 30 % de minerales máficos y representa la facies de mayor temperatura del metamorfismo regional de rocas ígneas máficas. Es característica la presencia de ortopiroxeno y la textura granoblástica en mosaico poligonal equidimensional.



## PROTOLITO ULTRAMÁFICO

### ULTRAMAFIC PROTOLITH

El rango de protolitos ultramáficos es muy amplio ya que se generan de varias maneras diferentes. Abarcan mayormente rocas que forman parte del manto terrestre y, en menor medida, rocas ultramáficas estratificadas producto de procesos ígneos cumuláticos en la corteza oceánica y continental. Se trata principalmente de peridotitas y rocas relacionadas, formadas por olivino y piroxeno, que reflejan una composición bastante simple rica en MgO. Los productos metamórficos más abundantes son las serpentinitas compuestas por serpentina en metamorfismo de grado bajo y con tremolita y talco en grado más alto.

## SERPENTINITA

### SERPENTINITE

La serpentinita está compuesta por +75 % de minerales del grupo de la serpentina. Se forma a partir de rocas ígneas ultramáficas (peridotitas) en condiciones metamórficas de baja temperatura y en presencia de grandes cantidades de agua. La serpentinitización de la peridotita por lo general destruye toda evidencia textural previa. La roca recibe su nombre por su parecido con la piel de una serpiente, tiene color verde oscuro moteado, brillo ceroso o resinoso y superficies curvas y pulidas. La hidratación y carbonatación de la serpentinita es el principal proceso de formación del talco (esteatización) y produce, además, un conjunto de rocas talcosas carbonatadas.

Las serpentinitas afloran a lo largo del flanco occidental de la Sierra Pie de Palo, entre los 31°20' y 31°29' de latitud sur. Forman cuerpos lenticulares macizos a débilmente esquistosos, de espesores variables hasta cerca de los 100 m, alojados en esquistos verdes. Son parte del Complejo Pie de Palo (Ramos y Vujovich 2000).

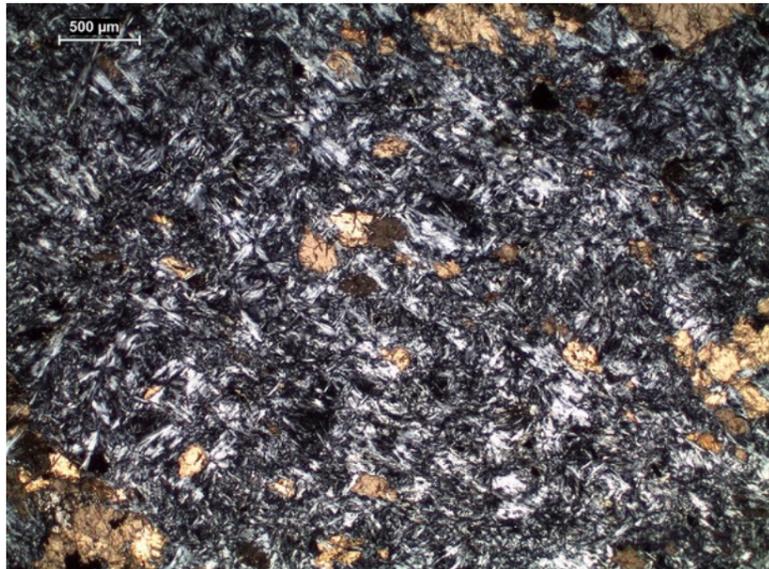


**Figura 300.** Cuerpo lenticular de serpentinita alojado en esquistos verdes. Bocamina de la mina de talco "Don León". *Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo (31°27'10.4" S – 68°10'0.2" O).*



**Figura 301.** Bloque de serpentinita de la escombrera de la mina de talco "Don León".

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*

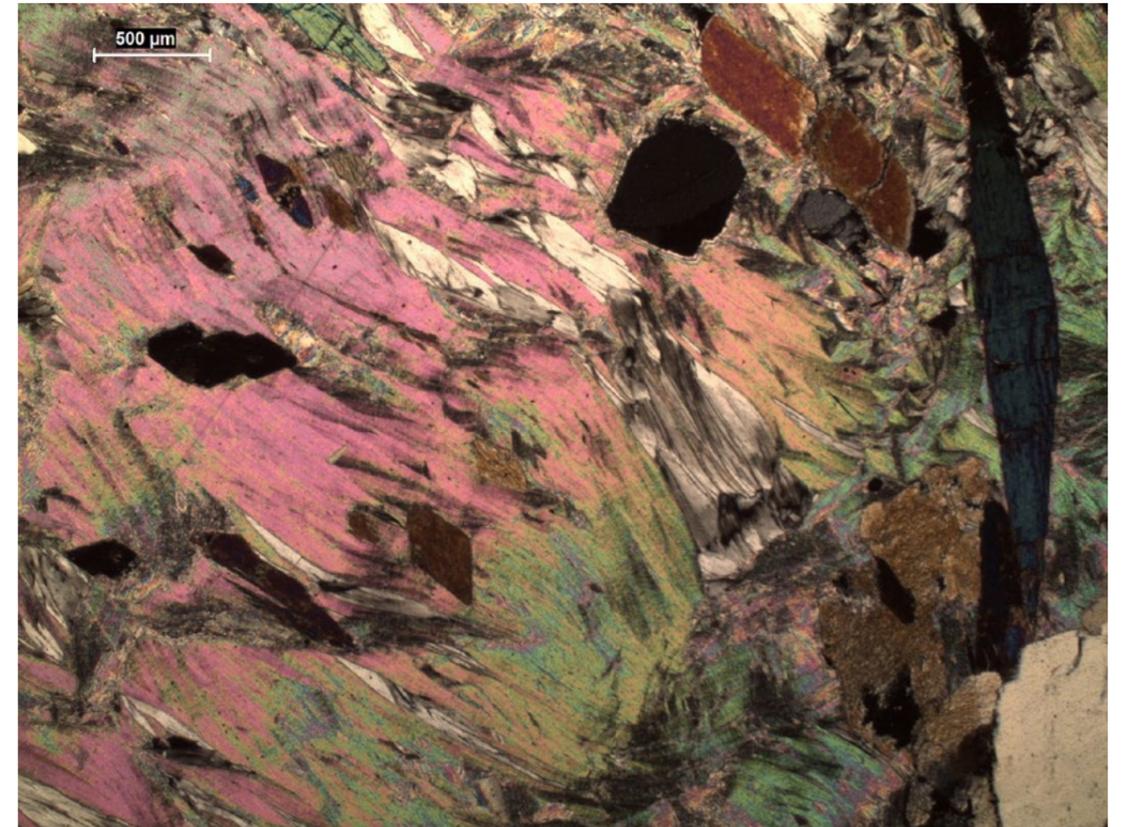


**Figuras 302-303.** Serpentinitas compuestas por antigorita con textura en malla. El mineral serpentínico se caracteriza por su birrefringencia muy baja y color de interferencia gris azulado típico. Se observan agregados de magnesita ( $MgCO_3$ ) de color pardo rosado claro, producto de carbonatación o esteatización y escasos minerales opacos (NX).

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*



**ESQUISTO TALCOSO**  
TALC SCHIST



**Figura 304.** Masa de talco fibroso con colores de interferencia rosa y verde, en la que se distribuyen folias de clorita (color gris blanquecino), cristales de tremolita (prismas alargados y secciones con forma de cuña o diamante con clivajes que se cortan a  $55^\circ-56^\circ$ ) y minerales opacos (NX).

*Socavón de una mina de talco en la Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*

## ROCAS METAÍGNEAS

### METAIgneous ROCKS

En las rocas metamórficas donde el protolito es obvio porque la textura del mismo está bien preservada y permite reconocer su origen, el prefijo 'meta' se usa simplemente delante del nombre del protolito, p. ej. metagabro, metadiorita, metatonalita. Las rocas que se incluyen en esta sección, son aquellas donde la roca original es incuestionablemente ígnea y en las que el metamorfismo no ha obliterado sustancialmente sus características estructurales, texturales y mineralógicas primarias. Comprenden los componentes plutónicos del arco magmático Famatiniano de edad ordovícica ( $\approx 470$  Ma), que se encuentran expuestos en las sierras de Valle Fértil, La Huerta, Las Imanas y en parte de las Serranías del Desierto.

## METAGABRO

### METAGABBRO

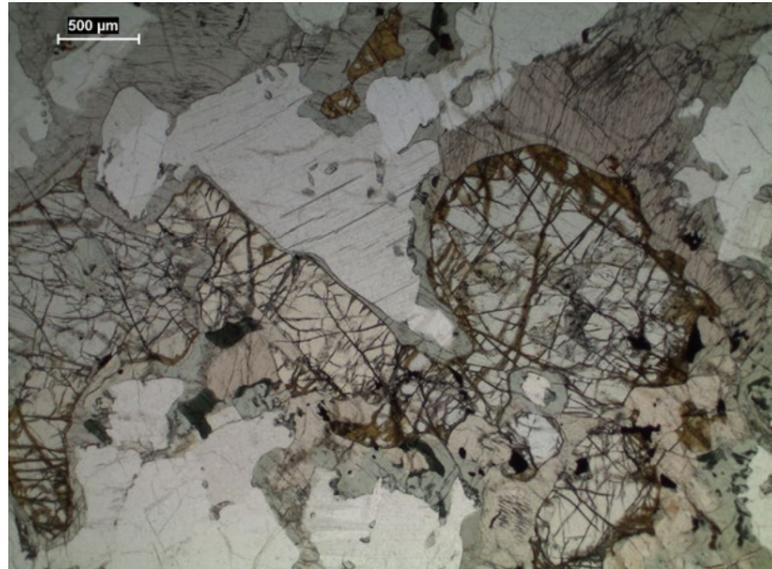
**Figuras 305-306.** Afloramiento y detalle de metagabrorita olivínica de grano grueso. Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta. Largo de la lapicera usada como escala 15 cm.

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta*  
( $31^{\circ}23'53.17''$  S -  $67^{\circ}19'31.84''$  O).



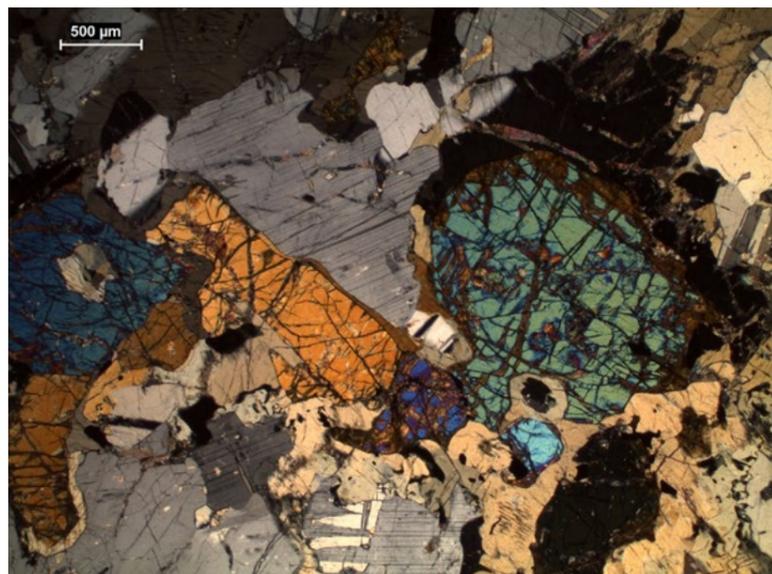
**METAGABRONORITA OLIVÍNICA**

OLIVINE METAGABBROGRITE



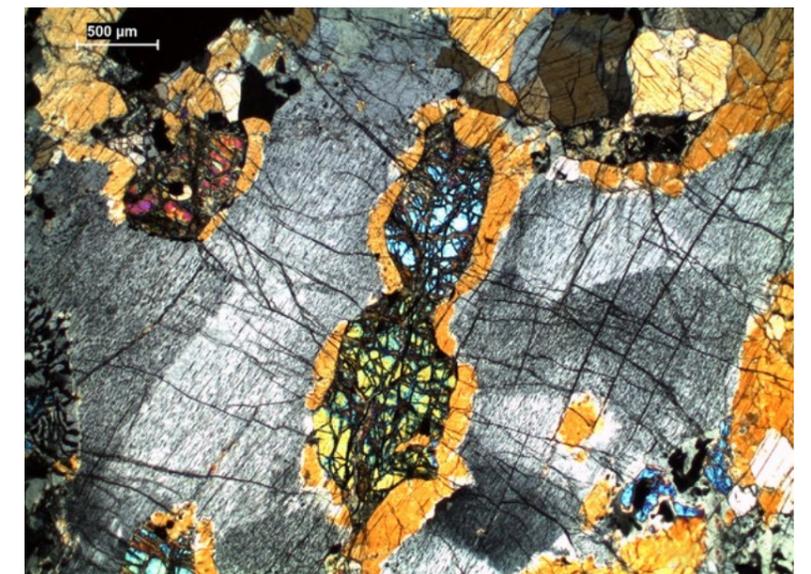
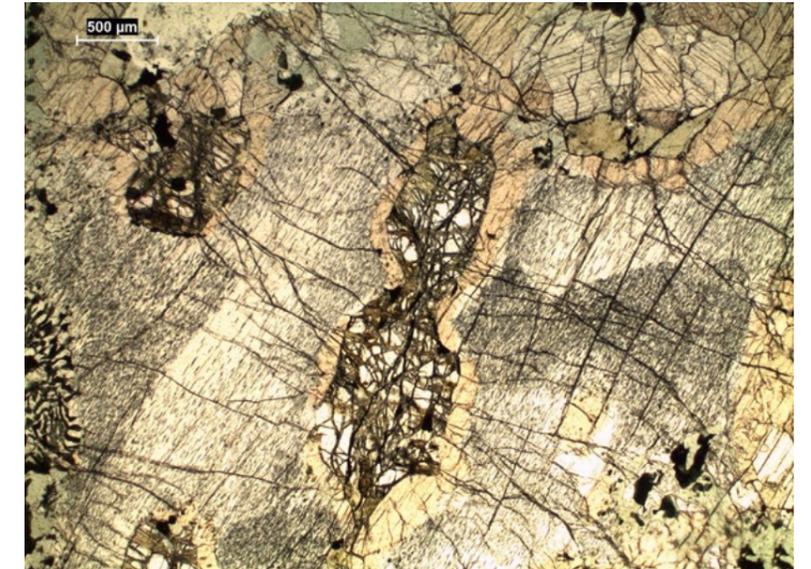
**Figuras 307-308.** Metagabronorita olivínica con textura coronítica. Los cristales de olivino (relieve alto, microfracturas irregulares) con incipiente alteración a iddingsita, están rodeados por coronas de ortopiroxeno rosa pálido y/o anfíbol verde pálido. El mineral incoloro es anortita maclada polisintéticamente. Como mineral accesorio hay espinelo verde oscuro (hercinita) (N// y NX).

*Quebrada Jaboncillo, Sierra de la Huerta.*



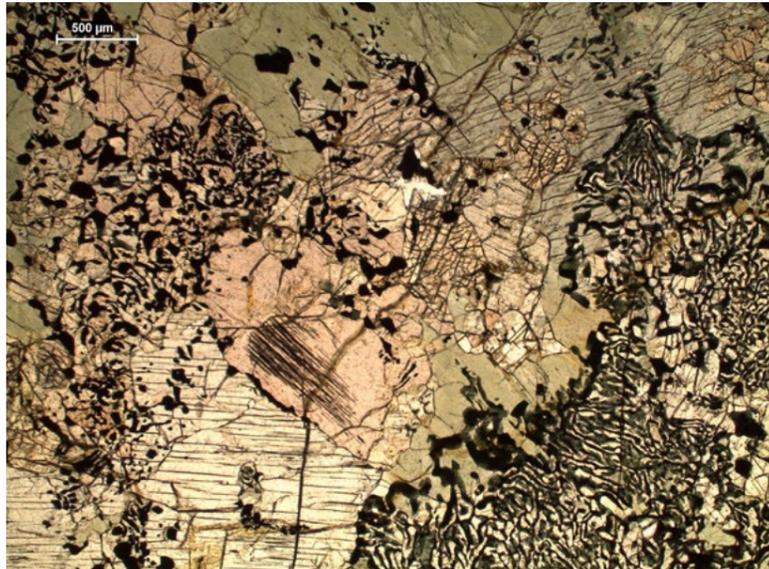
**Figuras 309-310.** Granos de olivino con corona simple de ortopiroxeno incluidos en un "oikocrystal" de clinopiroxeno con textura "Schiller", en metapiroxenita olivínica. En el extremo superior derecho se aprecia un agregado poligonal de orto y clinopiroxeno y, en el borde izquierdo, parte de un intercrecimiento simplectítico de espinelo y anfíbol (N// y NX).

*Quebrada Seca, Sierra de La Huerta.*



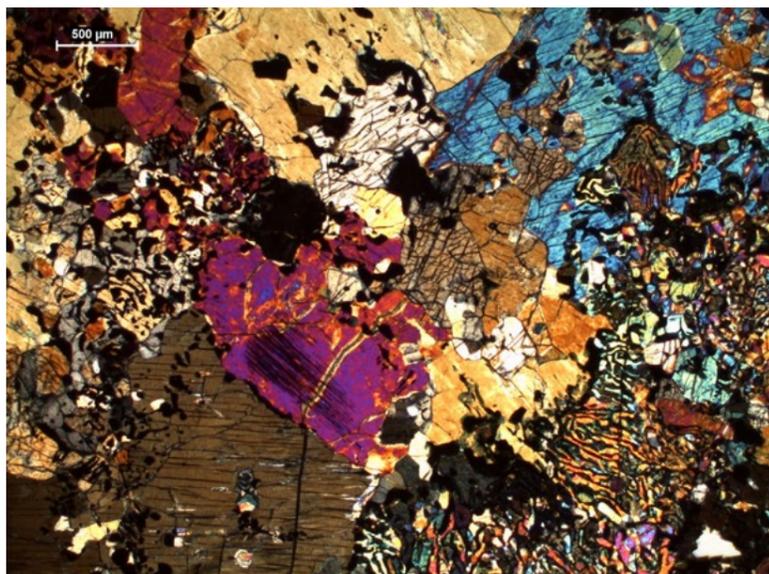
## METAGABRONORITA HORNBLÉNDICA

HORNBLÉNDE METAGABBRONORITE



**Figuras 311-312.** Los componentes esenciales de este metagabro son ortopiroxeno con exsolución de opacos (color rosado en N//), clinopiroxeno (incoloro, clivaje neto en una dirección), hornblenda verde y plagioclasa (no observable en la imagen). Magnetita y espinelo verde oscuro (hercinita) forman intercrecimientos simplectíticos con el ortopiroxeno y el anfíbol, respectivamente (N// y NX).

*Quebrada Seca, Sierra de La Huerta.*

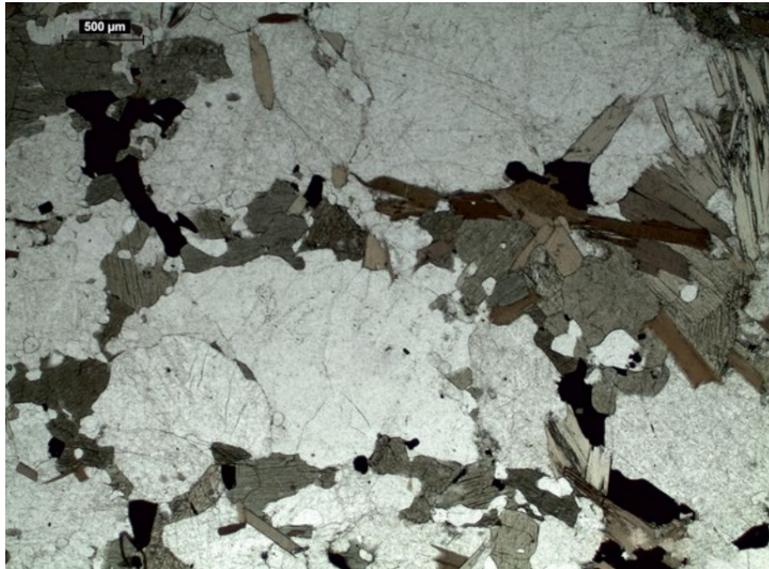


## METADIORITA

METADIORITE

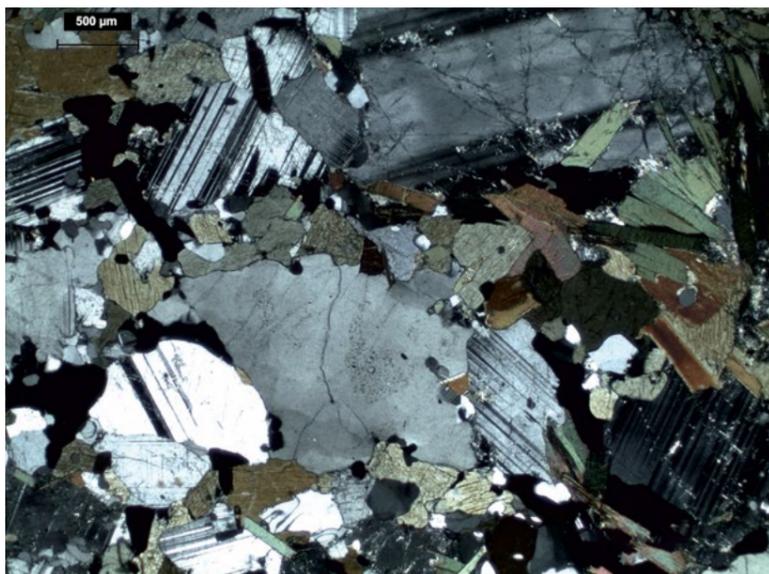


**Figura 313.** Muestra de metadiorita. Diámetro de la moneda usada como escala 2,5 cm. *Quebrada El Retamo, Sierra de Valle Fértil (30°20'05.10" S - 67°45'52.50" O).*



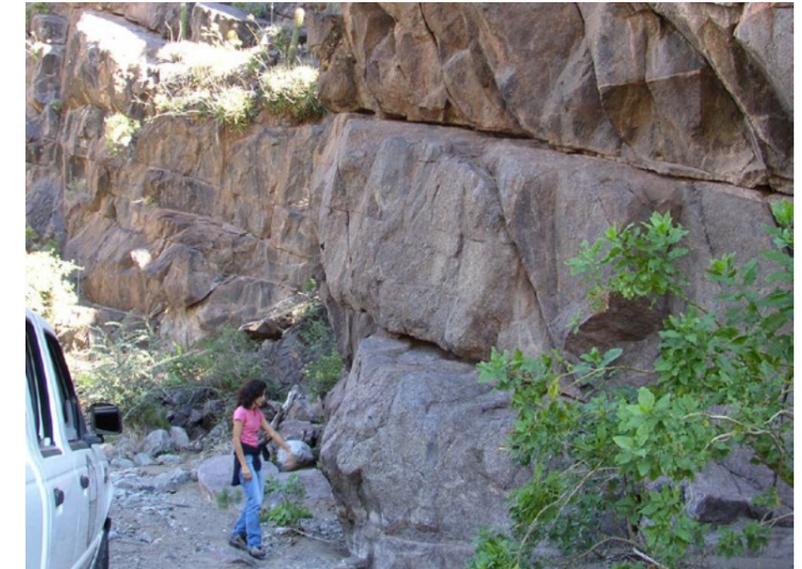
**Figuras 314-315.** Metadiorita cuarzosa con textura granoblástica. Los componentes félsicos son plagioclasa con maclas polisintéticas deformacionales y cuarzo con extinción ondulante y contornos ameboidales (centro de la imagen). Los contactos intergranulares mayormente lobulados sugieren recristalización por migración de borde de grano. Como minerales máficos se encuentran hornblenda y subordinada biotita, con magnetita como mineral accesorio. En el borde superior derecho se observa un cristal relicto de plagioclasa euhedral con “fantasmas” de estructura zonal (N// y NX).

*Quebrada Arenosa, Sierra de La Huerta.*



**Figura 316.** Potente afloramiento de metatonalita con notorio sistema de diaclasas que lo seccionan en bloques.

*Quebrada La Calera, Sierra de La Huerta (31°6'14.36" S - 67°16'13.61" O).*



**Figura 317.** Enclaves microgranulares máficos de formas lensoidales y fuertemente orientados incluidos en la metatonalita de la figura 316.

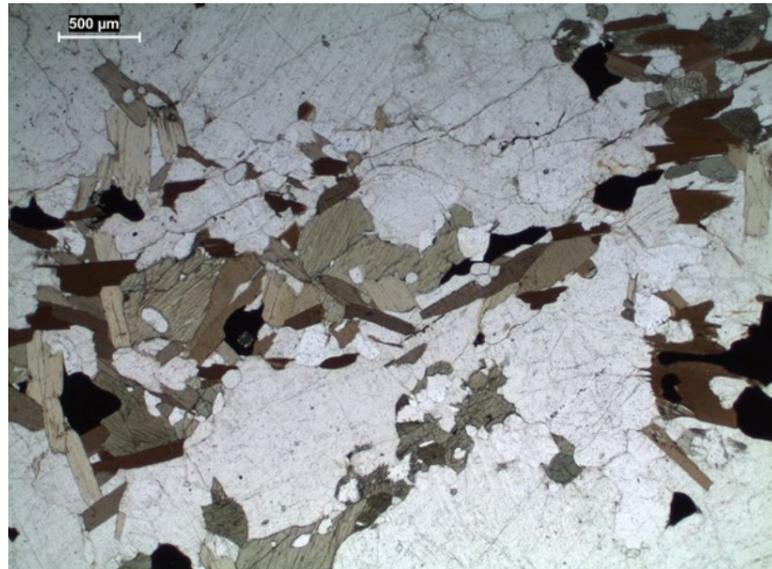
*Quebrada La Calera, Sierra de La Huerta (31°6'14" S - 67°16'10" O).*



## METATONALITA

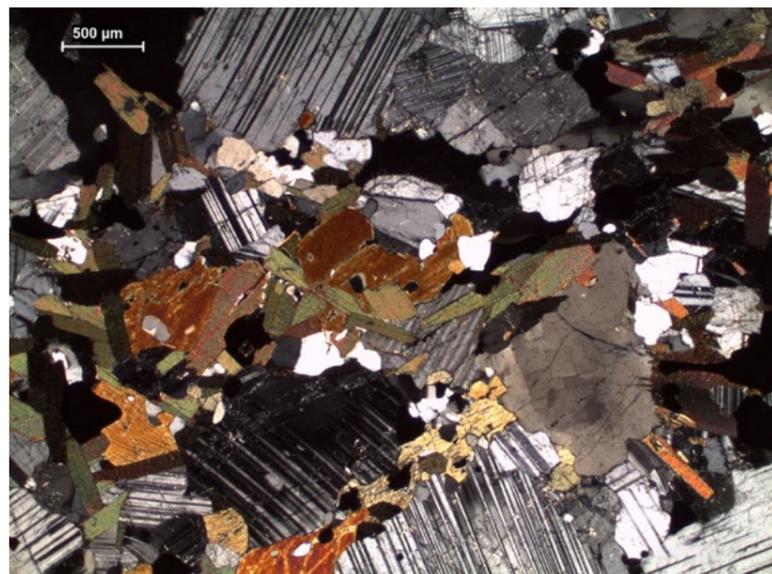
### METATONALITE

Las rocas metaígneas félsicas presentan deformación cristaloplástica caracterizada por el desarrollo de subgranos en cuarzo, maclas deformadas en plagioclasa y flexuras de los planos de clivaje en biotita. Esta deformación se superpone a la foliación magmática con la misma orientación. En las fajas de cizalla dúctil ambas foliaciones son obliteradas por la fábrica milonítica (Camilletti et al. 2020).



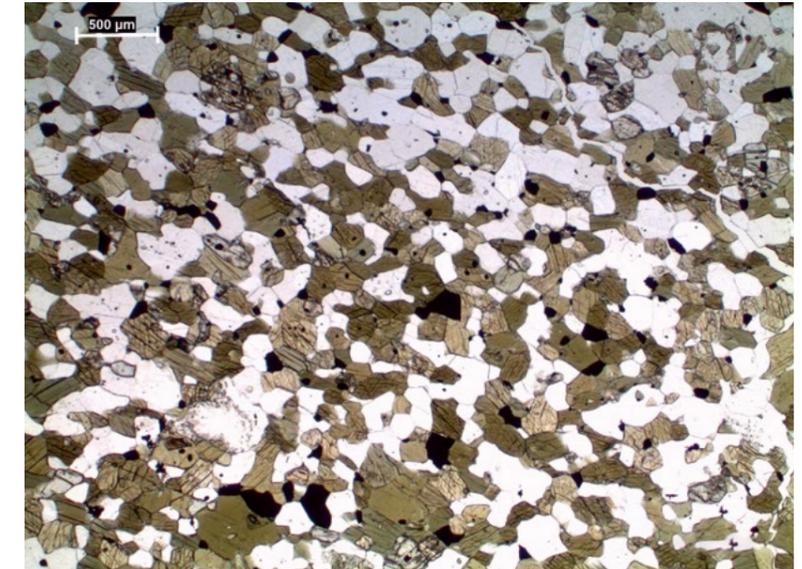
**Figuras 318-319.** Metatonalita compuesta por plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda verde, en orden decreciente de abundancia. El metamorfismo no ha obliterado significativamente las características texturales primarias del protolito, pero se manifiesta en la sutil orientación de los minerales, la textura en “tablero de ajedrez” del cuarzo, la deformación de maclas en la plagioclasa y la recristalización de grano fino del cuarzo intersticial (N// y NX).

*Quebrada Arenosa, Sierra de La Huerta.*



**Figuras 320-321.** Enclave microgranular máfico similar a los que se observan en la figura 317. Tiene textura granoblástica poligonal de grano fino y está compuesto por orto y clinopiroxeno (rosa y verde pálido en N//, respectivamente), hornblenda parda verdosa y plagioclasa (N// y NX).

*Quebrada Corral Grande, Sierra de Valle Fértil.*



## METAGRANITO

### METAGRANITOID

Las rocas de composición granítica *s. str.* no son abundantes en el basamento cristalino de las Sierras Pampeanas de San Juan. Los afloramientos presentes en la Sierra Pie de Palo son saltuarios y de tamaño restringido. Afloramientos de mayores dimensiones, que incluyen tanto a granodioritas como a granitos (Granodiorita Valle Fértil, Vujovich 2007), se distribuyen en el flanco oriental de las sierras de Valle Fértil y La Huerta, como productos finales del magmatismo intrusivo Famatiniano. El metamorfismo dinámico sobreimpuesto ha modificado con mayor o menor intensidad la textura ígnea original de estas rocas.



**Figuras 322-323.** Vista general y de detalle de un afloramiento de granito de grano grueso con "xenolitos" de gneis biotítico-granatífero de color gris oscuro. La roca granítica está compuesta por abundante feldespato potásico, cuarzo y biotita. Las concentraciones de biotita podrían derivarse de la asimilación incompleta de los "xenolitos".

*Puesto Agua Brava, Sierra Pie de Palo  
(31°3'24.71" S - 67°51'40.66" O).*



**Figuras 324-325.** Afloramiento de granito y detalle donde se aprecia la estructura fuertemente foliada de la roca.

*Quebrada La Calera, Sierra de La Huerta  
(31°6'35.08" S - 67°17'3.60" O).*



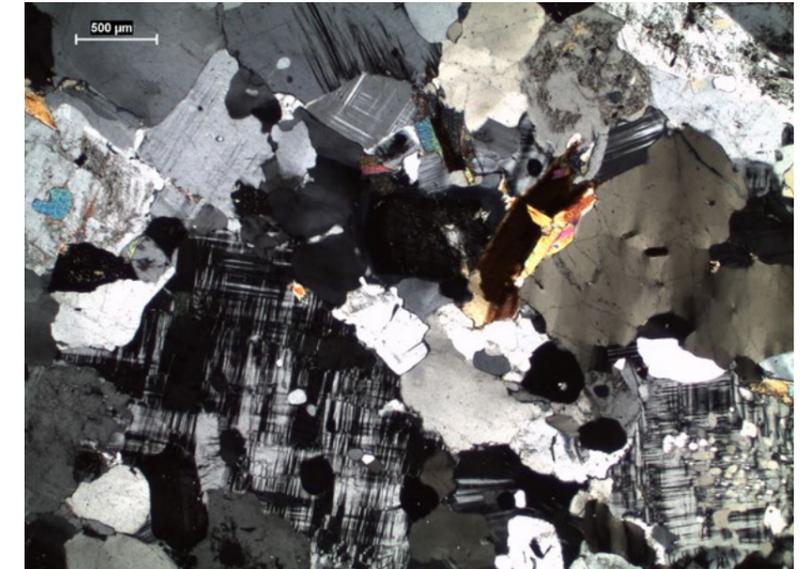


**Figura 326.** Afloramiento granodiorítico.

*Quebrada del río Las Tumanas, Sierra de Valle Fértil (30°51'48.3" S - 67°19'27" O).*

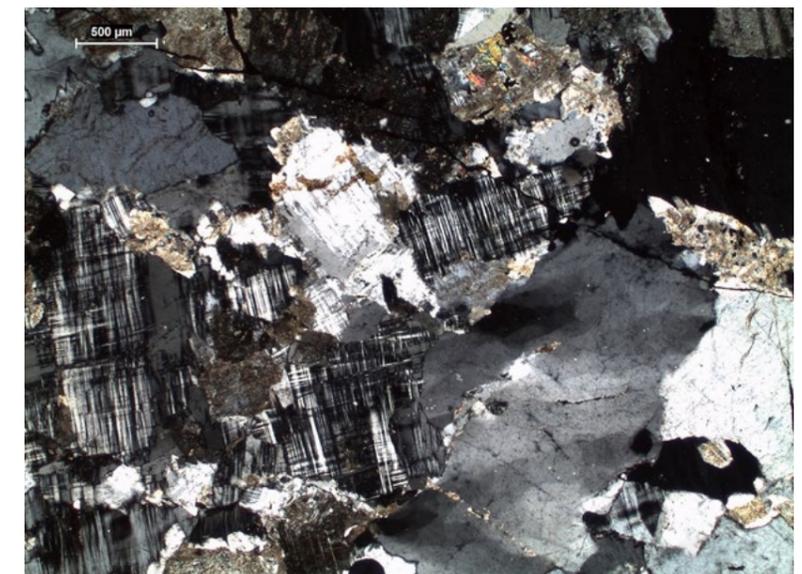
**Figura 327.** Roca granítica compuesta por microclino, cuarzo, plagioclasa y escasa biotita. La deformación que afecta a esta roca se manifiesta en la extinción ondulante, formación de subgranos y contactos ameboidales del cuarzo, así como en el maclado deformacional del microclino y la plagioclasa (NX).

*Quebrada del río de Astica, Sierra de Valle Fértil.*



**Figura 328.** Los componentes de esta roca granítica son microclino con macla en enrejado característica, cuarzo y plagioclasa de aspecto sucio por alteración arcillosa-sericítica. En la parte superior de la fotomicrografía se observan granos de epidoto (colores de interferencia llamativos). La extinción ondulante, formación de subgranos e incipiente recristalización del cuarzo son indicios de deformación dúctil (NX).

*Quebrada La Calera, Sierra de La Huerta.*





**PARTE 2**

**ESTRUCTURAS,  
TEXTURAS Y ROCAS  
DE METAMORFISMO  
DINÁMICO**

**PARTE 2**

**STRUCTURES,  
TEXTURES AND ROCKS  
OF DYNAMIC  
METAMORPHISM**



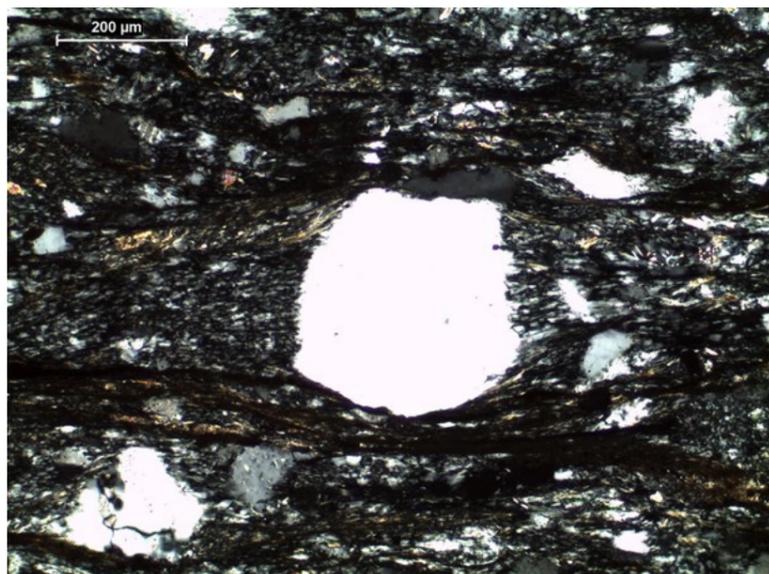
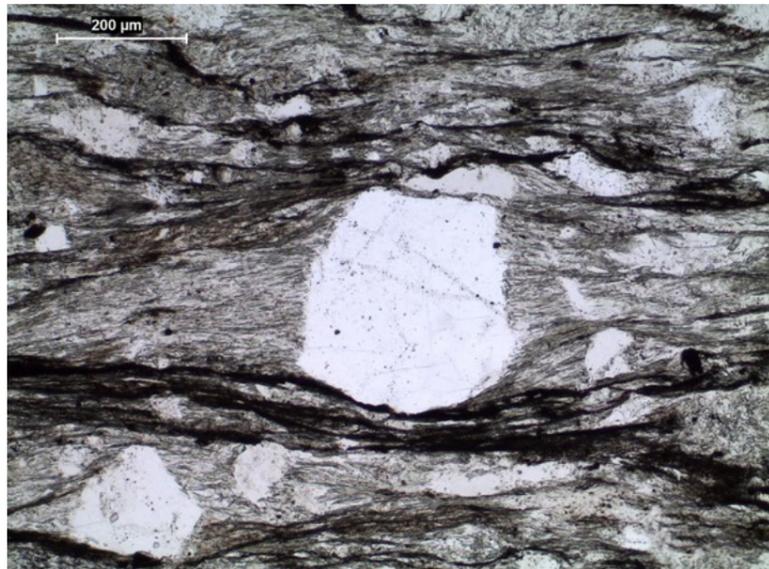
SECCIÓN 2.1

# ESTRUCTURAS Y TEXTURAS DE DEFORMACIÓN

SECTION 2.1  
DEFORMATION STRUCTURES  
AND TEXTURES

**FLECOS DE PRESIÓN****PRESSURE FRINGES**

Son producto de disolución por presión, que es un mecanismo de deformación importante en rocas que contienen un fluido intergranular. Se originan en niveles someros de la corteza, en condiciones diagenéticas o de metamorfismo de muy bajo grado. Los granos se disuelven a lo largo de los bordes perpendiculares a la dirección de aplastamiento y el material disuelto se transporta a zonas de menor deformación. La redepositación localizada del mineral disuelto o la depositación de nuevos minerales forma "flecós" o "barbas" (*pressure fringes*) o bordes (*pressure rims*). Los planos en los que se produjo la disolución suelen estar enriquecidos en material opaco o micáceo, como sucede en las estilolitas, frecuentes en rocas carbonáticas y mármoles de muy bajo grado.

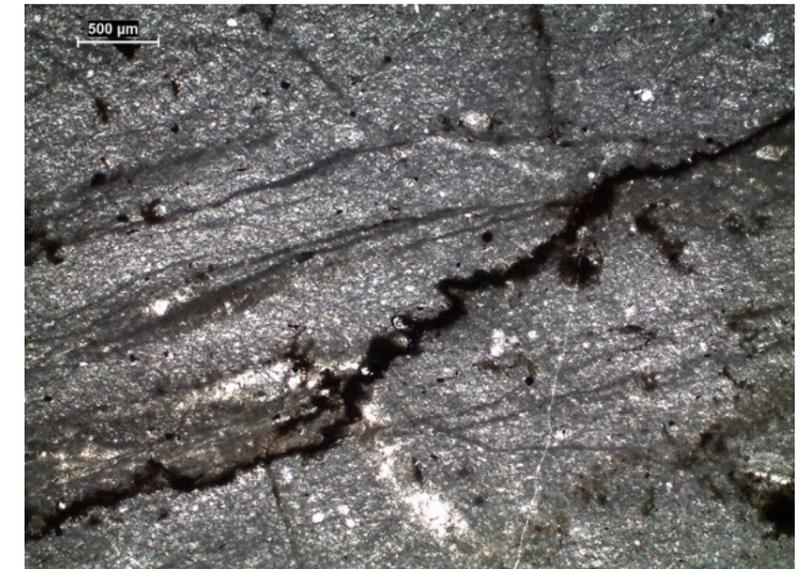


**Figuras 329-330-331.** Clivaje penetrativo en metarenisca fangosa de muy bajo grado de metamorfismo (ver figuras 151-152). Las formas de los granos de cuarzo sugieren disolución por presión, con precipitación de clorita fibrosa neoformada en los extremos de los cristales conformando "flecós" o "barbas" paralelas a la foliación. Las líneas horizontales oscuras consisten en folias micáceas y material insoluble que se concentró durante la disolución (N// y NX).

*Cerro Salinas.*

**Figuras 332-333.** Estilolitas en mármol de bajo grado. Se manifiestan como guías oscuras que contienen residuos insolubles concentrados, con contornos serrados, dentados u ondulados que a veces se entrelazan (NX).

*Cerro Morado, Sierra de La Huerta.*



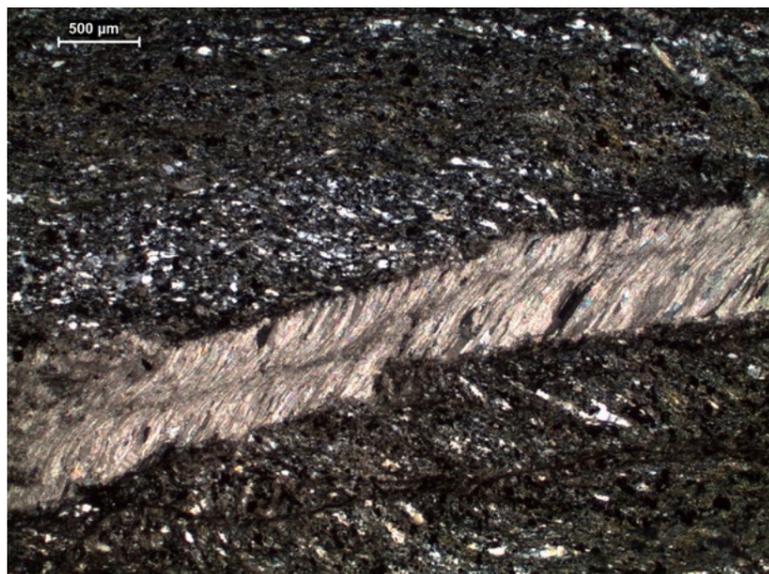
## VENILLAS FIBROSAS FIBROUS VEINLETS

Otro efecto de la disolución por presión, es que el fluido con material disuelto migre a mayor distancia y se deposite en otro sitio en forma de venillas fibrosas. Se trata de venillas, típicamente de cuarzo o calcita, en las que el mineral precipita en forma de fibras elongadas en la dirección de extensión. Son comunes en las zonas de cizalla y se forman a  $\approx 45^\circ$  de la dirección de cizallamiento.



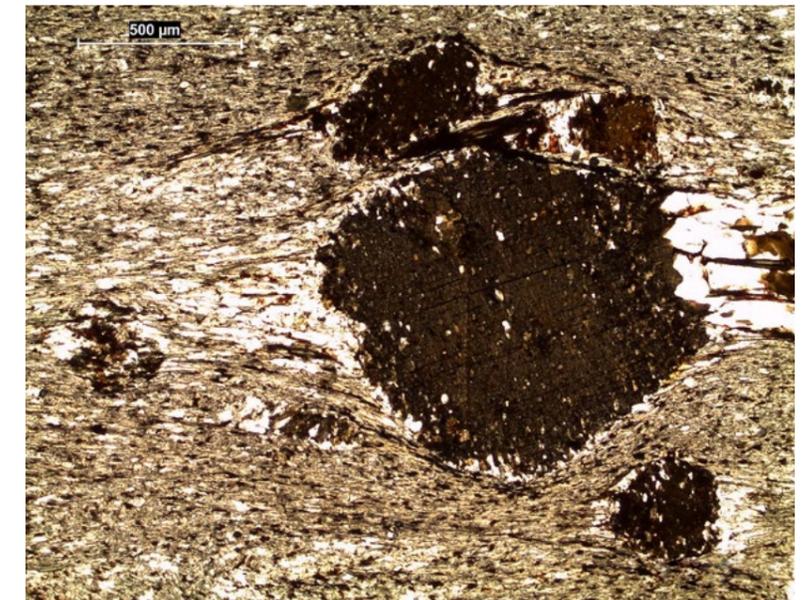
**Figuras 334-335.** Venilla antitaxial de calcita fibrosa en metamarga. Las fibras son perpendiculares a la dirección original de apertura de la vena en su línea media, aunque un cambio en el movimiento relativo de las paredes de la venilla ha causado la curvatura de las mismas (N// y NX).

*Cerro Pan de Azúcar.*



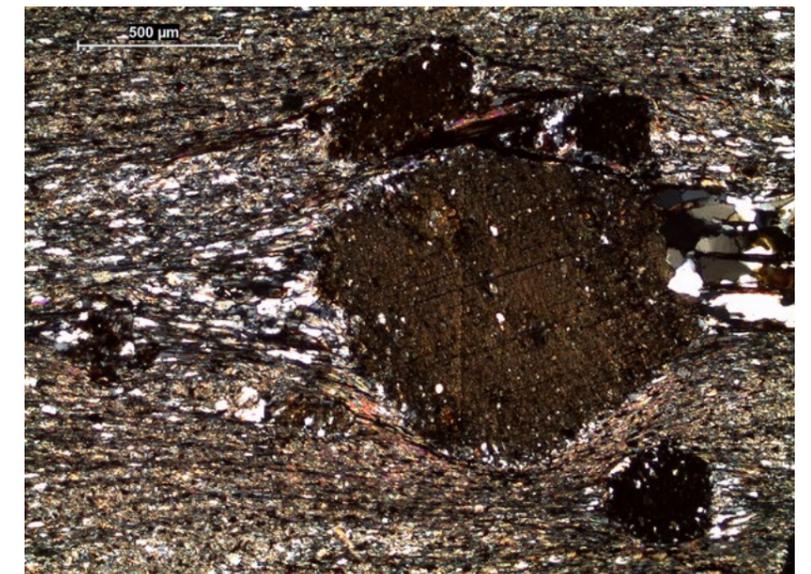
## SOMBRAS DE PRESIÓN STRAIN SHADOWS

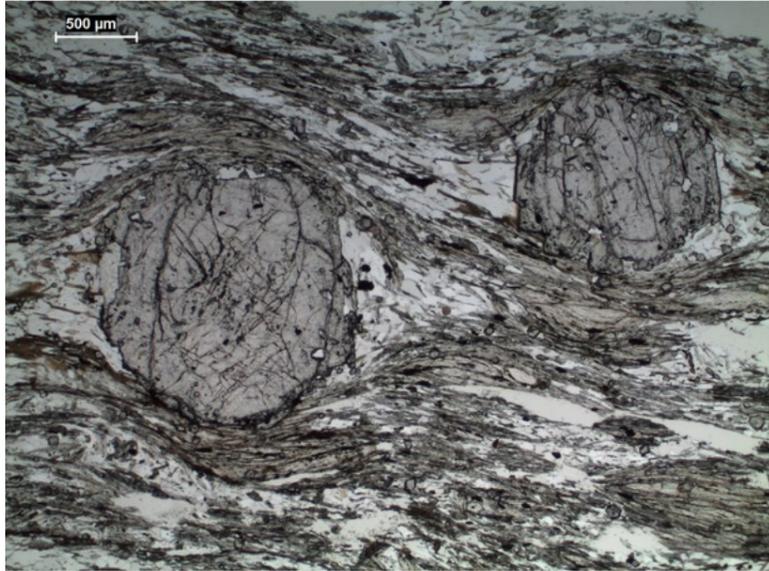
Las sombras de presión son zonas dilatacionales adyacentes a un porfiroclasto (o porfiroblasto) protegidas de la deformación, que en ocasiones pueden preservar microestructuras previas que han sido borradas del resto de la matriz. Están generalmente enriquecidas en minerales solubles (especialmente cuarzo y calcita) que conforman dominios granoblásticos, elongados paralelos a la foliación, que se disponen en cada extremo del porfiroclasto (o porfiroblasto). El paso desde la sombra de presión hacia la matriz puede ser abrupto, pero comúnmente es gradual.



**Figuras 336-337.** Porfiroblastos de biotita con sombras de presión constituidas por cuarzo, en filita (ver figuras 170 y 375). Hay apilamientos (*stacks*) de moscovita y clorita cerca del extremo inferior izquierdo del porfiroblasto central (N// y NX).

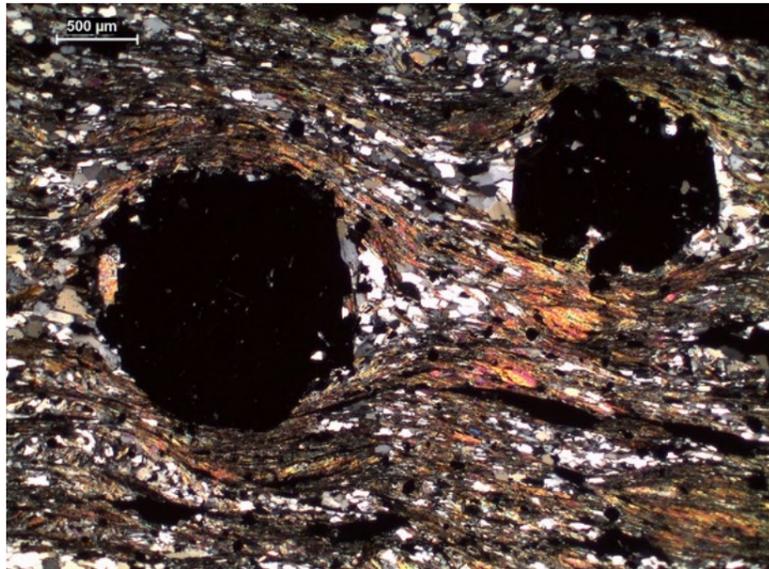
*Quebrada de Niquizanga, Sierra Pie de Palo.*





**Figuras 338-339.** Porfiroblastos de granate en esquistos cuarzo-micáceo-granatífero. La foliación se deflecta alrededor de los porfiroblastos en cuyos extremos se desarrollan sombras de presión de cuarzo (N// y NX).

*Quebrada La Paz, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 340.** Sombras de presión de calcita en los extremos de un porfiroclasto de feldespato, en ultramilonita de esquistos biotítico-granatífero (NX).

*Quebrada Seca, Sierra Pie de Palo.*



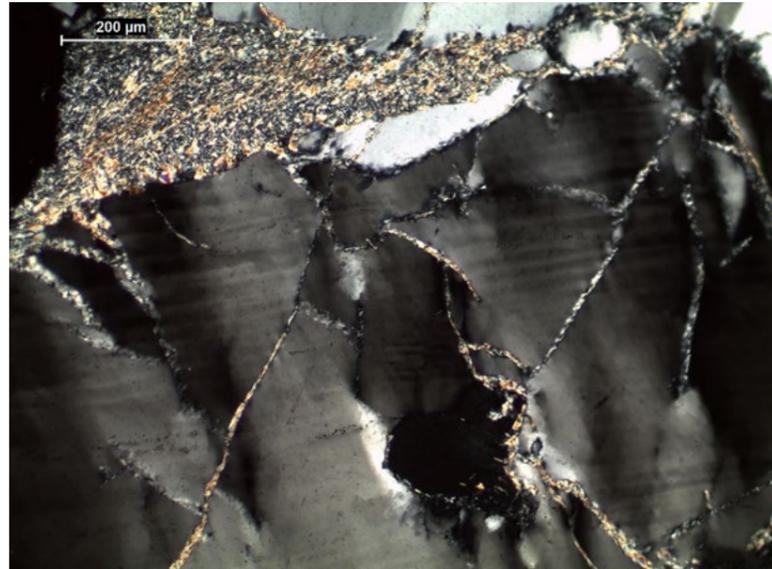
## DEFORMACIÓN INTRACRISTALINA, RECUPERACIÓN Y RECRISTALIZACIÓN DEL CUARZO

### INTRACRYSTALLINE DEFORMATION, RECOVERY AND RECRYSTALLIZATION OF QUARTZ

Las dislocaciones en minerales anisótropos como el cuarzo, son comúnmente acumuladas a lo largo de un mismo plano cristalográfico generando cambios que producen extinción ondulante y lamelas de deformación (*deformation lamellae*). Ante tal situación, los mecanismos de ordenamiento intentarán alcanzar una situación de equilibrio disminuyendo al máximo posible la longitud de las dislocaciones de la red cristalina. Este proceso se llama recuperación (*recovery*) y el primer paso es la formación de subgranos. Los subgranos se originan cuando segmentos de un cristal se comienzan a separar de la red cristalina principal y se disponen a bajo ángulo ( $< 5^\circ$ ) respecto del grano original.

Al avanzar la recuperación, se generan nuevos cristales libres de deformación en los límites de los subgranos. La transición de un subgrano a grano implica una importante disminución en la densidad de dislocación y una tendencia a la rectitud de los bordes. Este mecanismo se conoce como recristalización dinámica y es favorecido por el incremento de la temperatura y la presencia de fluidos. Existen tres tipos de recristalización: por migración de borde de grano (*GBM: Grain boundary migration*), por rotación de subgranos (*Subgrain rotation: SGR*) y por migración de borde de grano a baja temperatura o *bulging (BLG)* por sus siglas en inglés. Esta última se caracteriza por protuberancias o abultamientos y pequeños individuos recristalizados a lo largo de los límites del grano.

Las figuras 341 a 354, todas con NX, ilustran una secuencia progresiva aproximada de cambios que experimenta el cuarzo en rocas ricas en dicho mineral, sometidas a deformación en condiciones metamórficas de grado bajo a medio.



**Figura 341.** Grano de cuarzo flexurado, con extinción ondulante y lamelas de deformación en la parte superior del cristal, en metatonalita.

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*

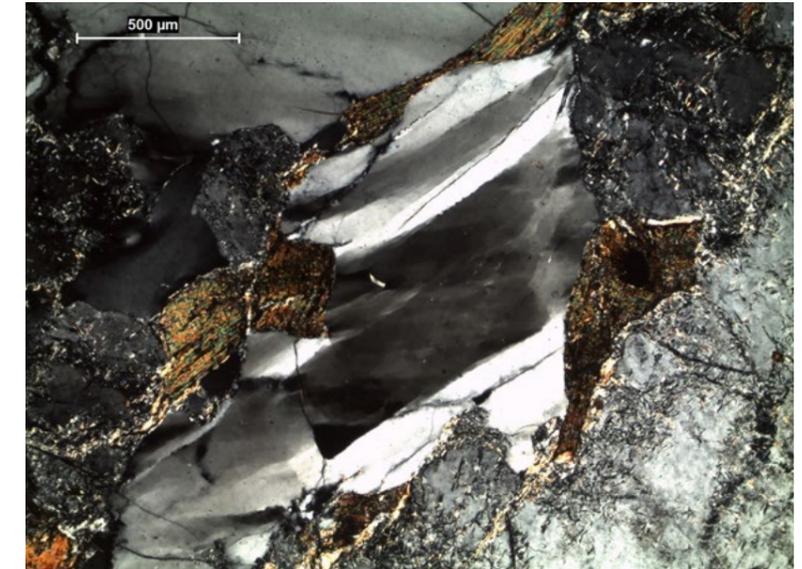


**Figura 342.** Cuarzo con extinción ondulante e incipiente formación de subgranos subhorizontales, indicativo de dislocaciones intracristalinas producidas por deformación dúctil, en metatonalita.

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*

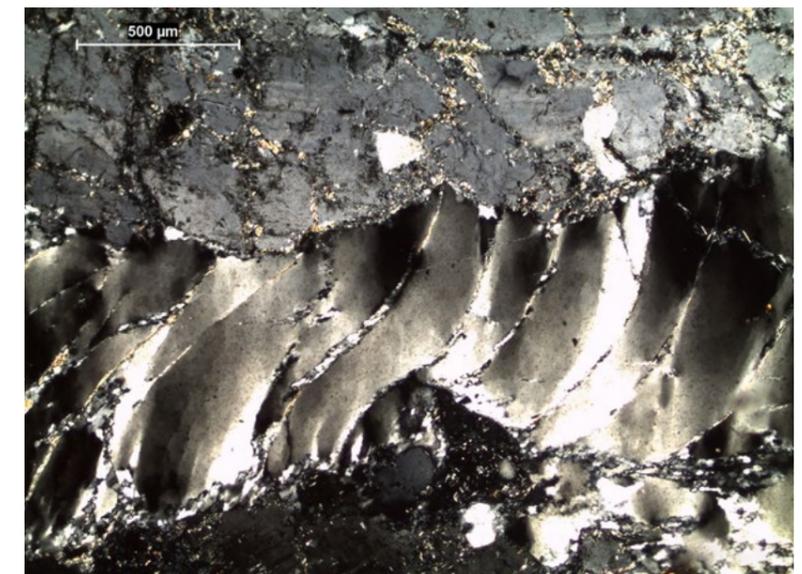
**Figura 343.** Cristal de cuarzo muy deformado en metatonalita. Originalmente se trataba de un cristal ópticamente continuo. El esfuerzo actuante ha provocado la formación de subgranos que constituyen dominios con ángulos de extinción ligeramente diferentes.

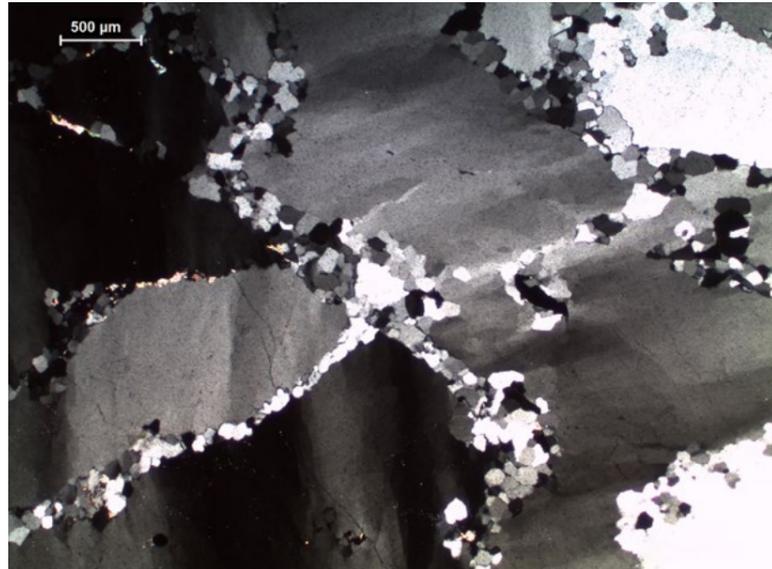
*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 344.** En la parte central de la imagen se observa un grano de cuarzo relicto de gran tamaño, con subgranos curvados en cuyos bordes crecen nuevos cristales a expensas de los dominios deformados.

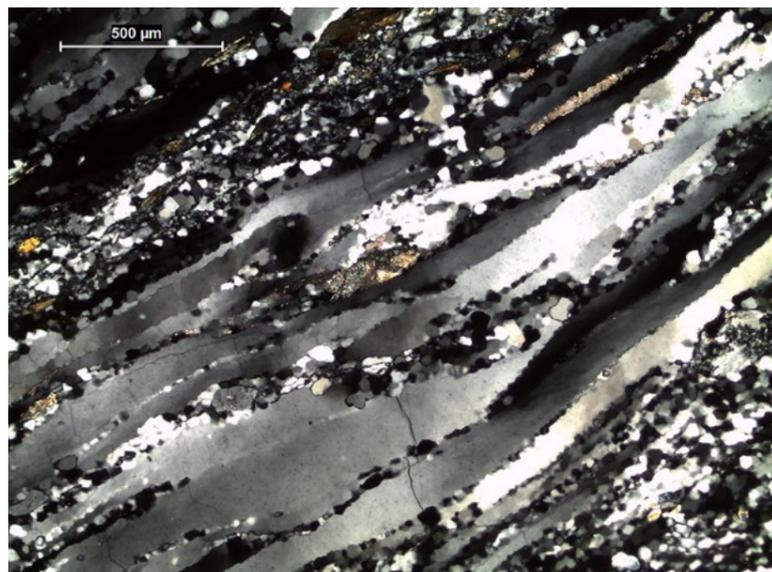
*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*





**Figura 345.** Cristales relictos de gran tamaño con subgranos elongados y dominios de pequeños granos recristalizados -libres de deformación intracristalina- en los límites entre los mismos o seccionándolos. Nótese las diferentes orientaciones de los subgranos.

*Cerro Guayaguás.*



**Figura 346.** Granos relictos con extinción ondulante y subgranos elongados, pasan lateralmente a dominios conformados por granos pequeños producto de recristalización dinámica por rotación de subgranos en condiciones de metamorfismo de grado bajo a medio.

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*

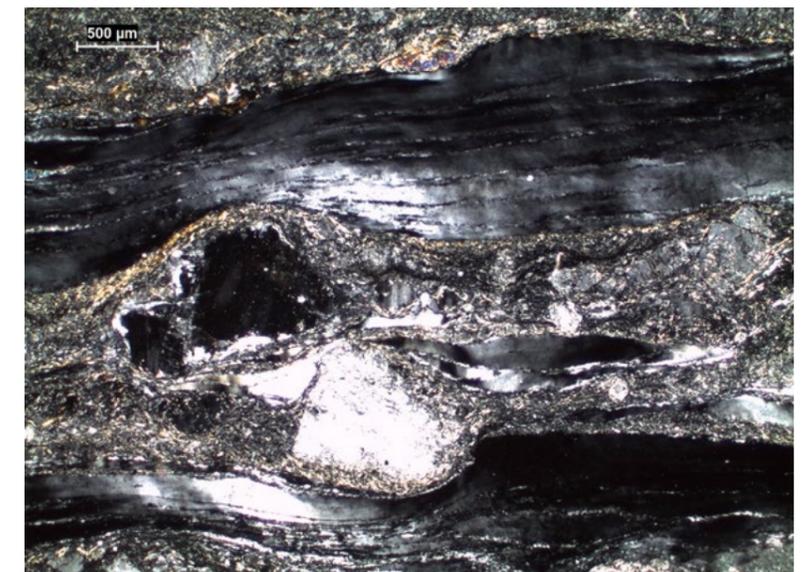
**Figura 347.** Recristalización dinámica moderada a avanzada, donde se aprecia con claridad el reemplazo de los subgranos de cuarzo por agregados muy finos del mismo mineral.

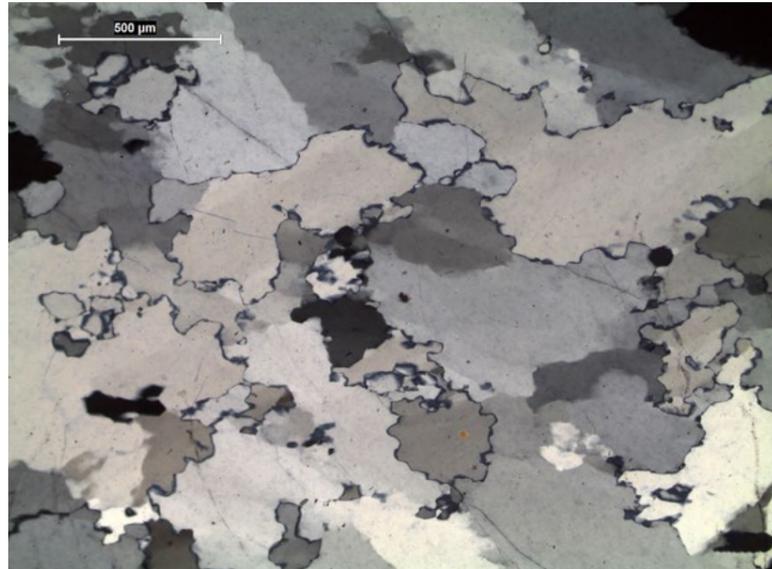
*Cerro Guayaguás.*



**Figura 348.** Subgranos muy estirados conforman "cintas" de cuarzo (*ribbon texture*), en milonita de metatonalita. El cuarzo ha fluido plásticamente y recristalizado con grano muy fino, en contraste con los porfiroclastos de plagioclasa cuyo comportamiento es mucho menos plástico. Esta textura del cuarzo sugiere deformación prolongada con importantes deslizamientos por dislocación (*dislocation glide*), en condiciones de bajo grado metamórfico.

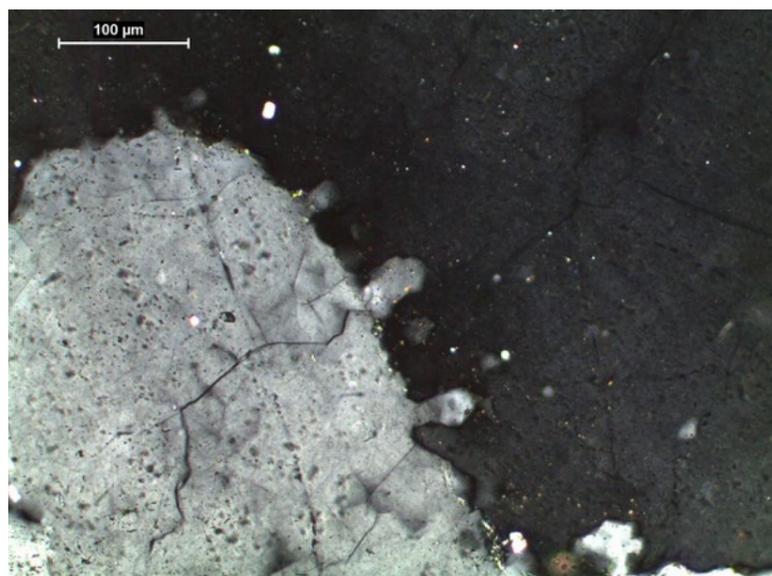
*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*





**Figura 349.** Recristalización por migración de borde de grano en metacarcita, posiblemente el mecanismo de recristalización más difundido. Se destacan los contactos irregulares, suturales y lobulares entre granos, con evidencia de engolfamientos o *bulging* (centro de la imagen).

*Quebrada Seca, Sierra Pie de Palo.*

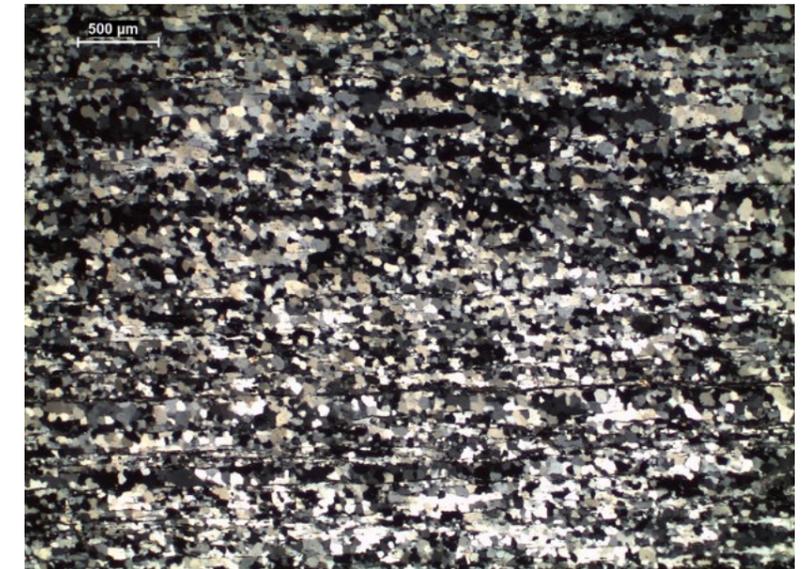


**Figura 350.** Detalle de *bulging* donde el grano de cuarzo de color gris claro avanza sobre el grano gris oscuro (NX).

*Cerro Guayaguás.*

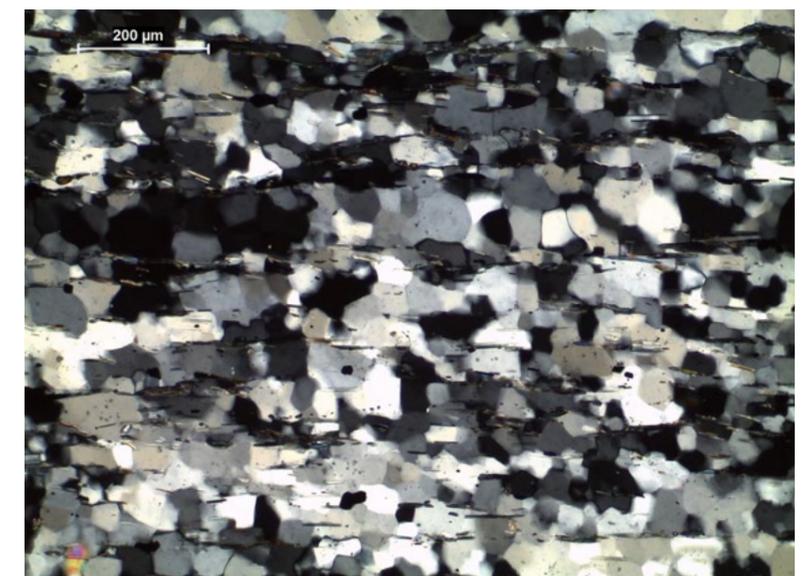
**Figura 351.** El cuarzo ha experimentado recristalización completa en un mosaico de grano fino, sutilmente elongado en el sentido de la foliación evidenciada por la alineación de las laminillas de mica.

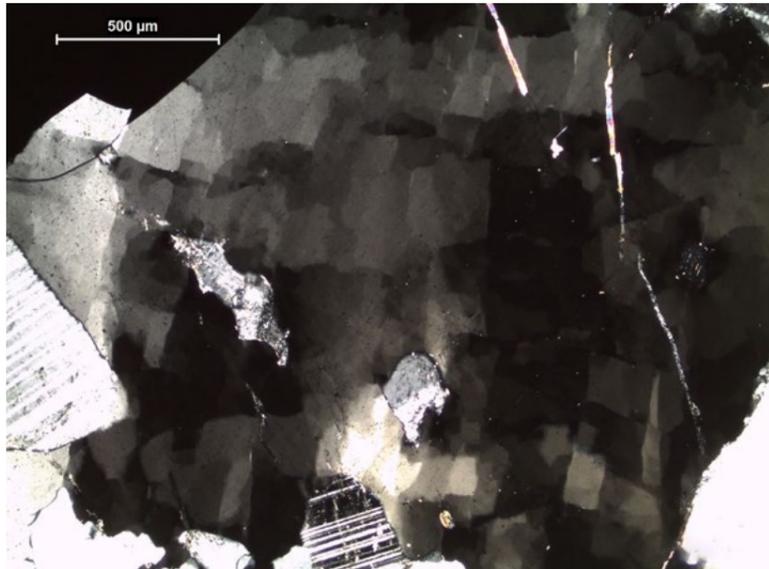
*Cerro Guayaguás.*



**Figura 352.** Detalle de la figura anterior. Se aprecia la textura poligonal equidimensional del cuarzo recristalizado. Las folias de mica han influenciado la forma de los cristales durante la recristalización, haciéndolos subrectangulares y, en algunos casos, limitando su tamaño.

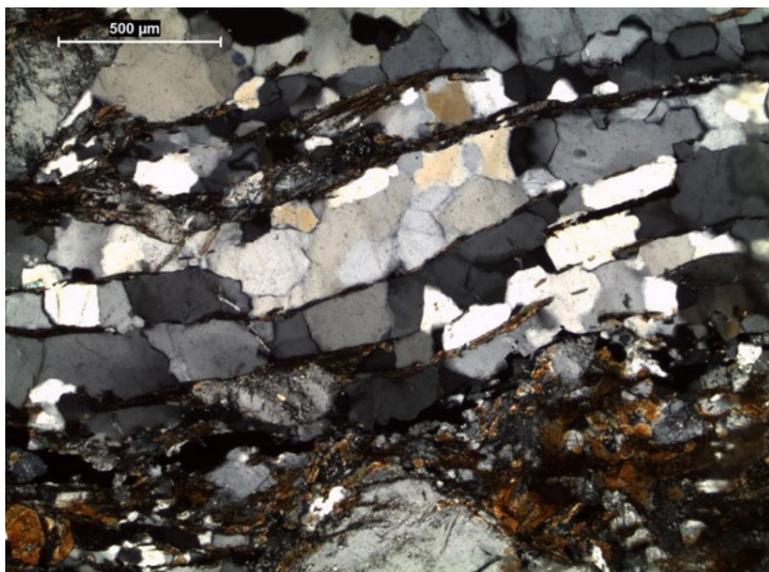
*Cerro Guayaguás.*





**Figura 353.** En condiciones metamórficas de alto grado, el cuarzo desarrolla subgranos de formas cuadradas y rectangulares con extinción en “tablero de ajedrez” (*chessboard texture*), causada por la intersección de dos conjuntos de subgranos alargados, uno paralelo al plano del eje ‘a’ y el otro paralelo al eje ‘c’.

*Quebrada Jaboncillo, Sierra de Valle Fértil.*



**Figura 354.** Cintas de cuarzo policristalino de grano grueso, libre de deformación, producto de recrystalización a alta temperatura en facies granulita. Los cristales se vuelven más equidimensionales con algunas intersecciones de bordes a  $\approx 120^\circ$ .

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*

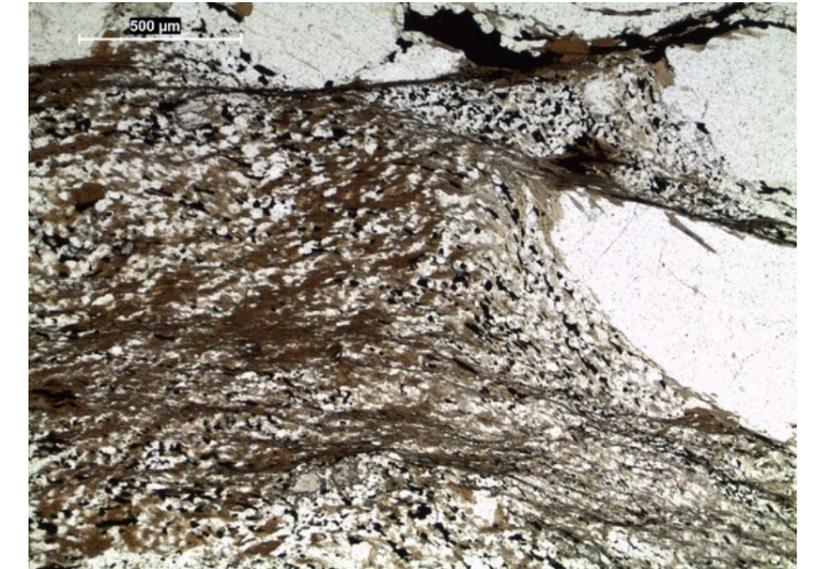
## DEFORMACIÓN Y RECRISTALIZACIÓN DE MICAS

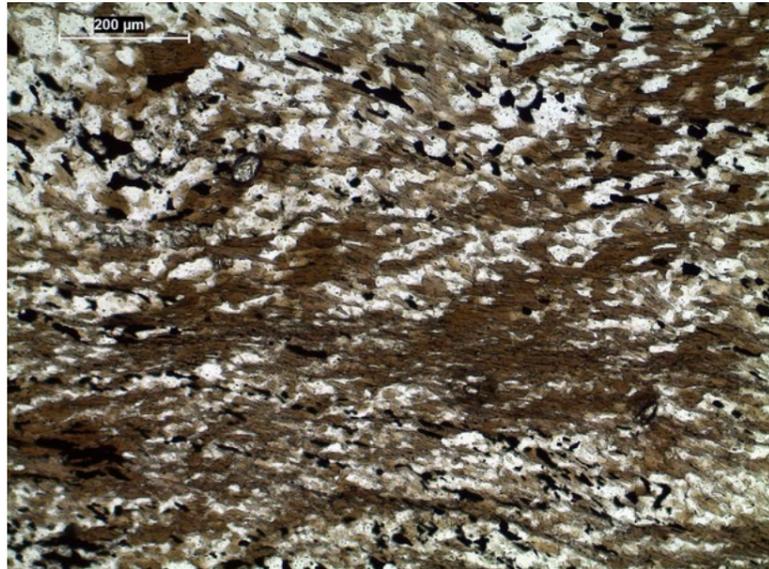
### DEFORMATION AND RECRYSTALLIZATION OF MICAS

Al igual que el cuarzo, la biotita fluye y recrystaliza fácilmente. En condiciones de grado medio a alto de metamorfismo, la recrystalización por migración de bordes de granos (*GBM*) se torna el mecanismo más importante para la recrystalización de la biotita.

**Figuras 355-356.** Milonita de paragneis biotítico-granatífero. Folias de biotita definen la foliación milonítica y se deflectan alrededor de porfiroclastos de plagioclasa. La matriz de grano muy fino consiste en biotita y cuarzo recrystalizados dinámicamente, acompañados por abundantes opacos (N// y NX).

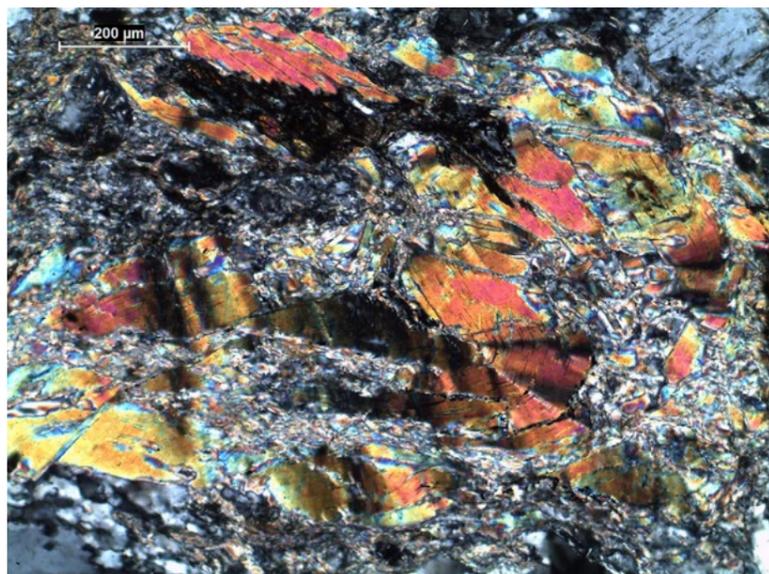
*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*





**Figura 357.** Detalle de la fotomicrografía anterior donde se aprecia la biotita finamente recrystalizada acompañada por minerales opacos (N//).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



**Figura 358.** Moscovita plegada con extinción ondulosa y *kinking*, en milonita de metatonalita. Se aprecia recrystalización de grano fino a expensas del grano original (NX).

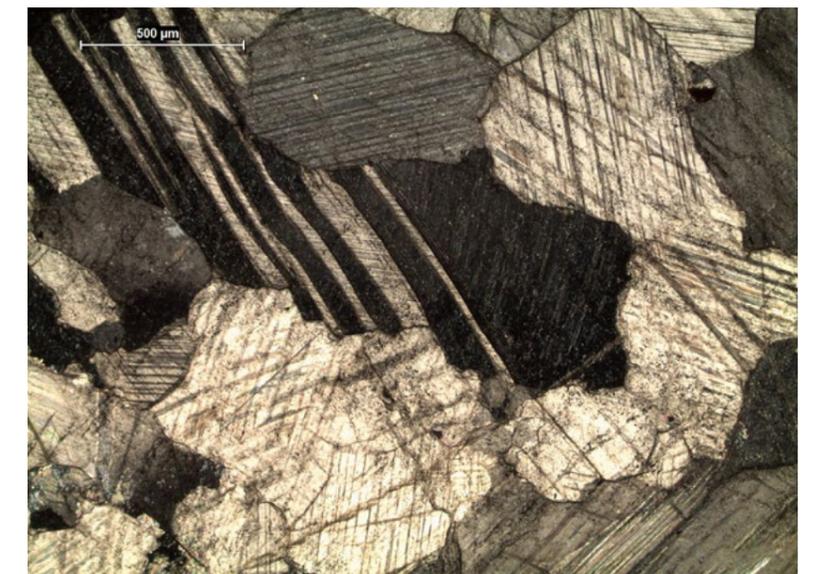
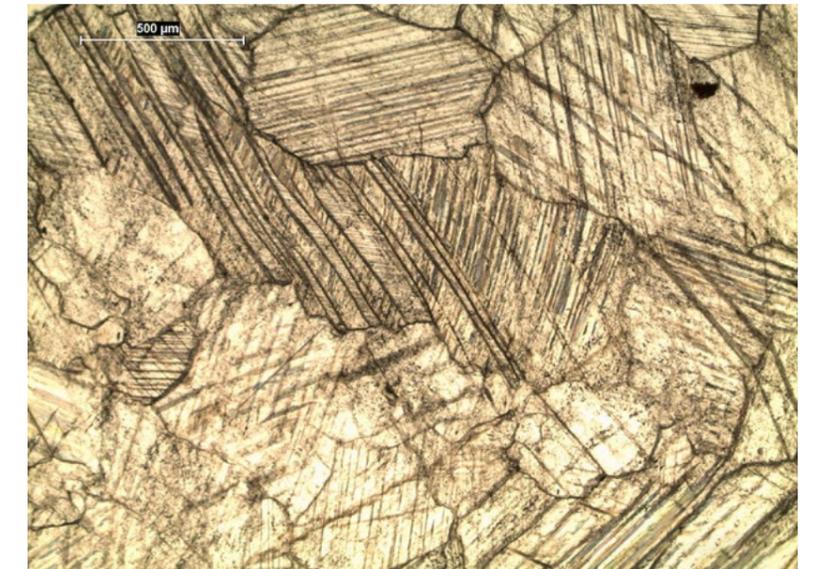
*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*

## MACLADO DEFORMACIONAL DEFORMATION TWINNING

A nivel microscópico, el mecanismo más importante de deformación intracrystalina es el deslizamiento por dislocación (*dislocation glide*) que se manifiesta en extinción ondulante, maclas de deformación, cristales curvados y *microkinking*. Las maclas de deformación o secundarias, son más delgadas que las maclas de crecimiento o primarias, tienen planos de composición simples, terminaciones en forma de cuña y por lo general no se extienden por todo el cristal sino que se interrumpen abruptamente. Se distribuyen de modo heterogéneo concentrándose en las zonas donde la deformación es más intensa como bordes de cristales o puntos de contacto entre granos. Usualmente se generan a temperaturas bajas y son comunes en plagioclasa y calcita.

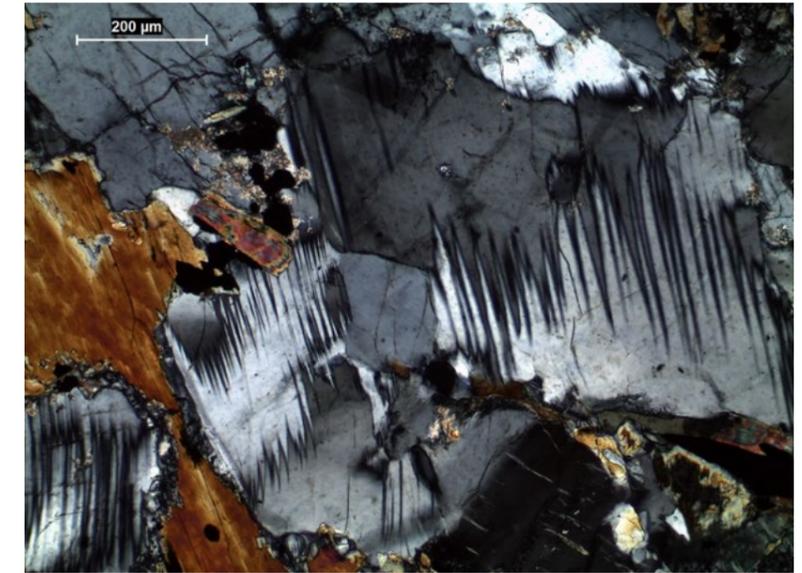
**Figuras 359-360.** Calcita con maclas mecánicas laminares flexuradas tipo III (según Burkhard 1993), en mármol de grado alto de metamorfismo (N// y NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



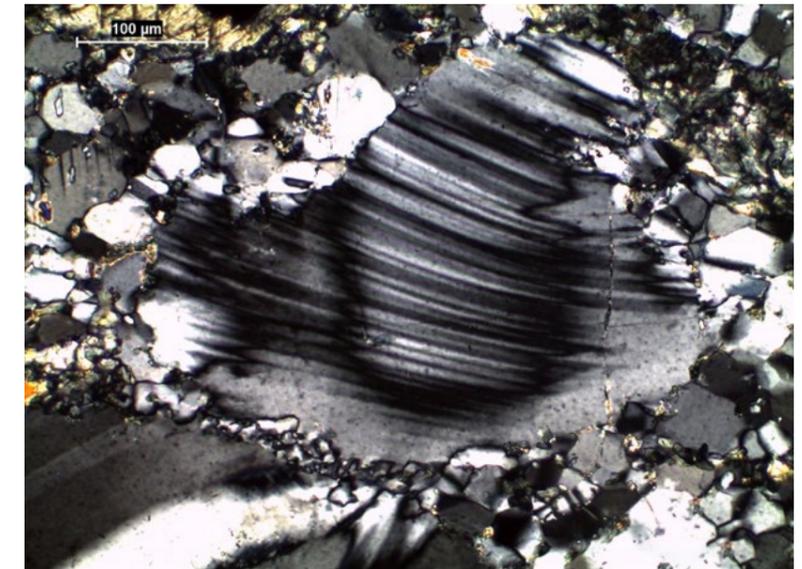
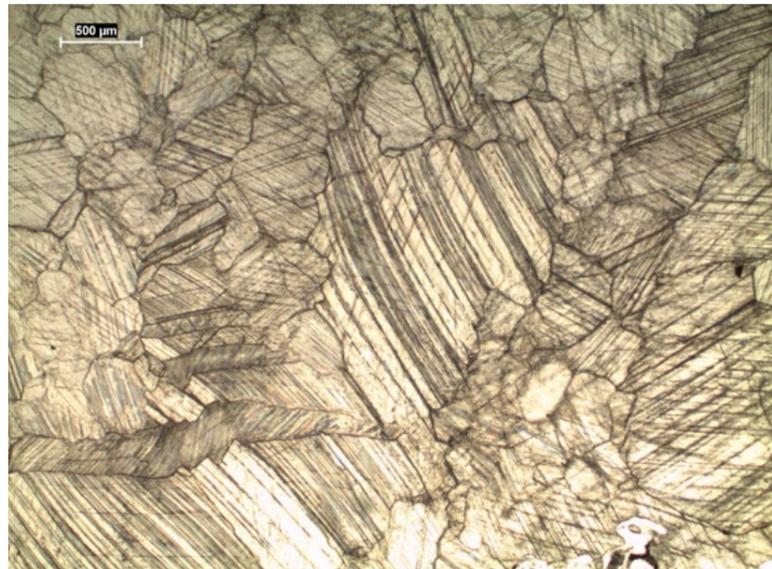
**Figuras 363-364-365.** Cristales de plagioclasa con extinción ondulante y maclas deformacionales curvadas e interrumpidas con terminaciones en cuña. Las maclas deformacionales comúnmente se aguzan hacia el centro del cristal (NX).

*Quebradas Yanzi y Sanjuanina, Sierra de La Huerta.*

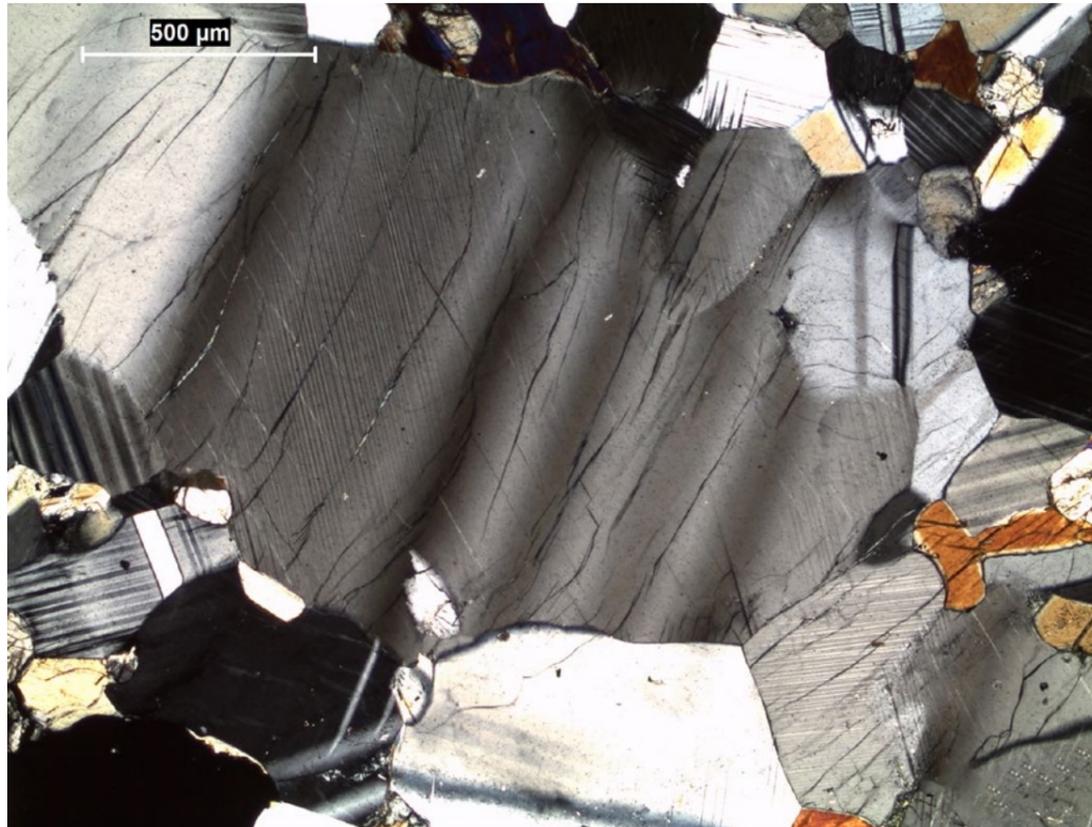


**Figuras 361-362.** Cristales de calcita con clivaje deformado y maclas múltiples curvadas y aguzadas, en mármol de grado alto de metamorfismo (N// y NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



## MICROPLIEGUES MICROFOLDS



**Figura 366.** Cristal relicto de plagioclasa, microplegado, con extinción ondulante y finas lamelas de deformación, en metagabronorita. Está rodeado por

individuos de plagioclasa recristalizada de tamaño variable, con textura granoblástica poligonal (NX).

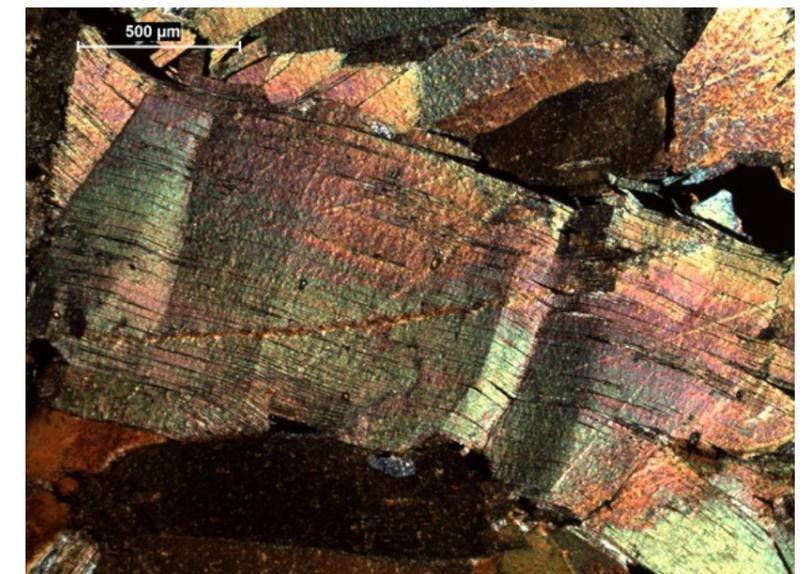
*Quebrada Jaboncillo, Sierra de Valle Fértil.*

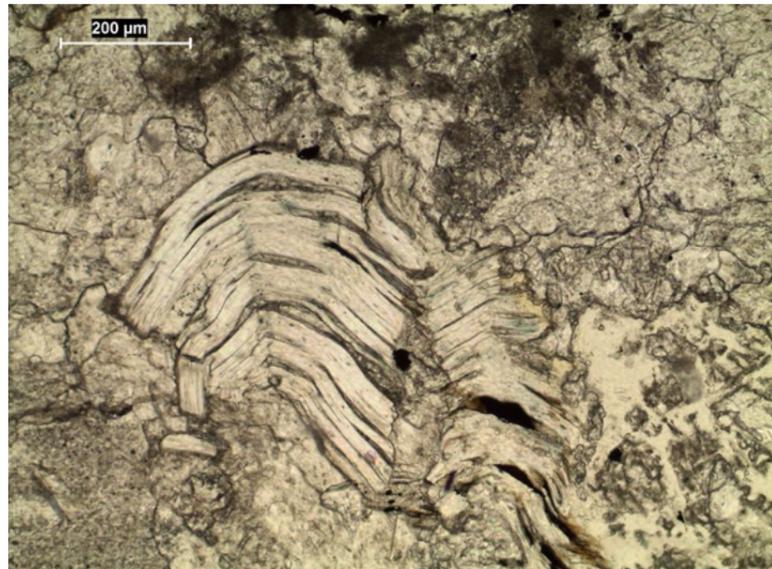
## PLIEGUES KINK Y BANDAS KINK KINK FOLDS AND KINK BANDS

El deslizamiento por dislocación a lo largo de los planos de clivaje basales de las micas es particularmente fácil ya que las fuerzas de cohesión a lo largo de estos planos son muy débiles. Esto le permite a la mica deformarse cómodamente. Al microscopio, las bandas *kink* se manifiestan por diferencias en el color de absorción debido a sus diferencias de orientación.

**Figuras 367-368.** Láminas de biotita con pliegues *kink* en paragneis biotítico-granatífero (N// y NX).

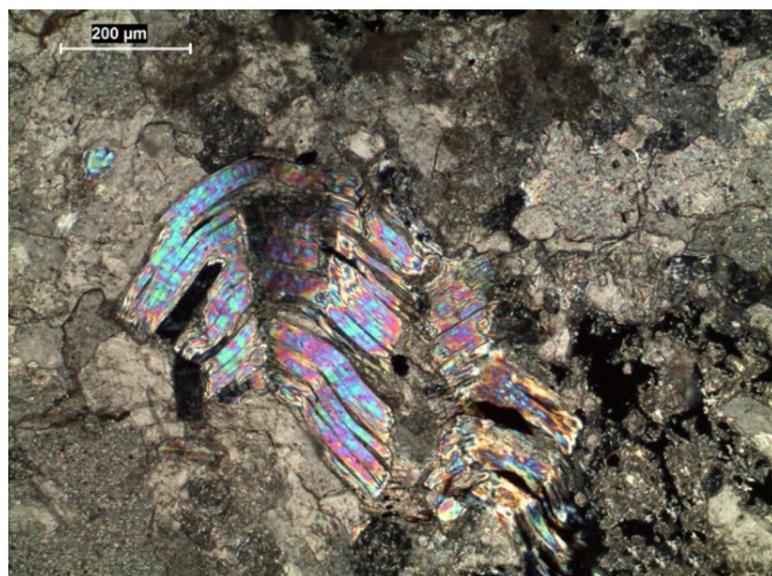
*Quebrada San Pedro, Sierra de La Huerta.*





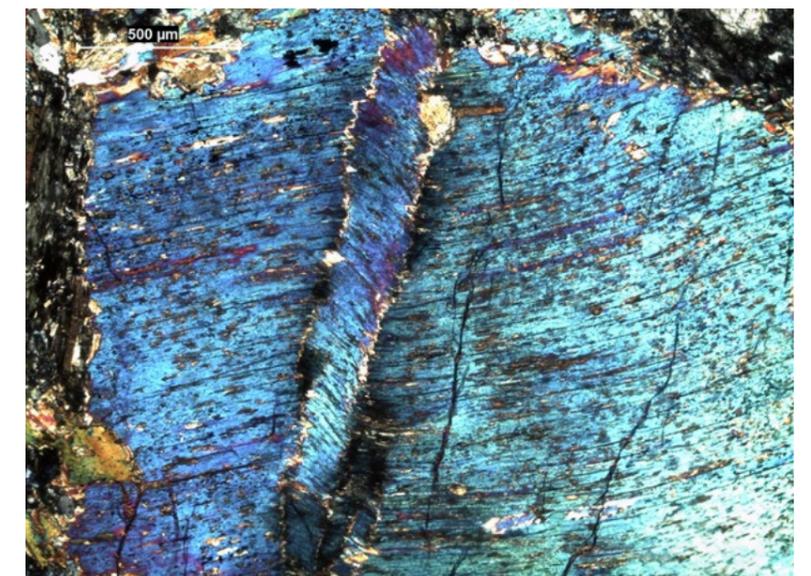
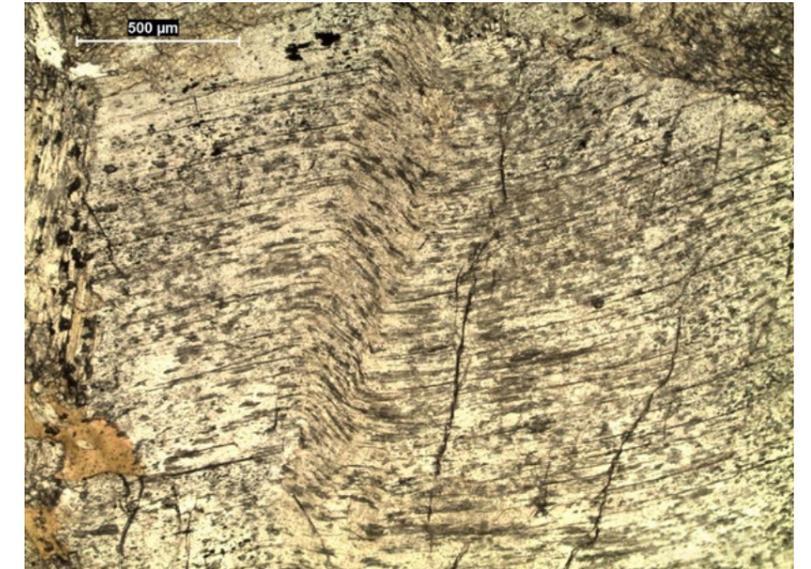
**Figuras 369-370.** Folia de flogopita con pliegues *kink* que le permiten acomodar la deformación por deslizamiento basal, en mármol de alto grado (N// y NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



**Figuras 371-372.** Pliegue *kink* en clinopiroxeno con textura "Schiller". Se advierte recristalización incipiente por migración de bordes (N// y NX).

*Cerro del Estanque.*





**Figura 373.** Esquisto cuarzo-micáceo con desarrollo de bandas *kink*. La estructura previa de la roca jugó un rol activo en el desarrollo de las bandas. Esto se aprecia en el cambio angular brusco de la foliación en el borde de la banda, y el ángulo aproximadamente igual entre este borde y la foliación dentro y fuera de la banda. Diámetro del anillo usado como escala 1,8 cm.

*Cerro Pan de Azúcar.*

### CRENULACIÓN Y CLIVAJE DE CRENULACIÓN CRENULATION AND CRENULATION CLEAVAGE

El clivaje de crenulación se produce cuando una roca con planos de foliación ya existentes muy finos y uniformemente espaciados, es comprimida en una dirección a bajo ángulo respecto de esa foliación. Este hecho provoca el “arrugamiento” (crenulación) de la foliación original y origina una serie de pequeños pliegues cuyos planos axiales definen un nuevo rasgo planar o foliación en la roca, conocido como clivaje de crenulación.



**Figura 374.** Crenulación en un nivel de esquisto micáceo intercalado en metacuarcita.

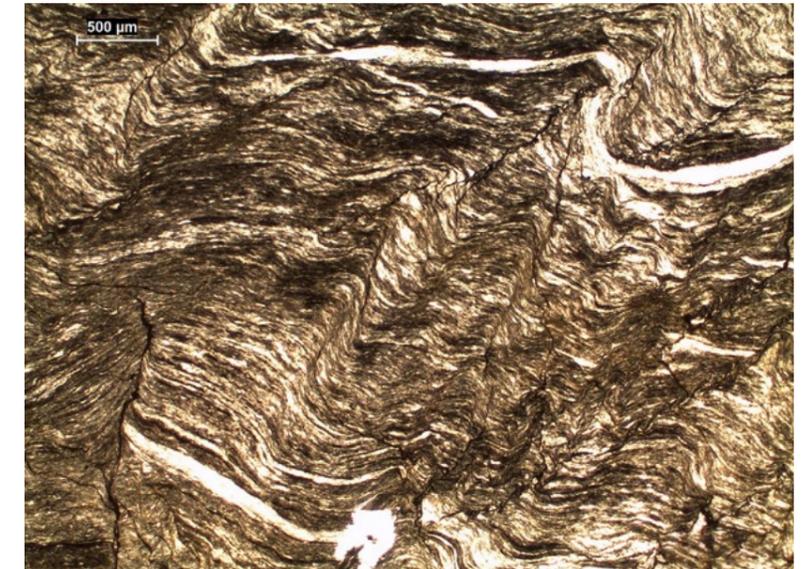
*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 375.** Desarrollo de clivaje de crenulación en filita con porfiroblastos de biotita. Diámetro del anillo usado como escala 1,8 cm. *Inmediaciones del Puesto Niquizanga, Sierra Pie de Palo.*

**Figuras 376-377.** Pizarra con transposición de clivajes. La foliación fina penetrativa (clivaje pizarroso  $S_1$ ) con disposición subhorizontal, está afectada por un clivaje de crenulación asimétrico subvertical ( $S_2$ ) más espaciado y anastomosado. Las bandas claras ricas en cuarzo que alternan con niveles más oscuros ricos en minerales micáceos, representan el bandeo composicional ( $S_0$ ) del protolito sedimentario (N// y NX).

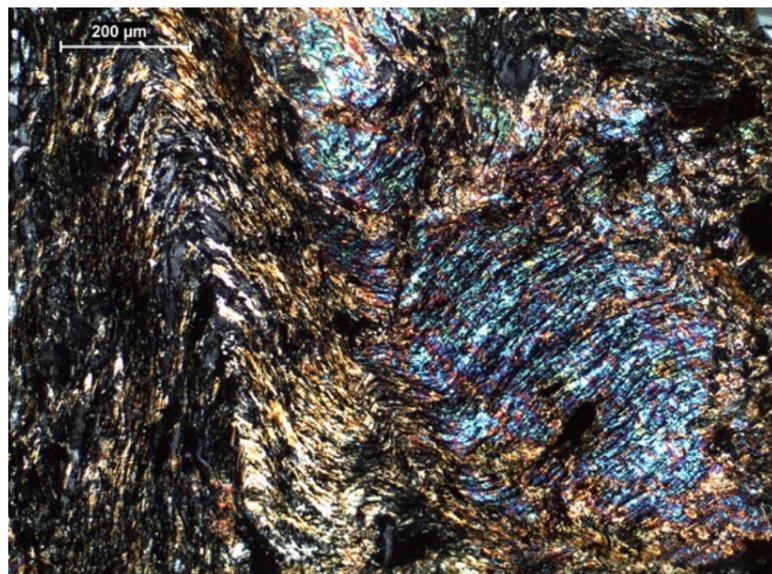
*Cerro Salinas.*





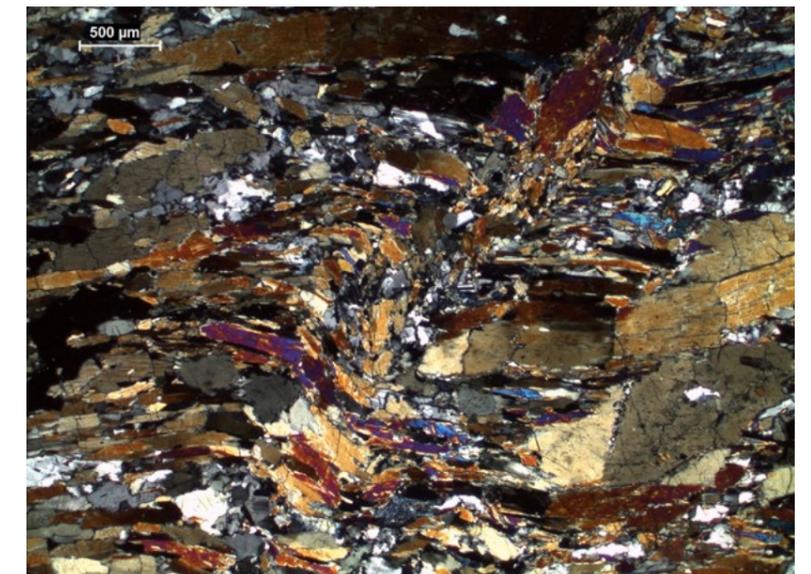
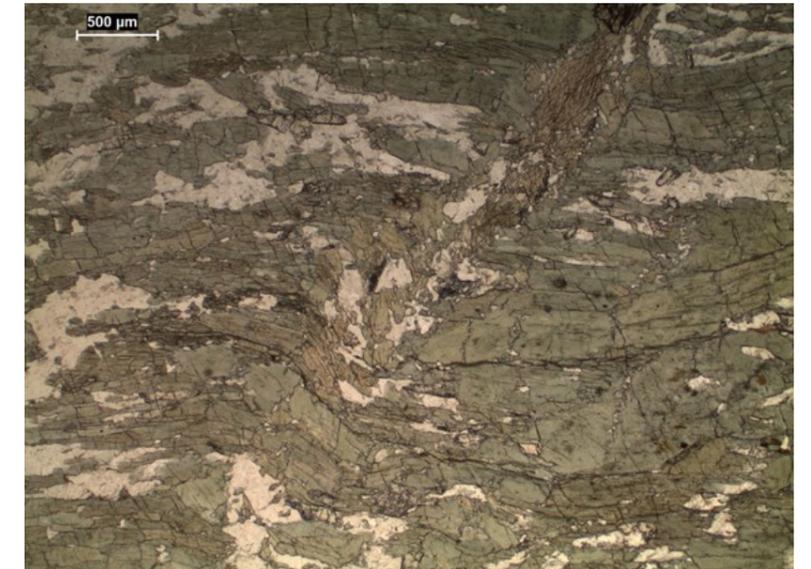
**Figuras 378-379.** Filita crenulada. A medida que se formaron las crenulaciones el cuarzo fue removido de los limbos de los micropliegues y reprecipitó en la zona de charnelas.

*Quebrada Pozo del Indio, Sierra Pie de Palo.*



**Figuras 380-381.** Detalle de crenulación en anfibolita foliada.

*Quebrada del Chorro, Sierra Pie de Palo.*



## PLIEGUES

### FOLDS

Los pliegues son quizás la característica más llamativa de las rocas metamórficas deformadas. Varían en tamaño desde suaves crenulaciones en una superficie de foliación, hasta pliegues de dimensiones kilométricas. La gran variedad de pliegues que se encuentran en las Sierras Pampeanas de San Juan hace imposible mostrarlos todos, por lo que sólo se ilustran algunos ejemplos representativos.



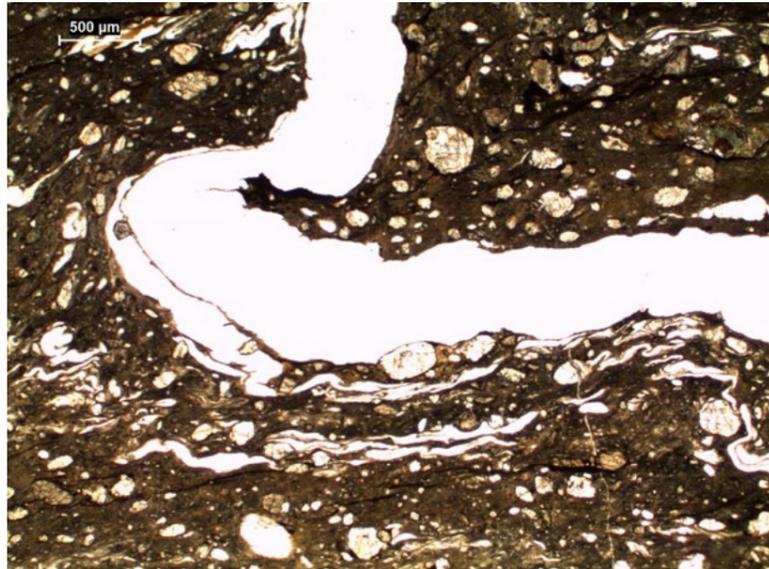
**Figura 382.** Pliegues sin raíces (*rootless folds*) en vena cuarzo-feldespática. Obsérvese que el gneis migmatítico que los contiene presenta micropliegues subhorizontales muy apretados.

*Inmediaciones del Puesto Agua Brava, Sierra Pie de Palo (31°3'29.76" S - 67°51'33.87" O).*



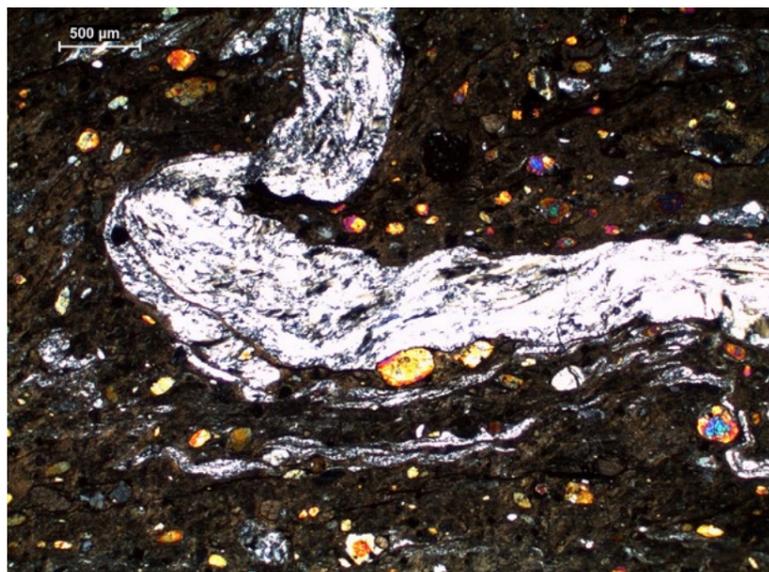
**Figura 383.** Desarrollo de pliegues sin raíces en venas de cuarzo contenidas en una milonita de esquistos metapelítico (biotítico-granatífero-epidótico).

*Quebrada Ancha de la Puntilla, Sierra Pie de Palo.*



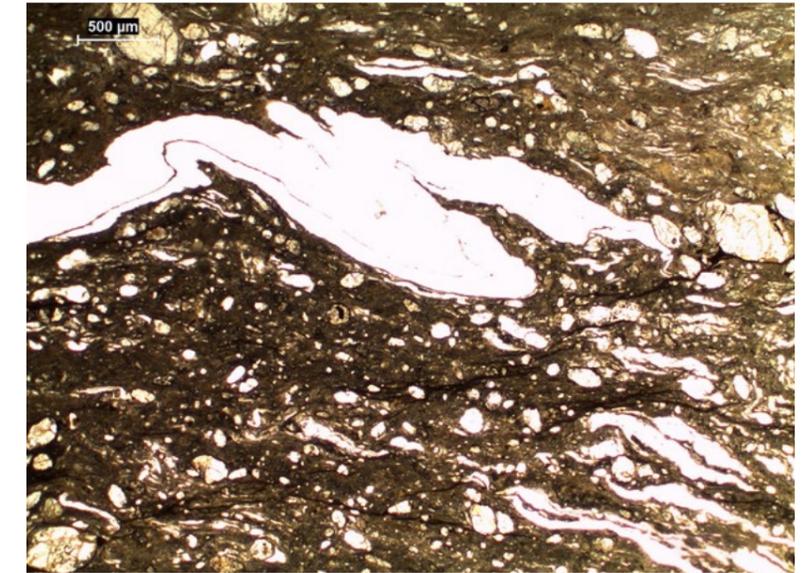
**Figuras 384-385.** Venillas de cuarzo deformado y recrystalizado que conforman los pliegues sin raíces de la figura 383. La roca milonítica tiene una matriz oscura de biotita muy fina producto de recrystalización, con granate (relieve alto, isótropo) y abundantes cristales de epidoto (colores de interferencia muy llamativos) (N// y NX).

*Quebrada Ancha de la Puntilla, Sierra Pie de Palo.*



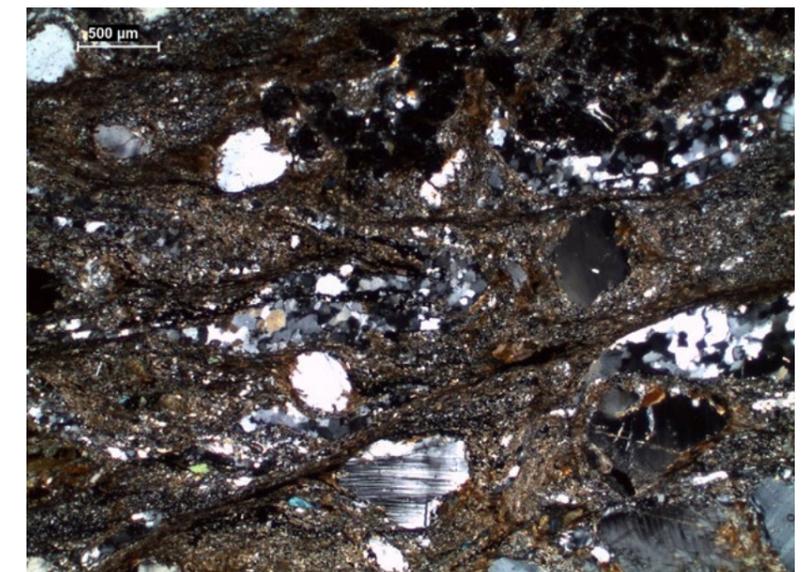
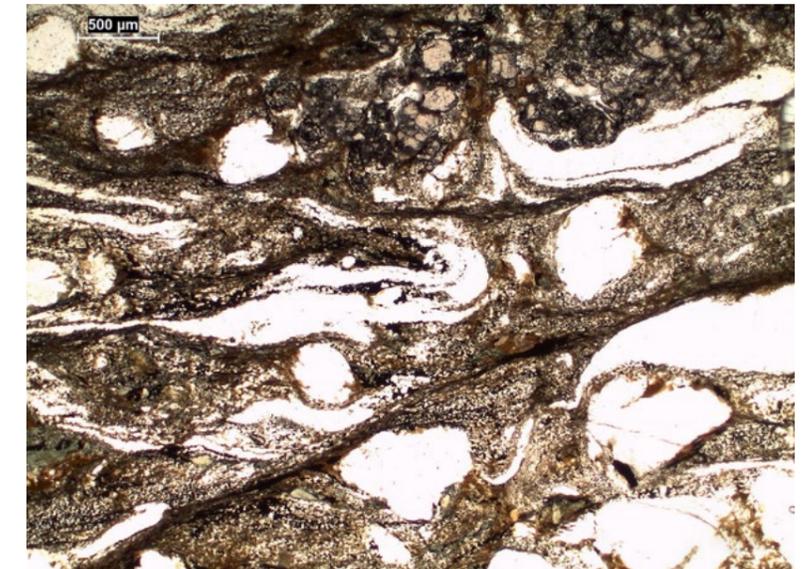
**Figura 386.** Corresponde a la misma muestra de las fotomicrografías 384 y 385. Los planos axiales de los pliegues asimétricos e isoclinales son aproximadamente paralelos a la foliación milonítica (N//).

*Quebrada Ancha de la Puntilla, Sierra Pie de Palo.*



**Figuras 387-388.** Agregados lenticulares (“cintas”) de cuarzo recrystalizado conforman charnelas aisladas de pliegues sin raíz, en milonita de paragneis biotítico-granatífero (N// y NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*





**Figura 389.** Mesopliegues volcados en esquistos cuarcíticos. Nótese la disarmonía entre la parte inferior del afloramiento con marcada esquistosidad subhorizontal y la parte superior plegada. *Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 390.** Migmatita estromatítica con paleosoma de gneis biotítico-granatífero-sillimanítico y neosoma granítico constituyendo pliegues ptigmáticos. Largo del lápiz de dureza usado como escala 12,5 cm. *Quebrada Los Molles, Sierra de La Huerta (31° 00' 26.61" S - 67° 34' 0.61" O).*



**Figura 391.** Pliegues disarmónicos afectan una secuencia de esquistos calcáreos, cuarzo-micáceos y cuarcíticos.

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo*  
(31°26'53.9" S - 68°10'30.6" O).

**Figura 392.** Pliegues similares con plano axial vertical en esquistos calcáreos.

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo*  
(31°31'10.5" S - 68°15'0.4" O).



**Figura 393.** Pliegues isoclinales de charnelas agudas tipo *chevron*, en esquistos cuarcíticos. Obsérvese la disposición casi 'similar' de los pliegues, el engrosamiento de las charnelas y la disposición de la esquistosidad que es aproximadamente paralela al plano axial de los pliegues.

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo*  
(31°31'14.6" S - 68°15'01.8" O).





**Figura 394.** Pliegues ptigmáticos, desconectados entre sí, en gneis hornbléndico. El plegamiento está claramente evidenciado en los niveles leucocráticos.

*Puesto Agua Brava, Sierra Pie de Palo  
(31°03'25.07" S - 67°51'39.98").*

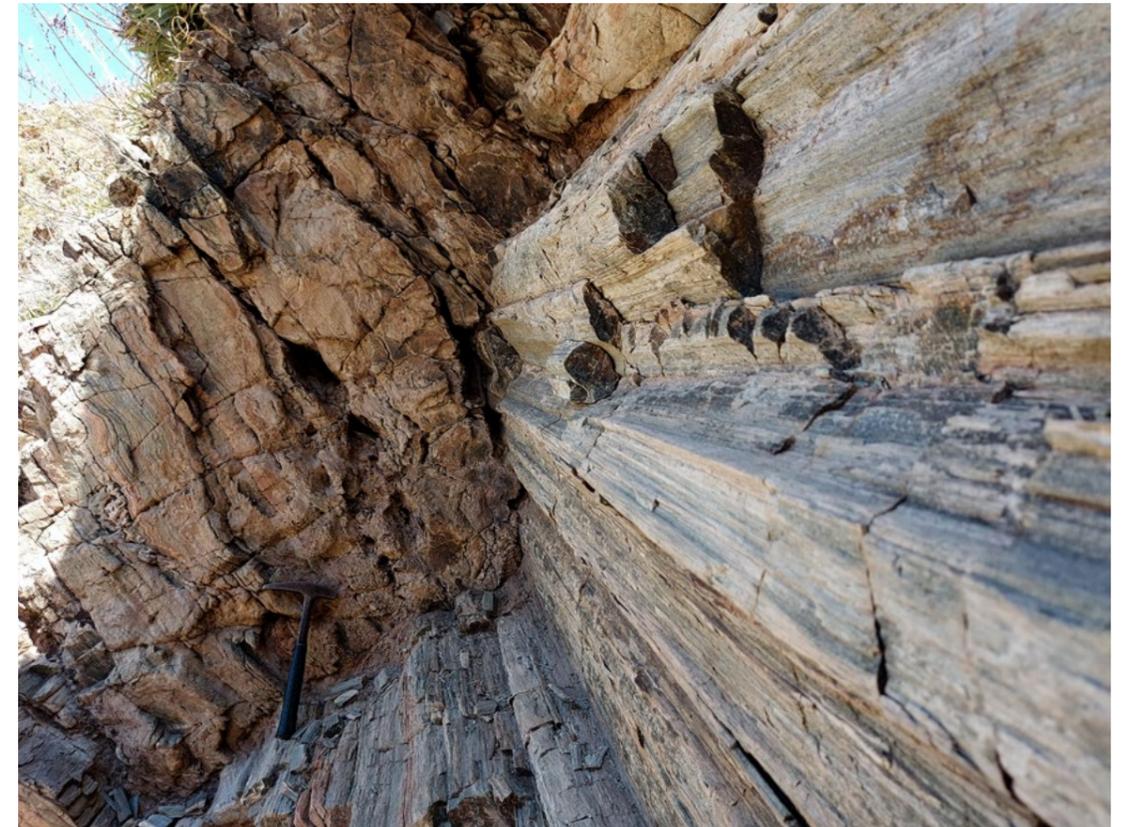


**Figura 395.** Pliegue-falla y *boudinage* (centro de la imagen), en milonita de esquistos cuarzo-micáceo-granatífero. Largo de la lapicera usada como escala 15 cm.

*Quebrada Grande del Molle, Sierra Pie de Palo.*

## ESTRUCTURA DE COLUMNAS (O DE ROLLOS) MULLION STRUCTURE

Es una forma de lineación estructural gruesa que se da en rocas que han sufrido compresión intensa. Los *mullions* son paralelos a las charnelas de los pliegues que afectan a la roca. Consisten en estructuras cilíndricas largas, similares a columnas, cuyas superficies pueden ser redondeadas o irregulares. La superficie externa suele estar cubierta por una fina capa micácea y hallarse estriada paralelamente a su longitud. El diámetro de los mullions varía desde 4 cm hasta casi 4 m.



**Figura 396.** *Mullions* subhorizontales con superficies regulares cilíndricamente curvadas, en meta-cuarcita. Los *mullions* están cortados por diaclasas perpendiculares a su longitud, lo que permite separarlos del afloramiento como secciones de pilares estriados. En este caso se trata de *mullions* de plega-

miento, que se corresponden con charnelas separadas de pliegues parásitos, parcialmente visibles a la izquierda de la fotografía.

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo  
(31°31'22.9" S - 68°15'14.3" O).*

## BOUDINAGE Y MICROBOUDINAGE

El *boudinage* es una estructura en la cual una capa competente incluida en una roca menos competente y más fácilmente deformable, sufre extensión paralela a su largo, estirándose y experimentando un adelgazamiento heterogéneo que conduce al desarrollo de estructuras de *pinch-and-swell* (“pellizco e hinchazón”). Estas estructuras, también llamadas *boudins* con cuello, conservan la continuidad de la capa pero muestran un adelgazamiento variable de su espesor original. Si el adelgazamiento se intensifica, en las regiones más comprimidas finalmente se produce la segmentación de la capa más competente en *boudins* separados por espacios o “cuellos”.

Dentro de las rocas metamórficas deformadas también puede haber bloques o fragmentos de rocas que han sufrido mucho menos esfuerzo que su entorno y que forman capas discontinuas pero reconocibles, divididas por *boudinage*.



**Figura 397.** Intercalación de venas cuarzo-feldespáticas en anfibolita. La vena central exhibe estructura *pinch-and-swell*. Diámetro del anillo usado como escala 1,8 cm.

Quebrada Derecha, Sierra Pie de Palo.



**Figura 398.** Nivel competente rico en cuarzo-plagioclasa con estructura *pinch-and-swell*, en gneis hornbléndico con fuerte lineación de estiramiento.

Puesto Agua Brava, Sierra Pie de Palo (31°03'25.07" S - 67°51'39.98").

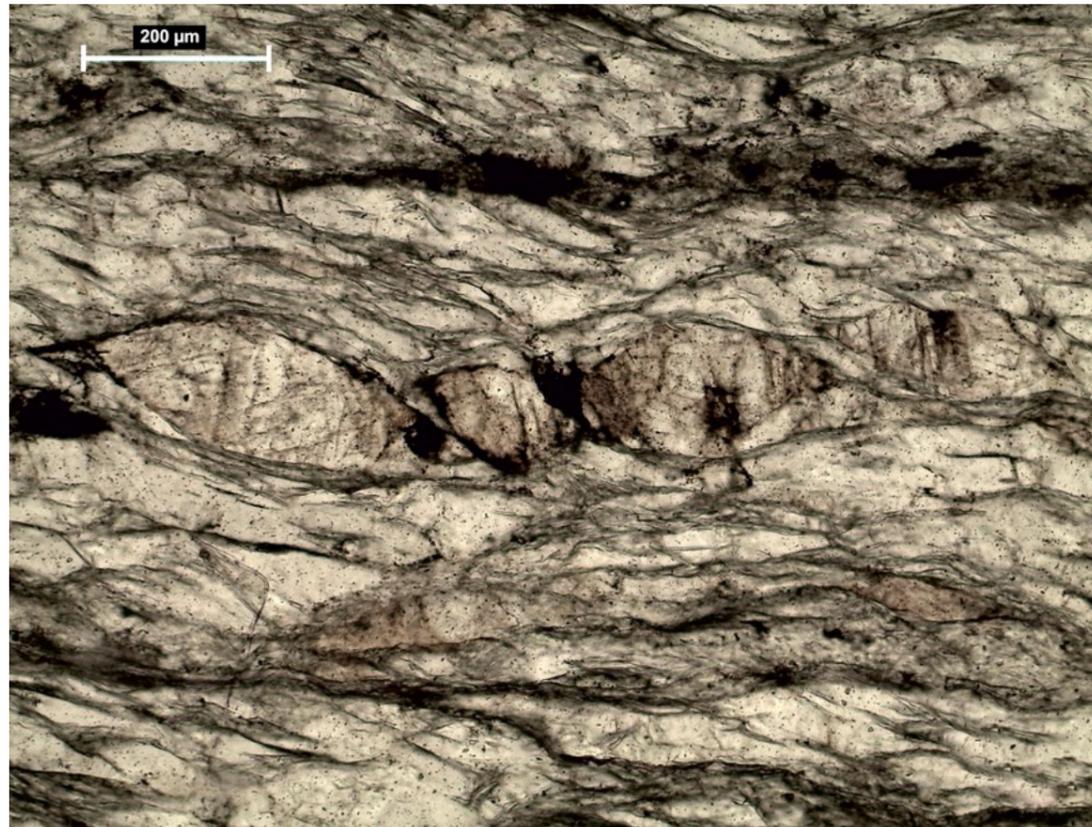


**Figura 399.** Boudins de cuarzo con pátinas de óxidos de hierro (centro de la imagen), integran una estructura plegada que afecta al esquistos cuarzo-plagioclásico-micáceo. La foliación se deflecta alrededor de los mismos y los rodea. Diámetro de la moneda en el cuello entre boudins 2,5 cm.  
Quebrada Derecha, Sierra Pie de Palo.



**Figura 400.** Boudins de anfíbolita (roca oscura, más competente) englobados por mármol (roca clara, más dúctil).  
Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta (31°23'3.74" S - 67°20'20.78" O).

El *microboudinage* es producto de la pérdida de cohesión de un mineral por fallamiento extensional. El mismo se fractura y separa en partes (*boudins*) debido a la componente extensional existente, creando espacios o cuellos que se rellenan con minerales secundarios. La asociación mineral que crece en esos espacios puede indicar las condiciones metamórficas imperantes durante la deformación.

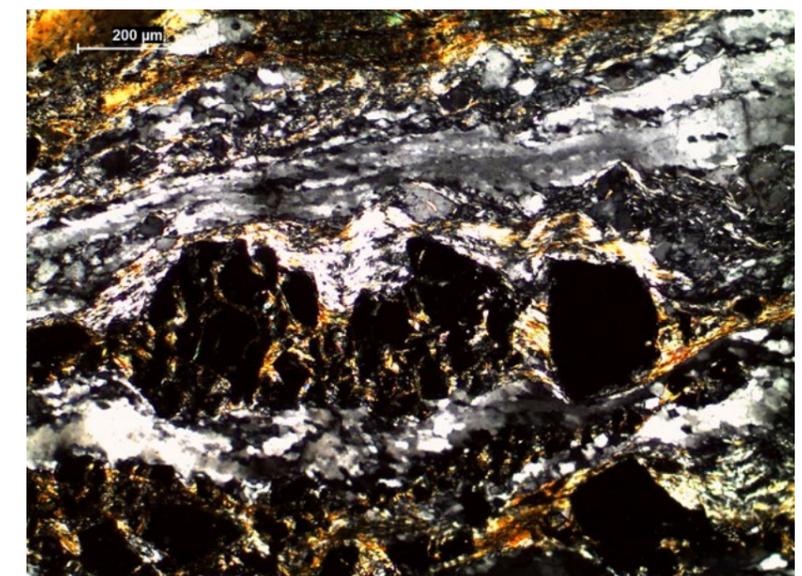


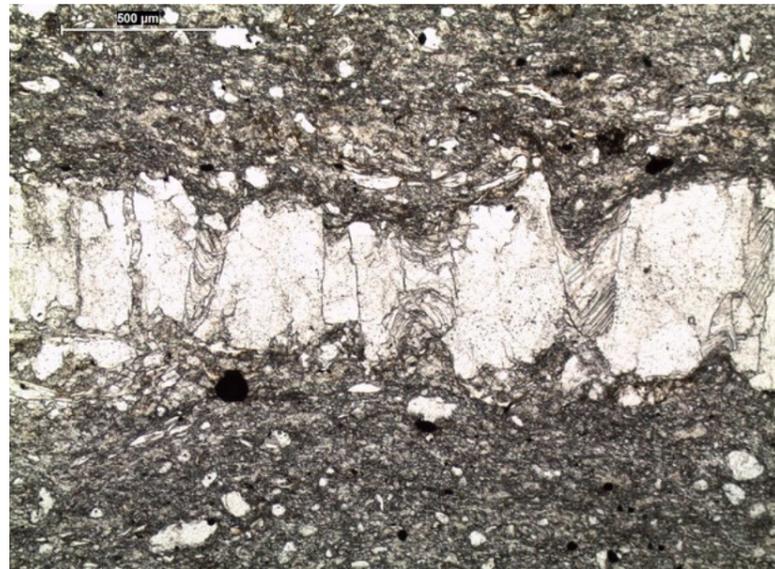
**Figura 401.** *Boudins* de plagioclasa en milonita S-C de esquistos cuarzo-plagioclásico-micáceo. Minerales opacos y matriz se disponen en los cuellos entre *boudins*, cuya asimetría indica sentido de cizalla sinistral. Hay folias de mica orientadas definiendo superficies C y C' (N// y NX).

*Cerro Pan de Azúcar.*

**Figuras 402-403.** Cristales de granate elongados en el sentido de la foliación milonítica. Nótese el adelgazamiento y ruptura de los cristales y el desarrollo de *microboudinage*, con biotita cloritizada dispuesta en los cuellos entre *boudins* (N// y NX).

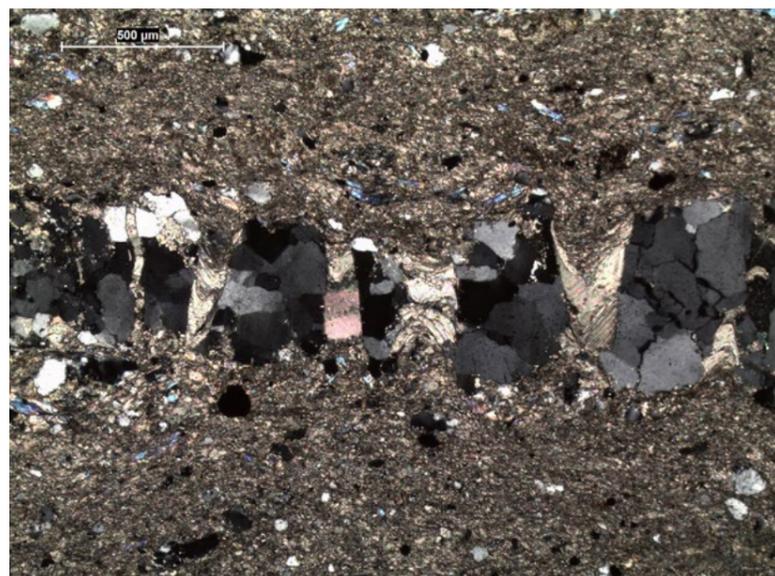
*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*





**Figuras 404-405.** Venilla de cuarzo con *boudinage* en mármol de grado bajo de metamorfismo. Hay disolución y redepositación de calcita, en parte con hábito fibroso, en los espacios entre *boudins*. La matriz circundante se amolda alrededor de los *boudins* (N// y NX).

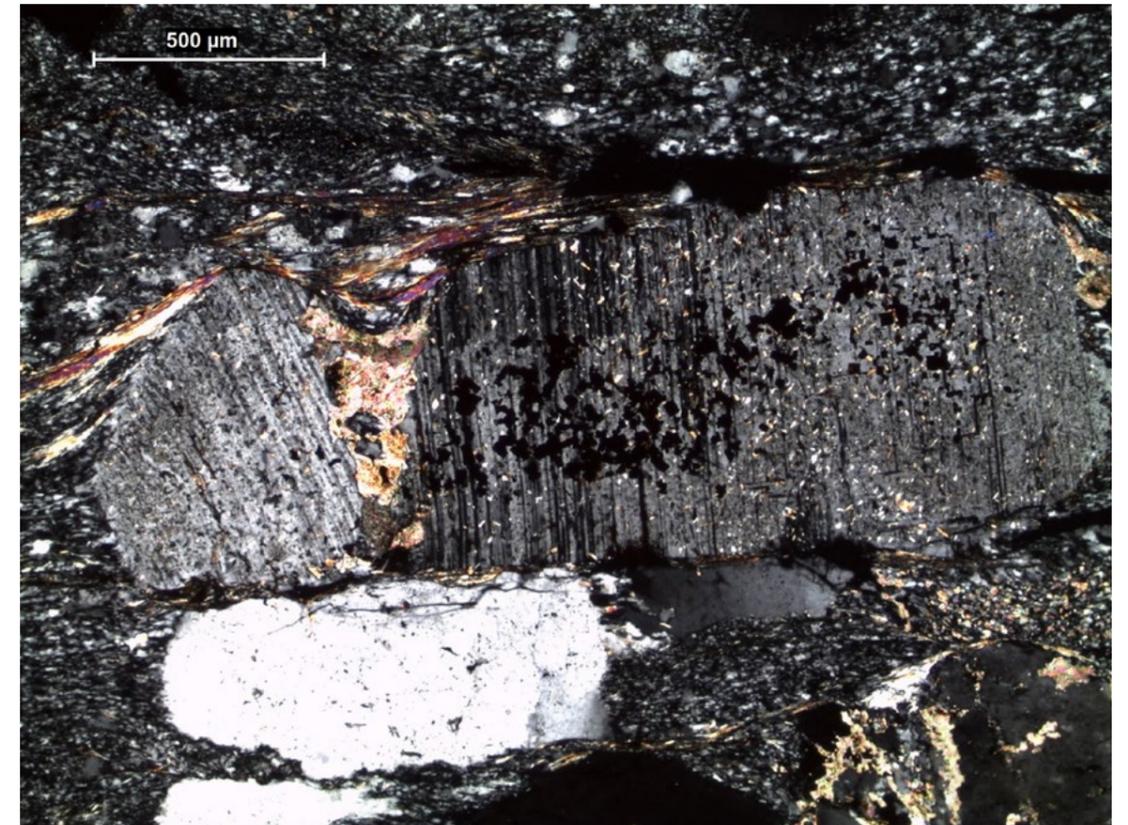
*Cerro Morado, Sierra de La Huerta.*



## TRACCIÓN Y DESGARRO

### PULL-APART TEXTURE

La textura de tracción y desgarro está íntimamente asociada con la de *microboudinage* y es difícil separarlas ya que un fenómeno conduce paulatinamente al otro. Los minerales frágiles como cuarzo, feldespatos y granates presentan comúnmente tracción y desgarro. La formación de esta textura es resultado de esfuerzos extensionales y se debe a movimientos tanto de la matriz como de los granos. Además, en ocasiones se advierte rotación. Como la orientación de la matriz tiene el mismo sentido que el desgarro, se estima que las velocidades de flujo en los lados opuestos del grano son distintas, razón por la cual rota y en el espacio de la microfisura se introduce material de la matriz y/o cuarzo y micas recristalizados.



**Figura 406.** Plagioclasa con maclas polisintéticas en la que comienza a desarrollarse una microfisura de tipo *pull-apart*, con relleno de moscovita (NX). *Cerro Salinas.*

## TEXTURA DE ESTANTE DE LIBROS

## BOOKSHELF TEXTURE



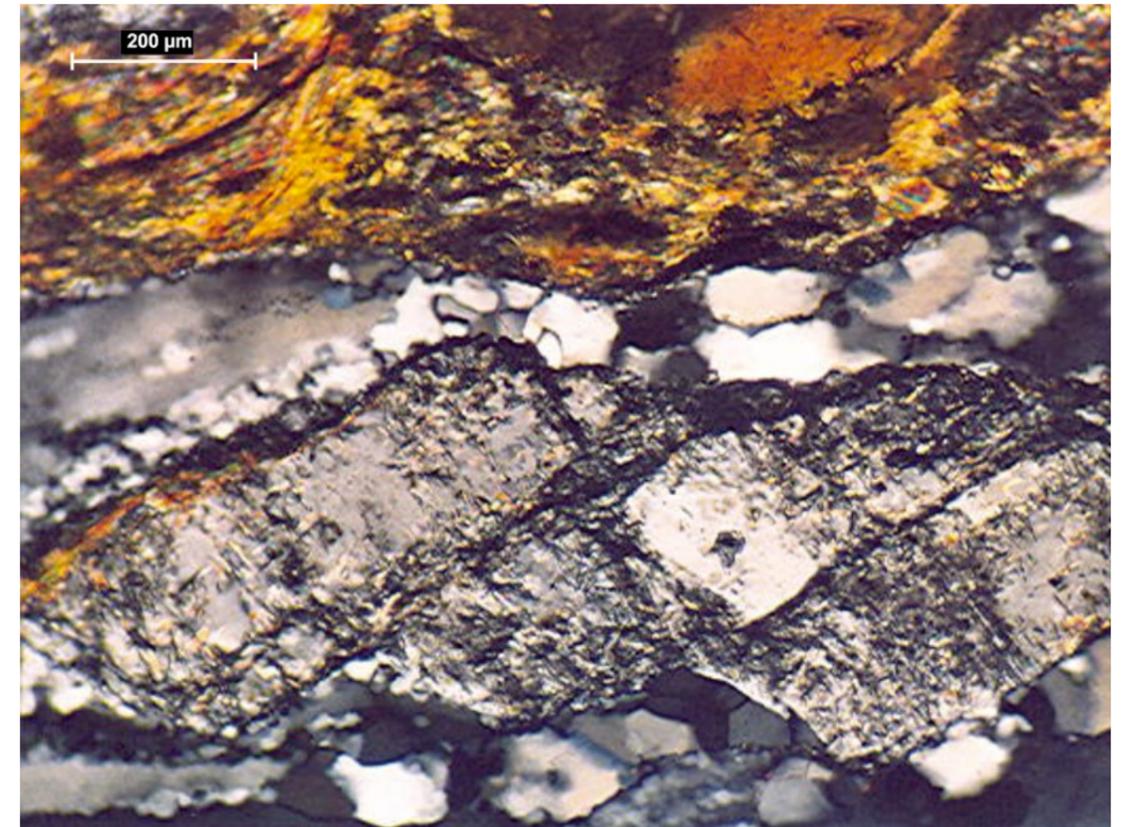
**Figura 407.** Morfología de una vena de cuarzo afectada por *boudinage* y fracturación en estante de libro (o tipo dominó), en metacuarcita.

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo*  
(31°27'04.1" S - 68°10'14.6" O).



**Figura 408.** Potente vena de cuarzo con incipiente estructura de *pinch-and-swell* y fracturación en estante de libro, en metacuarcita.

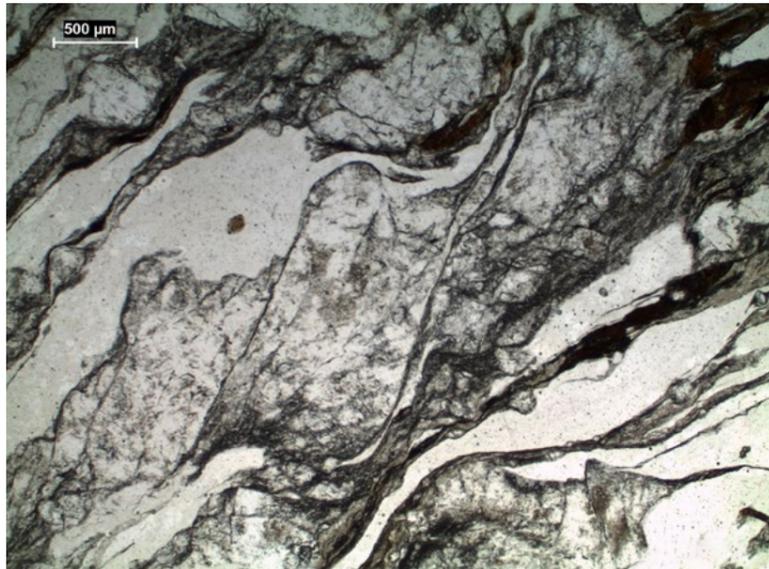
*Quebrada Guayaupa, Sierra Pie de Palo*  
(31°14'04.6" S - 68°05'09.5" O).



**Figura 409.** La deformación frágil de la plagioclasa contrasta con la deformación dúctil del cuarzo y la biotita, en una protomilonita de bajo grado derivada de metatonalita. Los cristales de plagioclasa saussuritizada han experimentado ruptura en tres

fragmentos que se deslizaron en forma escalonada, tipo estante de libros, mediante fracturas antitéticas al sentido de la cizalla (NX).

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*



**Figuras 410-411.** Cristal de plagioclasa seccionado por microfracturas de tipo estante de libros, en protomilonita de metatonalita (N// y NX).

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo*



## PORFIROCLASTOS

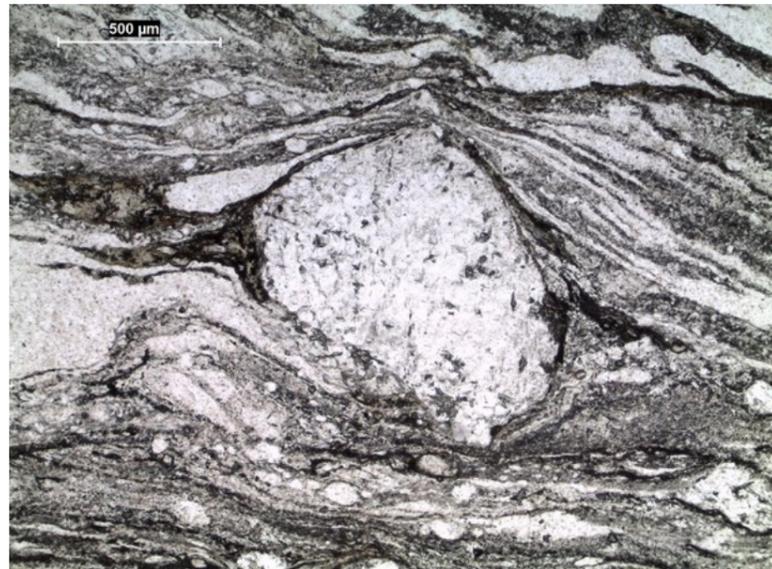
### PORPHYROCLASTS

Los diferentes minerales responden a la deformación de diferentes maneras. El cuarzo y los carbonatos sufren fácilmente deformación plástica en la mayoría de las condiciones metamórficas. Otros como los feldespatos, la cianita, el granate y la hornblenda, son más rígidos y tienden a deformarse de manera frágil en las mismas condiciones, permaneciendo como cristales relictos. Estos últimos constituyen porfiroclastos y a menudo no recristalizan, incluso cuando su matriz de cuarzo y mica ha experimentado intensa deformación y recristalización.



**Figura 412.** Porfiroclastos de plagioclasa con colas de presión en vena pegmatóide intensamente deformada, intruida en milonita de esquistó calcáreo. Diámetro del anillo usado como escala 1,8 cm.

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo*  
(31°26'59.61" S - 68°10'21.85" O).



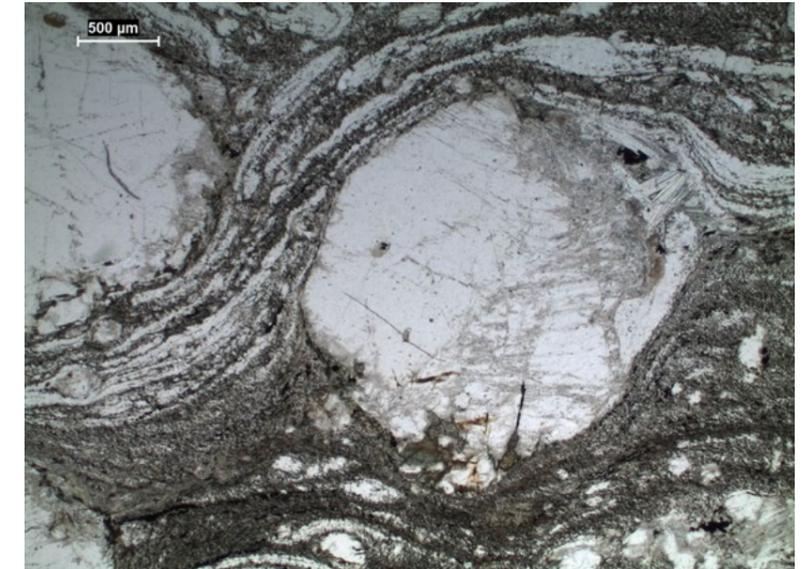
**Figuras 413-414.** Milonita de metatonalita. La matriz cuarzo-micácea, con notoria fluxión, se deflecta alrededor del porfiroclasto de plagioclasa. En el extremo superior derecho se observan micropliegues que sugieren sentido de cizalla sinistral (N// y NX).

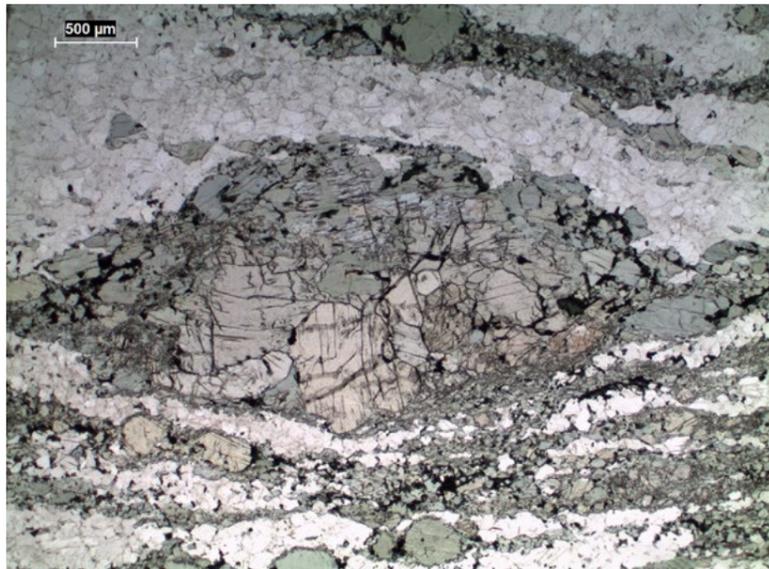
*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*



**Figuras 415-416.** Porfiroclasto redondeado de feldespato levemente sericitizado, con macla de Carlsbad y sombras de presión de cuarzo-moscovita-turmalina, en milonita de paragneis biotítico-granatífero. La matriz de grano fino que rodea y envuelve a los porfiroclastos, está conformada por biotita y cintas de cuarzo producto de recristalización (N// y NX).

*Sierra de las Imanas.*





**Figuras 417-418.** Porfiroclasto policristalino y poliminerálico constituido por ortopiroxeno (color rosado pálido), clinopiroxeno (verde pálido) y anfíbol (verde más intenso con espinelo simplectítico), en milonita de metagabro (N// y NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



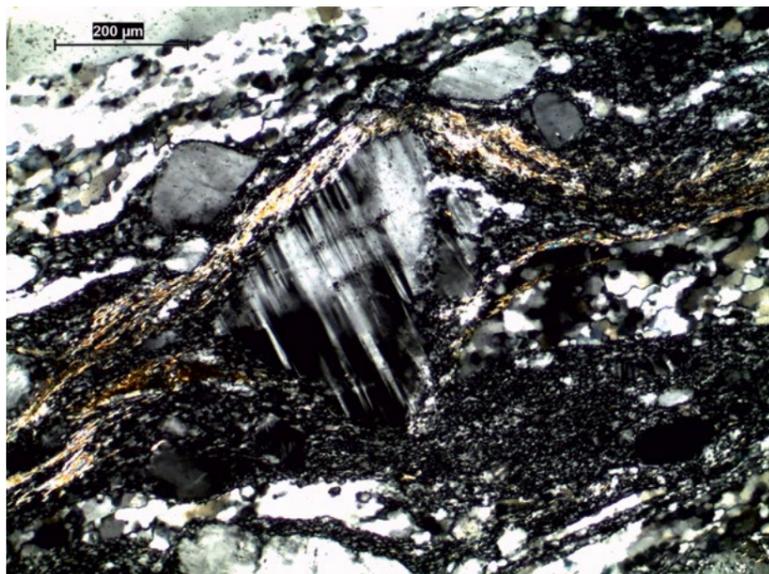
**Figura 419.** Porfiroclasto con colas tipo sigma que indican sentido de cizalla dextral, en milonita de esquisto cuarcítico.

*Quebrada El Quemado, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 420.** Porfiroclasto de plagioclasa tipo sigma con sentido de cizalla sinistral, en milonita de esquistos cuarzo-biotítico. Diámetro del anillo usado como escala 1,8 cm.

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo (31°31'10.8" S - 68°15'00.39" O).*



**Figura 421.** Folias de moscovita se arquean y rodean un porfiroclasto de plagioclasa con maclas deformacionales y extinción ondulante, en milonita de metatonalita. Las colas recrystalizadas tipo sigma indican sentido de cizalla dextral. Se aprecia importante recrystalización de cuarzo en la matriz (NX).

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*

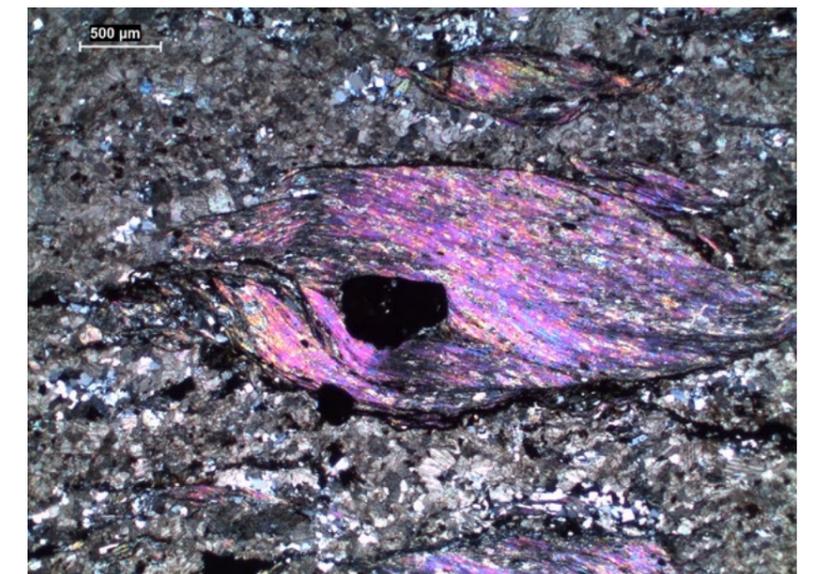
## PECES DE MINERALES

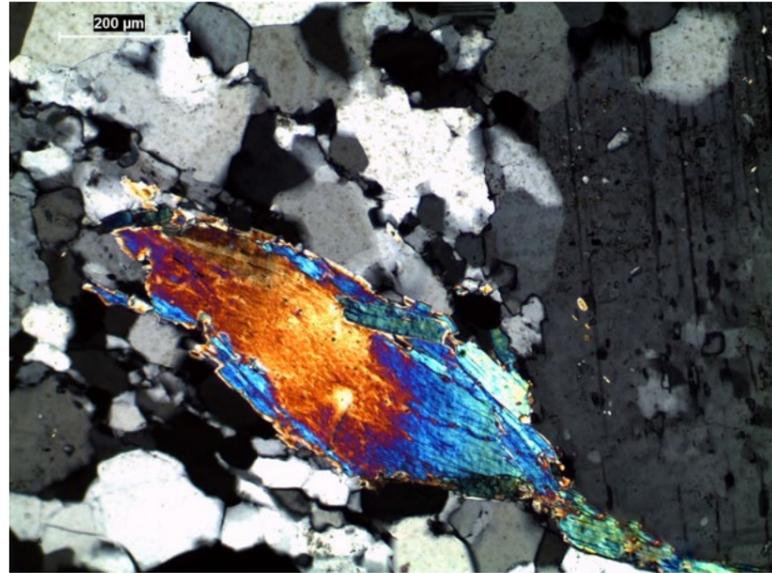
### MINERAL FISH

Los peces son grandes porfiroclastos aislados, con forma de pez o barril, en una matriz recrystalizada de grano fino. Su dimensión más larga forma un pequeño ángulo con la foliación milonítica, produciendo un resalto o escalón (*stair step-ping*), que es uno de los indicadores del sentido de cizallamiento más confiable. Las micas, en particular la moscovita que es más resistente a la deformación que la biotita, forman con mucha frecuencia peces en las milonitas. En condiciones de mayor grado metamórfico, ciertos minerales resistentes como granate, anfíbol, piroxeno o titanita también pueden adquirir forma de pez.

**Figuras 422-423.** Peces de moscovita con cristales de pirita en su interior, en milonita de esquistos calcáreos. Su asimetría refleja sentido de cizalla sinistral (N//y NX).

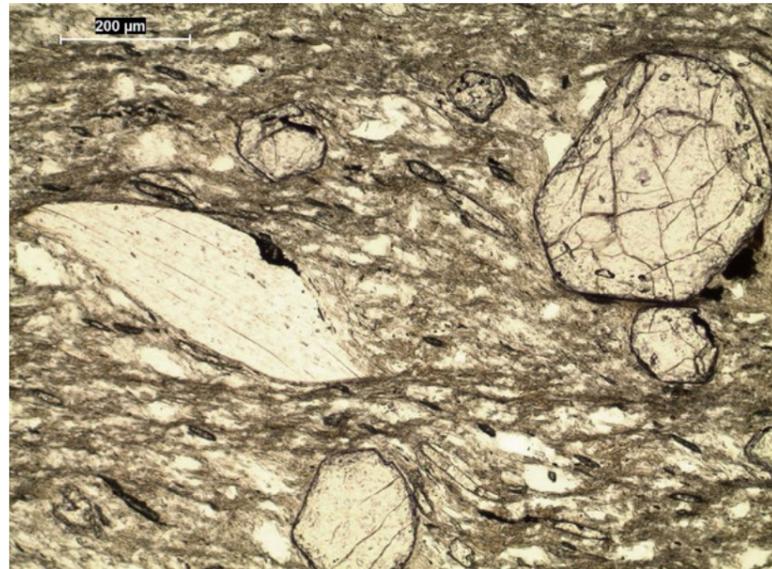
*Quebrada de Bustos, Sierra Pie de Palo.*





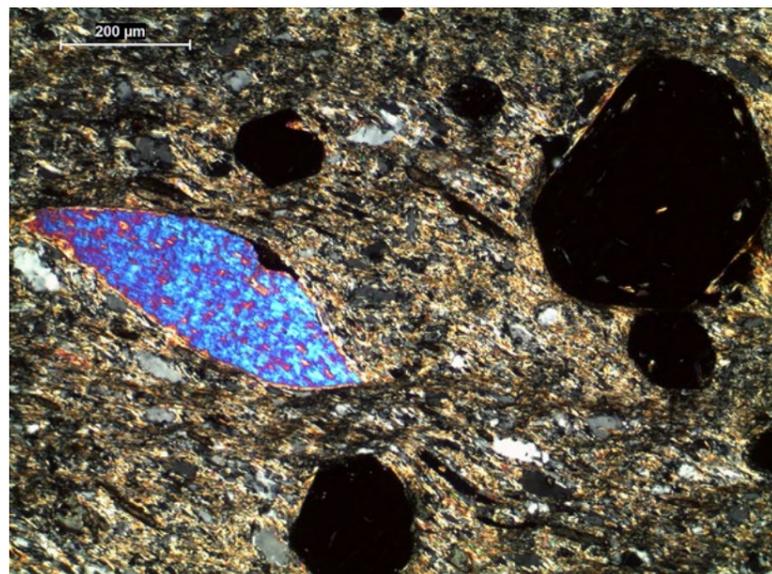
**Figura 424.** Pez de moscovita con extinción ondulante, en milonita de esquistos cuarzo-micáceo ± plagioclásico. Su asimetría indica sentido de cizalla sinistral (N//y NX).

*Quebrada de Bustos, Sierra Pie de Palo.*



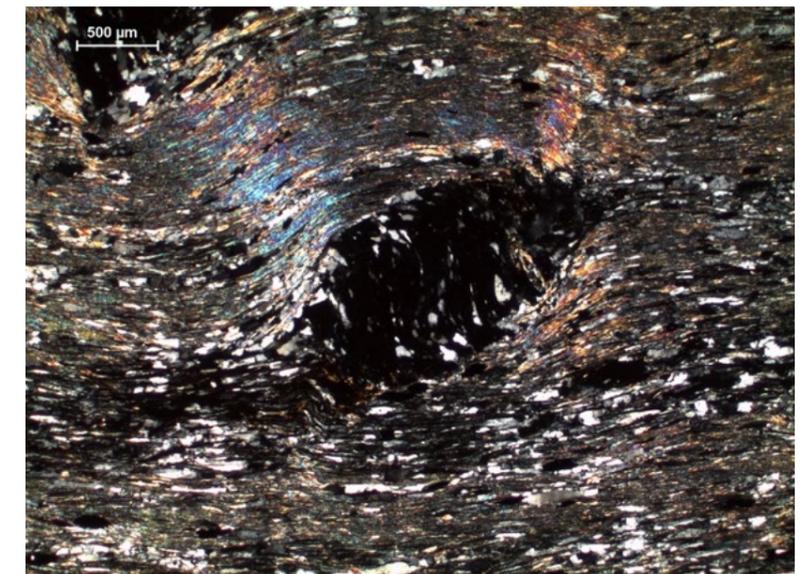
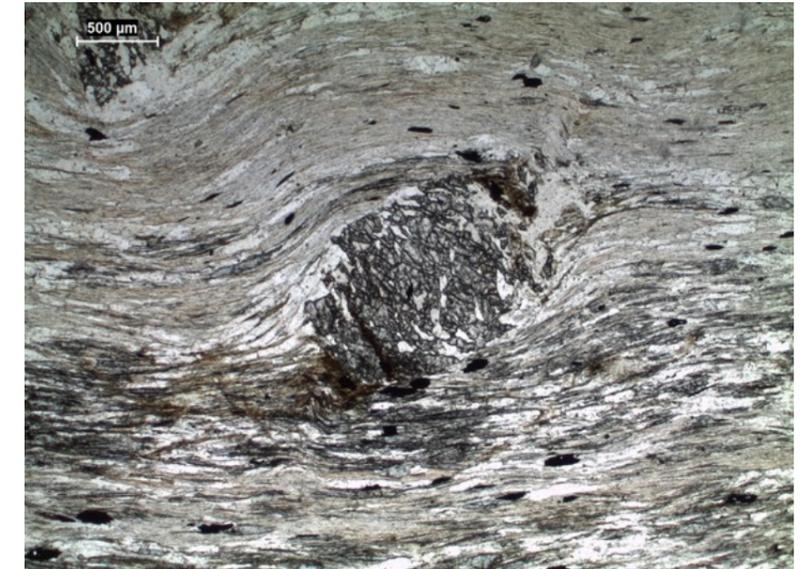
**Figuras 425-426.** Porfiroclastos de granate y pez de moscovita cuya asimetría pone en evidencia sentido de movimiento sinistral, en milonita de esquistos biotítico-granatífero. La foliación milonítica es aproximadamente subhorizontal (N//y NX).

*Quebrada Morales, Sierra Pie de Palo.*



**Figuras 427-428.** Colas de recristalización asimétricas en porfiroclasto de granate rotado y con forma de pez, que dan lugar a un objeto sigma ( $\sigma$ ), en milonita de esquistos micáceo-granatífero. La foliación milonítica se desvía fuertemente alrededor del porfiroclasto que muestra un resalto acentuado indicativo de sentido de cizalla dextral (N//y NX).

*Quebrada Derecha, Sierra Pie de Palo.*



## TEXTURA MANTO-NÚCLEO

### CORE-MANTLE TEXTURE

La textura manto-núcleo consiste en un agregado de grano fino recrystalizado, donde se concentra la deformación, alrededor de un mineral núcleo que permanece prácticamente intacto. En condiciones de grado medio y a temperaturas relativamente altas, la recrystalización mecánica comienza especialmente en los bordes de los granos y se manifiesta como “mantos”, con límites netos, alrededor de núcleos de granos viejos, sin zonas transicionales de subgranos. El mineral recrystalizado tiene tamaño fino y uniforme y arreglo poligonal. No se aprecia una orientación de red preferencial en el mismo. Esta textura es característica de recrystalización por rotación de subgranos.



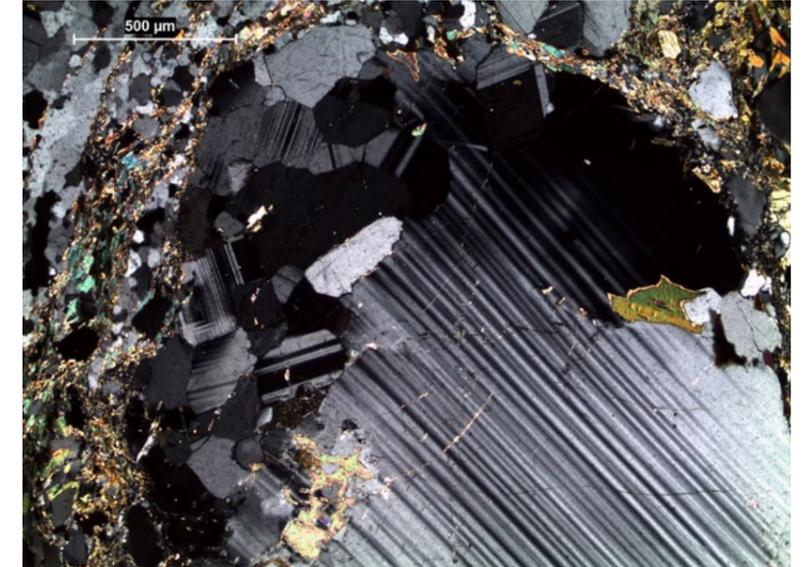
**Figuras 429-430.** Textura manto-núcleo en plagioclasa, característica de deformación en condiciones metamórficas de grado medio a alto, en milonita de gneis biotítico-granatífero. Granos grandes y curvados de plagioclasa con maclas deformacionales, aparecen rodeados por un borde delgado de plagioclasa no maclada recrystalizada en mosaico poligonal. La matriz biotítica está finamente recrystalizada (NX).

*Quebrada Sanjuanina, Sierra de La Huerta.*



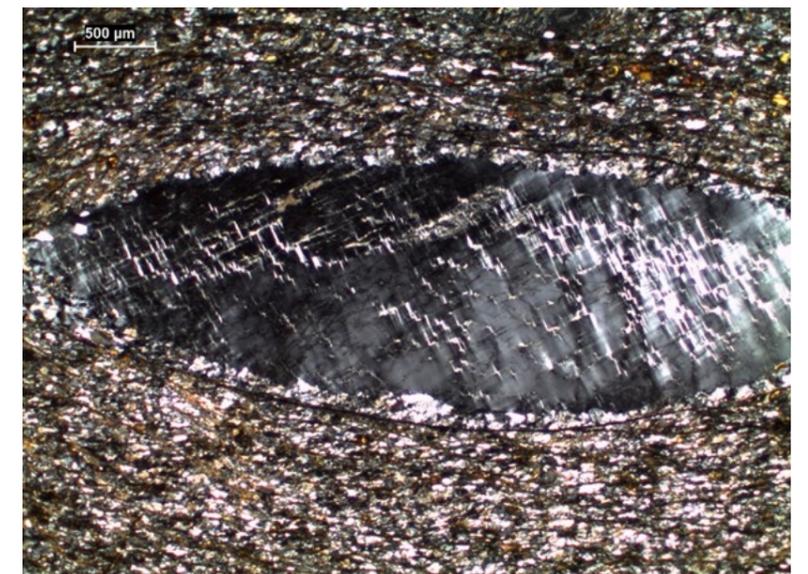
**Figura 431.** Detalle de la textura manto-núcleo que muestra la granulometría uniforme de los individuos recrystalizados de formas poligonizadas y libres de deformación, en milonita de gneis biotítico-granatífero. El porfiroclasto de plagioclasa exhibe maclado polisintético levemente deformado y débil extinción ondulante (extremo superior). Los granos recrystalizados son resultado de rotación de subgranos (SGR) (NX).

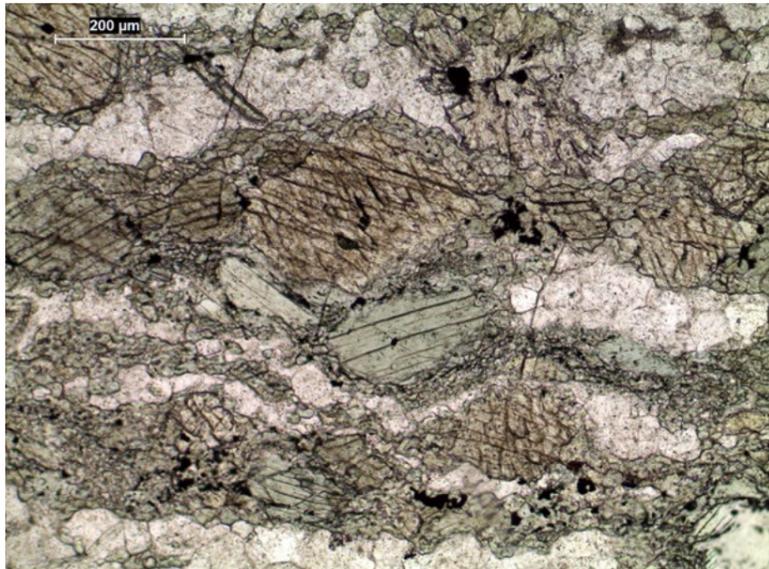
*Quebrada del Río San Juan, Sierra de Valle Fértil.*



**Figura 432.** Un borde muy fino de feldespato recrystalizado rodea a un porfiroclasto de microclino que, por sectores, preserva el maclado en enrejado, en milonita de gneis biotítico-granatífero (NX).

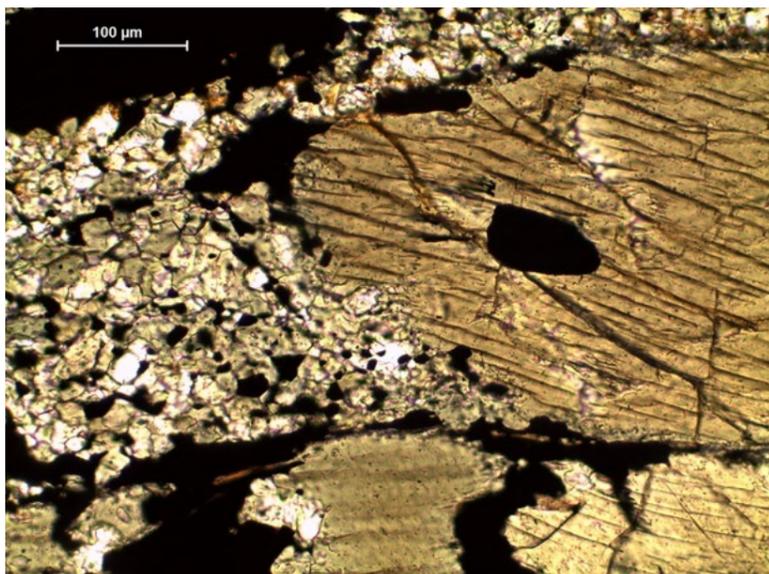
*Quebrada Seca, Sierra Pie de Palo.*





**Figura 433.** Protomilonita de metagabro hornbléndico. Bandas máficas levemente *boudinadas* con porfiroclastos de hornblenda verde, orto y clinopiroxeno, alternan con bandas de plagioclasa recrystalizada. Rodeando los porfiroclastos de hornblenda se aprecia recrystalización del anfíbol en agregados micropolygonales con textura manto-núcleo, lo que evidencia deformación en condiciones de metamorfismo de grado alto (N//).

*Quebrada Arenosa, Sierra de La Huerta.*



**Figura 434.** Textura manto-núcleo con recrystalización de anfíbol de grano fino alrededor de porfiroclastos de hornblenda, en milonita de metadiorita. La composición de ambos anfíboles es ligeramente diferente (N//).

*Quebrada Arenosa, Sierra de La Huerta.*

## FAJAS DE CIZALLA/MICROCIZALLA SHEAR/MICROSHEAR BANDS

Una zona de cizalla puede definirse de manera simple como una falla que se forma en un ambiente de deformación dúctil. Bajo condiciones metamórficas de alto grado, las fajas o zonas de cizalla tienden a ser relativamente anchas y los minerales se deforman predominantemente por flujo cristaloplástico. En condiciones de grado medio a bajo, tienden a ser más restringidas y el contacto con la roca de caja es más definido que en las zonas de cizalla dúctil de grado alto.



**Figura 435.** Fajas de cizalla dúctil con marcada lineación de estiramiento mineral, en milonita de ortogneis. Las fajas presentan coloración más oscura debido a la disminución en el tamaño de grano y al aumento en la concentración de filosilicatos. Largo de la lapicera usada como escala 13 cm.

*Puesto Agua Brava, Sierra Pie de Palo.  
(31°3'28.72" S - 67°51'32.66" O).*

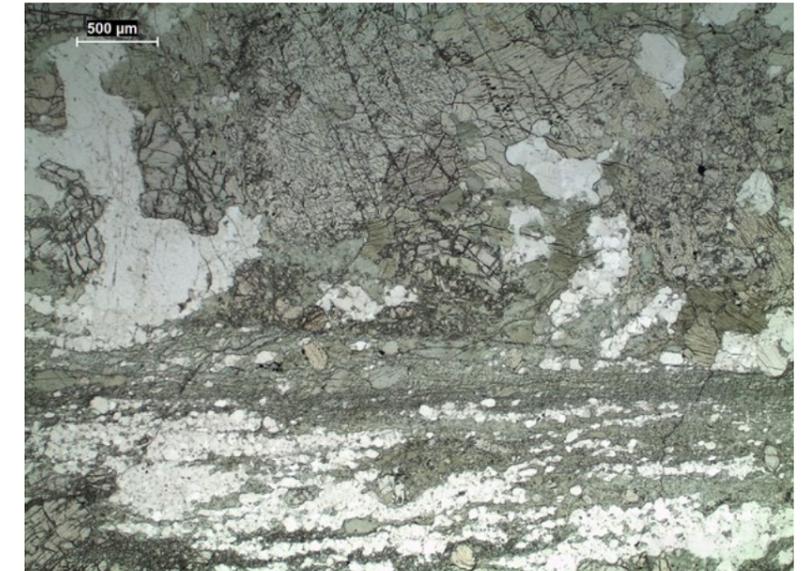


**Figura 436.** Faja de cizalla dúctil de tonalidad más oscura que el resto de la roca (centro), en la que se distinguen porfiroclastos de feldespatos, en migmatita estromatítica. Diámetro del anillo usado como escala 1,8 cm.

*Quebrada del Río San Juan, Sierra de Valle Fértil.*

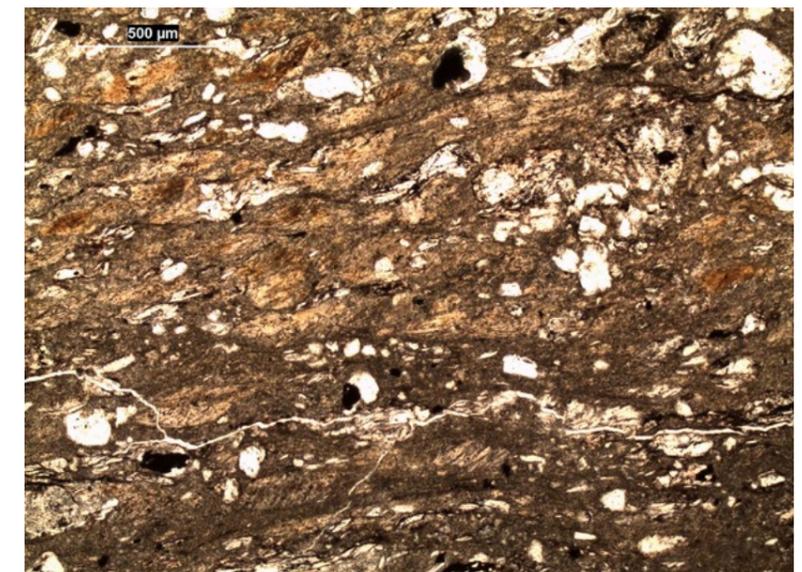
**Figuras 437-438.** Metagabro hornbléndico (mitad superior de la imagen) seccionado por una faja de cizalla dúctil (mitad inferior), de idéntica mineralogía pero de grano muy fino (N// y NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



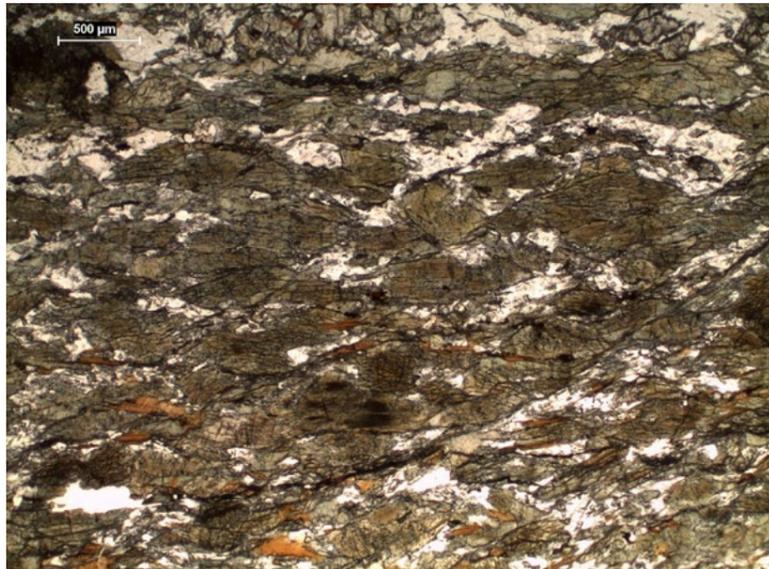
**Figura 439.** Milonita de calcoesquisto. En la parte superior de la imagen se observan micas pisciformes que indican sentido de cizalla dextral. En la parte inferior, más oscura, una faja de cizalla dúctil horizontal produce notoria reducción del tamaño de grano. La roca original es producto del metamorfismo de bajo grado de margas (N//).

*Cerro Pan de Azúcar.*



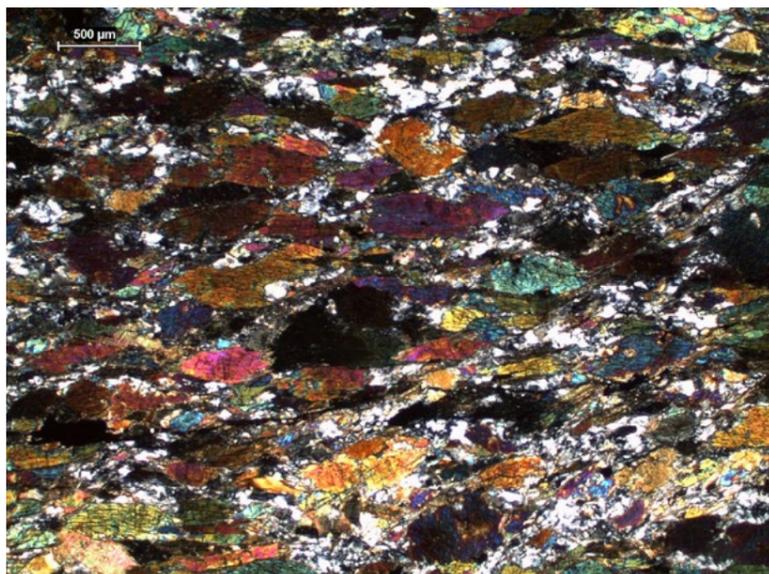
**SUPERFICIES S/C Y C'**  
S/C AND C'-SURFACES

Las superficies C son zonas de microcizalla subparalelas que afectan la foliación penetrativa (superficie S), dentro de la zona de cizalla principal. Se distinguen dos tipos de superficies de cizalla: C y C'. Las tipo C son paralelas a los bordes de la zona de cizalla y se desarrollan en milonitas débilmente foliadas y por lo general en condiciones metamórficas de grado medio. Si la deformación es muy intensa los planos S se hacen paralelos a las superficies C. En rocas micáceas fuertemente foliadas, pueden aparecer una o más superficies de cizalla espaciadas, las tipo C'; oblicuas respecto de la foliación S y de los márgenes de la zona de cizalla. Se parecen a la crenulación pero son producto de extensión en lugar de compresión. El ángulo entre la superficie C' y el borde de la zona de cizalla es de  $\approx 25-45^\circ$  o incluso más alto.



**Figuras 440-441.** Superficies de cizalla C' en milonita de anfibolita biotítica. La foliación milonítica es subhorizontal y las superficies C', de alto ángulo, se dirigen desde el extremo inferior izquierdo al extremo superior derecho de la fotomicrografía (N// y NX).

*Quebrada Pozo del Indio, Sierra Pie de Palo.*



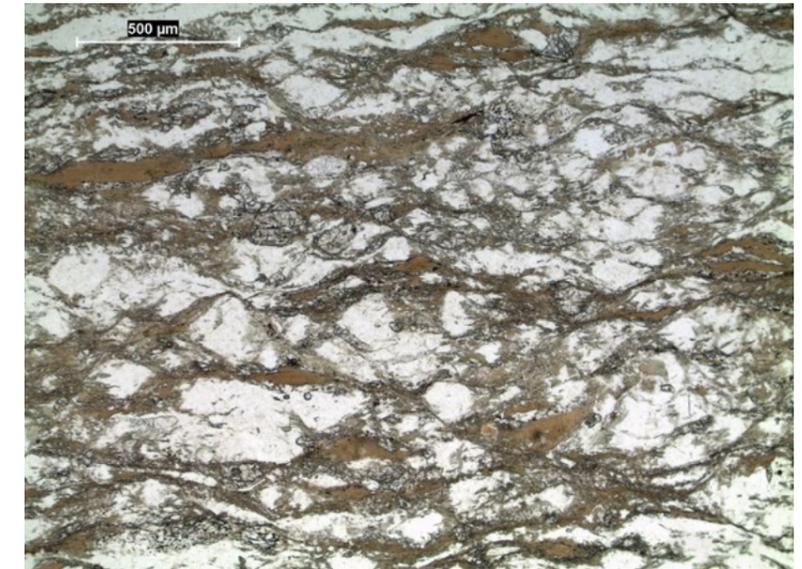
**Figura 442.** Superficie C' en esquistos cloríticos. El plano C' se extiende en forma oblicua desde el extremo inferior izquierdo al extremo superior derecho de la fotomicrografía, cortando la foliación subhorizontal. La roca es producto de retrogradación y tiene abundante grafito diseminado (N//).

*Cerro Pan de Azúcar.*



**Figuras 443-444.** Milonita de esquistos cuarzo-plagioclásico-micáceo. Las superficies de cizalla C' que van desde el extremo superior izquierdo al extremo inferior derecho, interceptan con alto ángulo la foliación milonítica subhorizontal resaltada por la orientación de folias de biotita y porfiroclastos de plagioclasa (N// y NX).

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*





SECCIÓN 2.2

# ROCAS DE METAMORFISMO DINÁMICO

SECTION 2.2  
ROCKS OF DYNAMIC  
METAMORPHISM

## 2.2.1 Deformación Frágil

### Brittle Deformation

Las zonas de cizalla se subdividen en zonas frágiles o fallas y zonas dúctiles. Las zonas de cizalla dúctil suelen ser activas en condiciones metamórficas más altas que las zonas de falla. La profundidad de la transición entre el comportamiento predominantemente frágil y el dúctil depende de muchos factores como la velocidad de la deformación, el gradiente geotérmico, el tamaño de grano, el tipo de litología, la presión de fluidos, la orientación del campo de esfuerzos y las fábricas preexistentes (Passchier y Trouw 1996). Las rocas de

falla, que se comportan de modo rígido ante la deformación (p. ej. brecha, cataclasita), se pueden subdividir en no cohesivas y cohesivas. Las primeras se encuentran generalmente en fallas que han estado activas en niveles corticales muy poco profundos y no poseen ningún tipo de cementante. La naturaleza cohesiva de las segundas se debe a la cristalización por precipitación a partir de un fluido de minerales cementantes como cuarzo, calcita, epidoto, clorita o "limonita".



**Figura 445.** Conjunto de fracturas antitéticas escalonadas tipo en estantería o dominó (*bookshelf/domino fractures*), en vena de cuarzo concordante con la foliación de la roca de caja.

*Quebrada Los Molles, Sierra de La Huerta*  
(31°0'24.45" S - 67°34'14.75" O).

## BRECHA Y MICROBRECHA

### BRECCIA AND MICROBRECCIA

Cuando la deformación es frágil se forman fracturas que rompen la continuidad del sistema rocoso y generan fragmentos angulosos. Los planos de rotura con orientaciones favorables son los que absorben la deformación por deslizamientos entre los bloques que, al rotar y friccionar entre sí, producen un material de grano fino que forma la matriz cataclástica.

Las brechas son agregados de bloques angulosos de cualquier tamaño de grano. Se denominan brechas cohesivas a las rocas de falla con menos del 10 % en volumen de matriz cataclástica.



**Figura 446.** Potente brecha de falla en mármol de la Formación Caliza Angacos. La estructura es resaltada por el color ocre de material limonítico.

*Quebrada Piedras Pintadas, Sierra Pie de Palo*  
(31° 29'15.1" S - 68° 13'09.4" O).



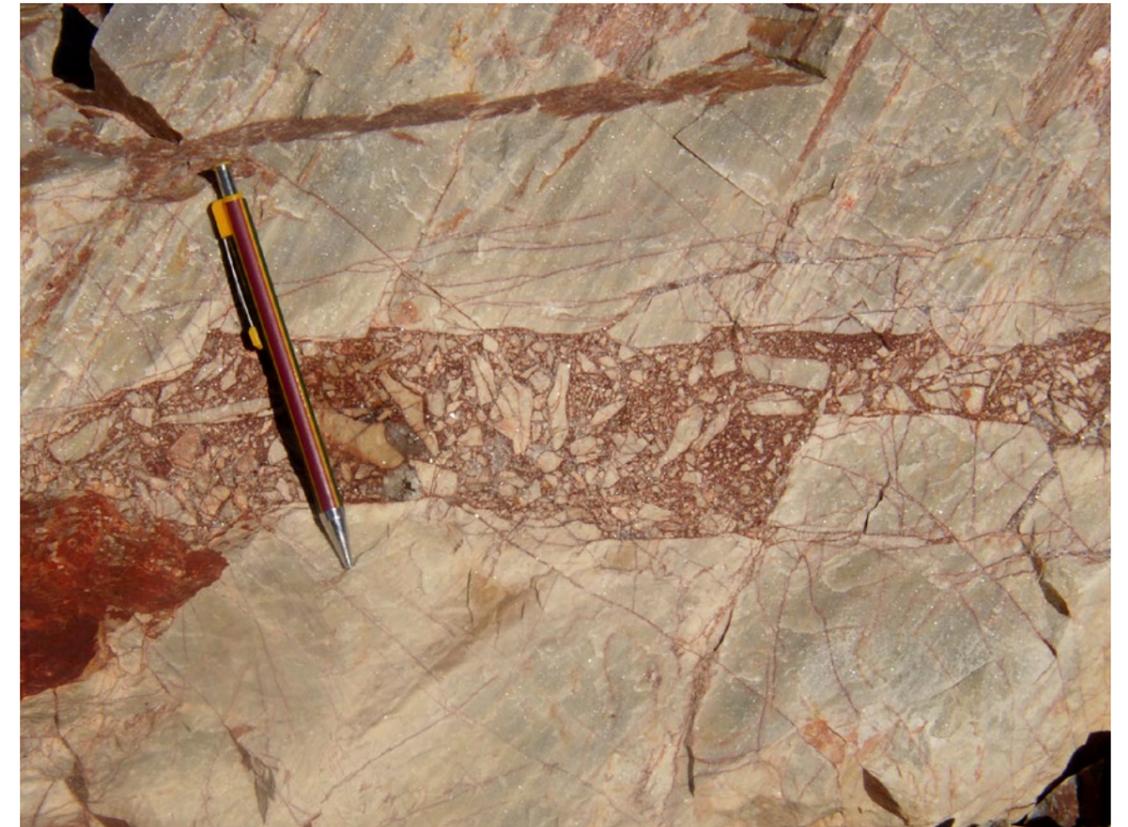
**Figura 447.** Detalle de la brecha de falla de la figura 446. La roca es cohesiva, con menos del 10 % de matriz, y los clastos angulosos de mármol (color gris oscuro) están cementados por calcita. Diámetro del anillo usado como escala 1,8 cm.

## CATACLASITA

### CATACLASITE

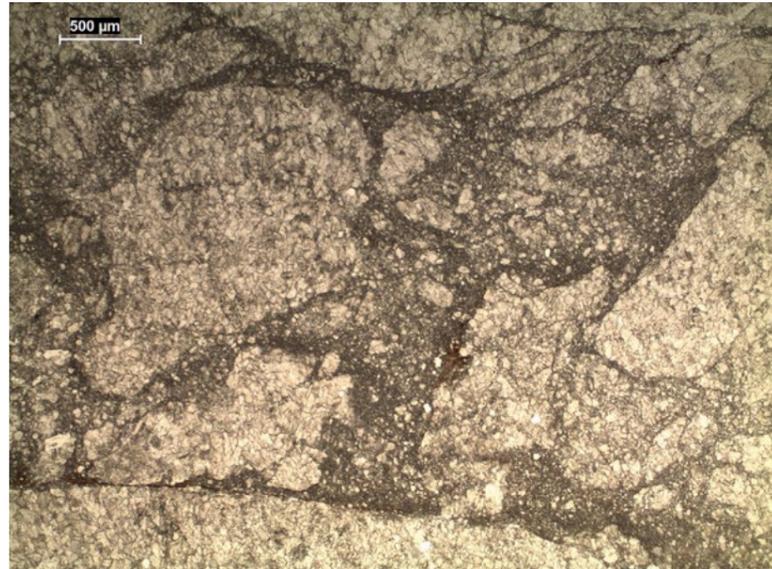
La cataclasis es un proceso que se origina en zonas de falla en niveles poco profundos de la corteza y bajo condiciones metamórficas de muy bajo grado. Consiste en la fragmentación mecánica de la roca y el eventual deslizamiento y rotación de los fragmentos, pudiendo mostrar una transición gradual o abrupta a la roca de caja. La cataclasita es una roca cohesiva, no foliada, compuesta por fragmentos angulosos de tamaño variable, inmersos en una matriz más fina de composición similar que constituye > 10 % y en la que es usual encontrar cuarzo, óxidos de hierro, calcita, clorita u otros minerales secundarios.

Las cataclasitas se dividen en subgrupos de acuerdo con el porcentaje de matriz: protocataclasita entre 10 a 50 % de matriz cataclástica, mesocataclasita o cataclasita propiamente dicha entre + 50 % y - 90 % de matriz cataclástica y ultracataclasita donde la matriz forma + 90 % del volumen de la roca.



**Figura 448.** Faja cataclástica en mármol de bajo grado. Los fragmentos de roca son muy angulosos y están inmersos en una matriz de carbonato pigmentada por óxidos de hierro. Longitud del lápiz usado como escala 15 cm.

*Cantera "La Lux", Sierra Pie de Palo  
(31° 26'48.43" S - 68° 11'55.44" O).*



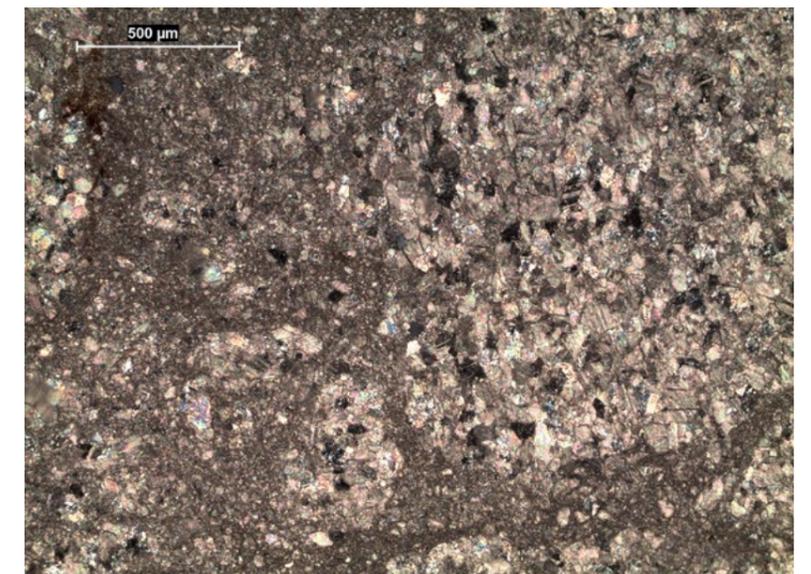
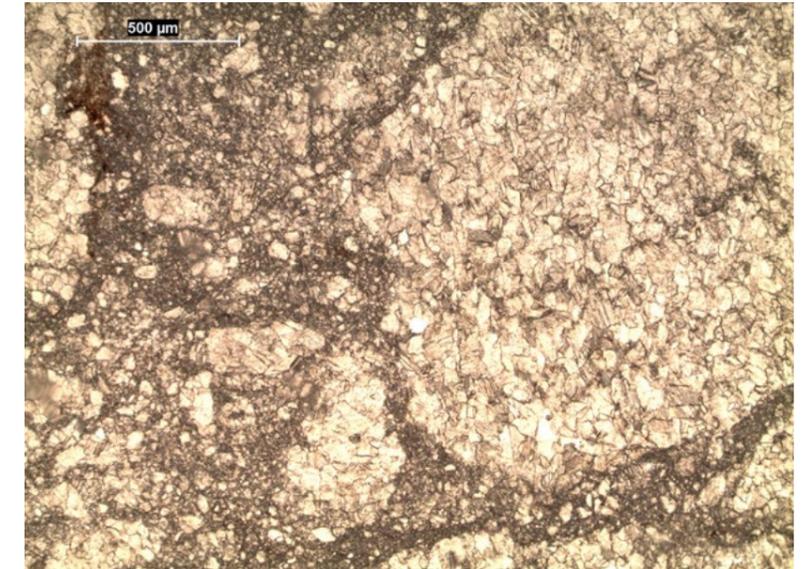
**Figuras 449-450.** Protocataclasita de mármol de bajo grado, con aproximadamente 65 % de clastos angulosos a subangulosos de tamaño diverso y 35 % de matriz carbonática (N// y NX).

*Cerro Salinas.*



**Figuras 451-452.** Detalle de la protocataclasita de mármol. Los clastos subangulosos en forma de cuña pasan a clastos subredondeados con bordes algo dentados en contacto con la matriz (N// y NX).

*Cerro Salinas.*

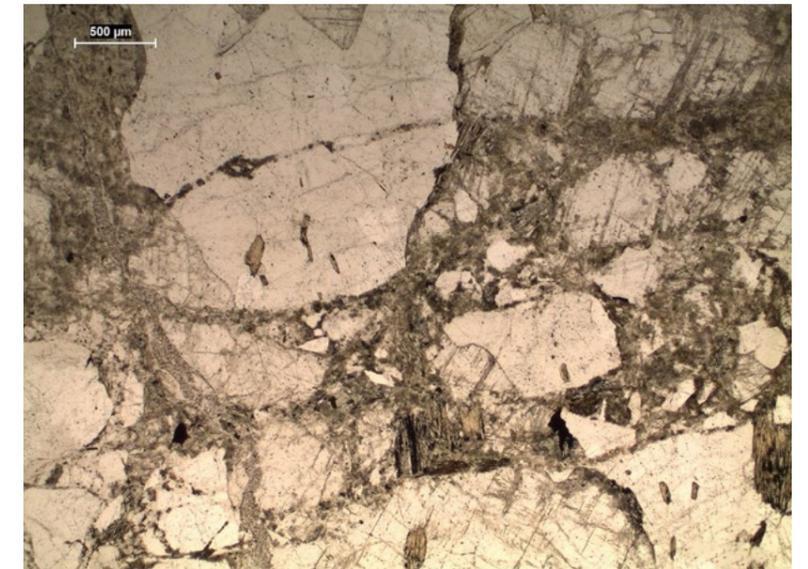


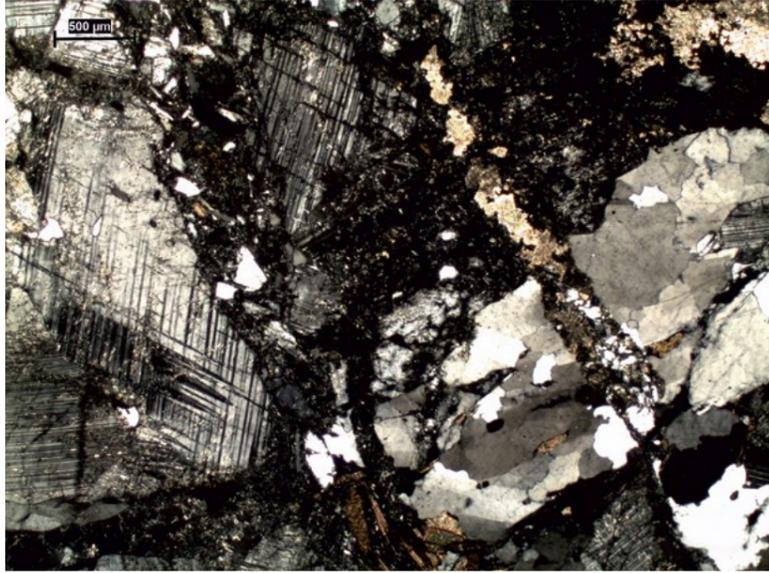


**Figura 453.** Protocataclasita de metacuarcita. Microfracturas subparalelas seccionan clastos angulosos de cuarzo mono y policristalinos. En los fragmentos más grandes se aprecian lamelas de deformación y extinción ondulante. La matriz, de grano fino, tiene idéntica composición (NX).  
Cerro Guayaguás.

**Figuras 454-455.** Cataclasita de roca granitoide. Los fragmentos angulosos exhiben un amplio rango de tamaños y presentan fuerte deformación que incluye, además de microfracturas, extinción ondulante del cuarzo y flexuras de los planos de clivaje y maclas de los feldespatos. La matriz de grano fino contiene abundante clorita. Nótese en algunos fragmentos la textura de rompecabezas (*jigsaw fit texture*) (N// y NX).

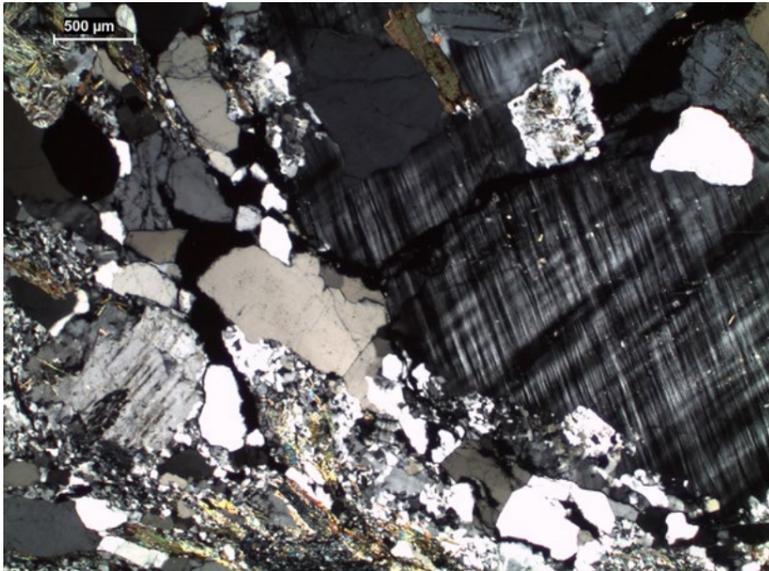
Quebrada Capella, Sierra Pie de Palo.





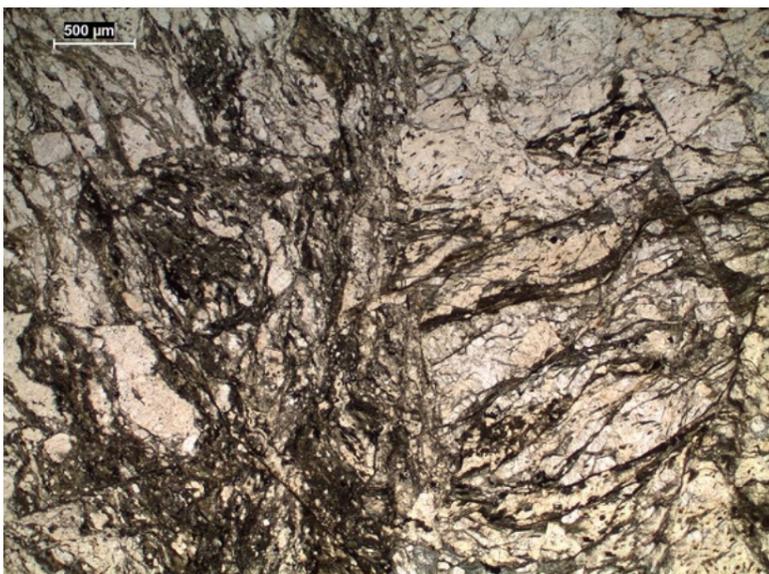
**Figura 456.** Venillas rellenas por calcita, cuarzo y minerales opacos atraviesan la cataclasita de roca granitoide. El origen de las venillas es resultado de esfuerzos extensionales. Los fragmentos de cuarzo muestran extinción ondulante y desarrollo de subgranos y la plagioclasa tiene maclas deformacionales, evidencias de deformación dúctil previa (NX).

*Quebrada Capella, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 457.** Protocataclasita de granitoide. Los clastos, de formas angulosas, corresponden a microclino con típica macla en enrejado, cuarzo y plagioclasa. La matriz cataclástica está conformada por cuarzo y micas. Por el porcentaje de matriz (entre 10 y 50 %) se la clasifica como protocataclasita (NX).

*Quebrada Los Morteritos, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 458.** Protocataclasita derivada de milonita de esquistos cuarzo-plagioclásico-micáceo. Los fragmentos en forma de cuñas creados durante la cataclasis, han rotado debido a la deformación, lo que se manifiesta en la diferente orientación de los mismos. La matriz consiste en cuarzo de granulometría muy fina y clorita. Venillas y agregados de calcita+clorita se disponen en los espacios entre fragmentos (N//).

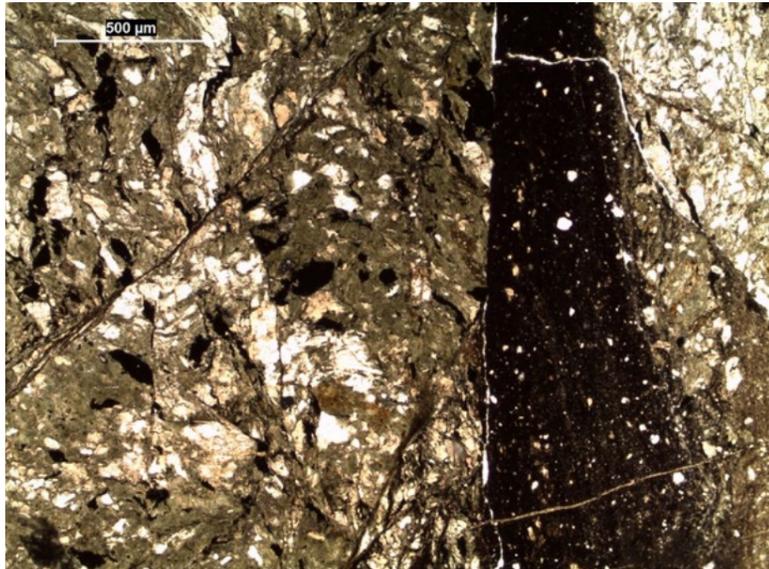
*Cerro Pan de Azúcar.*



**Figura 459.** Venilla de pseudotaquilita de color pardo anaranjado emplazada en la protocataclasita de la figura 458. *Cerro Pan de Azúcar (31°24'19.71" S - 67°27'33.43" O).*

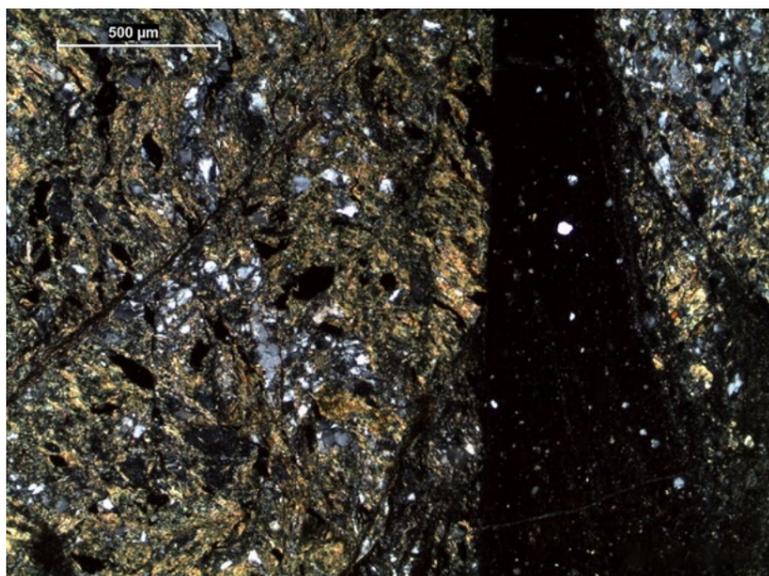
## PSEUDOTAQUILITA PSEUDOTACHYLITE

La pseudotaquilita es una roca cohesiva, de grano muy fino, usualmente oscura, de aspecto similar a una taquilita (vidrio volcánico pobre en sílice) o al pedernal, que se presenta como venas en sectores restringidos de zonas de falla más grandes. Es esencialmente una microbrecha que puede incluir fragmentos de minerales y clastos de las rocas adyacentes en una matriz vítrea o de grano extremadamente fino. Representa la fractura frágil de una roca a tasas de deformación muy altas como las que podrían ocurrir en zonas de fallas sismogénicas durante un terremoto. Su génesis puede atribuirse al calentamiento por fricción que provoca la fusión como producto final del cizallamiento. Se asocia con brechas, cataclasitas, y milonitas de bajo grado.



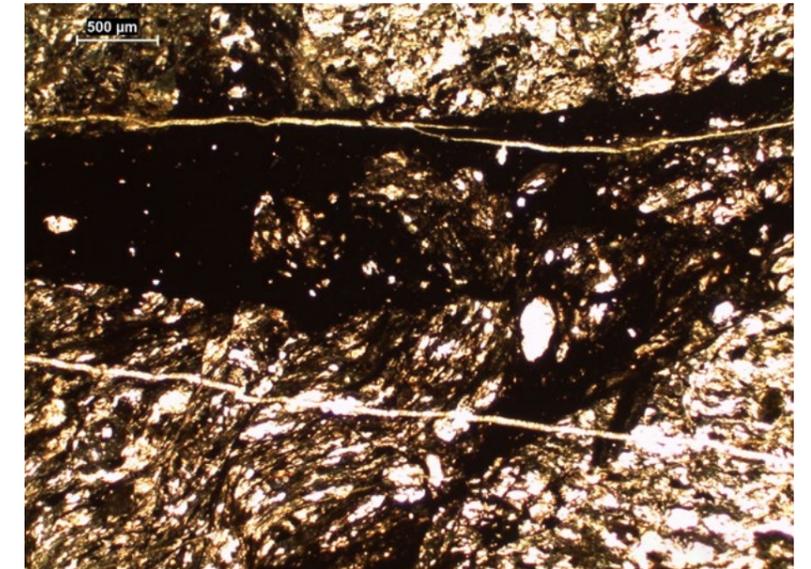
**Figuras 460-461.** Venilla de pseudotaquilita de la figura 459. Presenta bordes de enfriamiento netos en contacto con la roca de caja y una matriz oscura heterogénea, que varía de vítrea a afánítica, con textura de flujo muy sutil. Inmersos en la matriz hay pequeños cristales y agregados cristalinos de cuarzo con bordes corroídos y algo redondeados (N// y NX).

*Cerro Pan de Azúcar.*



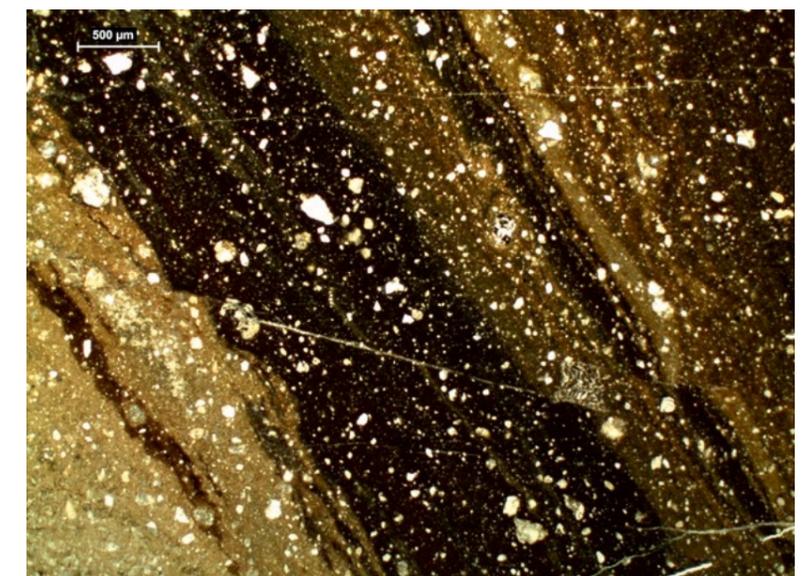
**Figura 462.** Vena de pseudotaquilita (color negro) con fragmentos de roca de caja, de la que se desprende una venilla de inyección más angosta que se dirige hacia la base de la fotomicrografía. Delgadas guías subhorizontales de calcita atraviesan el conjunto (N//).

*Cerro Pan de Azúcar.*



**Figura 463.** Detalle de la estructura interna de una vena de pseudotaquilita. Nótese el bandeo de flujo y la abundancia de clastos, mayormente de cuarzo. Una microfractura muy delgada (centro) corta y desplaza el bandeo (N//).

*Cerro Pan de Azúcar.*



## 2.2.2 Deformación Dúctil

### Ductile Deformation

La deformación dúctil se produce en niveles profundos de la corteza o en niveles someros a alta temperatura. Las rocas resultantes son las milonitas que se originan en zonas estrechas de deformación dúctil intensa. Son rocas cohesivas, de grano fino y están constituidas por porfiroclastos y matriz. Los porfiroclastos (sólo ausentes en algunas ultramilonitas), son granos redondeados, significativamente más grandes que los de la matriz y representan granos relictos, no recrystalizados, de las fases minerales más resistentes. La matriz consiste en material dinámicamente recrystalizado, con marcada foliación, que se deflecta y rodea a los porfiroclastos. La presencia de una fuerte foliación planar y lineación de estiramiento mineral y, con frecuencia, de estructuras asimétricas como superficies S-C o C', foliación oblicua,

minerales pisciformes o sombras de presión asimétricas, son otros rasgos típicos especialmente en milonitas de grado bajo.

Las milonitas, en sentido amplio, pueden clasificarse en función de la relación matriz/porfiroclastos en: protomilonitas: < 50 % matriz, milonitas: 50-90 % matriz y ultramilonitas: > 90 % matriz. No obstante, este tipo de clasificación es algo arbitraria y, además, no contempla que las milonitas desarrolladas en condiciones metamórficas de alto grado o a partir de rocas monominerálicas o de grano muy fino, normalmente no desarrollan porfiroclastos.

La mayor parte de los ejemplos que se muestran en esta sección corresponden a milonitas formadas en condiciones de metamorfismo de grado bajo ( $\approx 250-500\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) a medio ( $\approx 500-650\text{ }^{\circ}\text{C}$ ).

## PROTOMILONITA

### PROTOMYLONITE



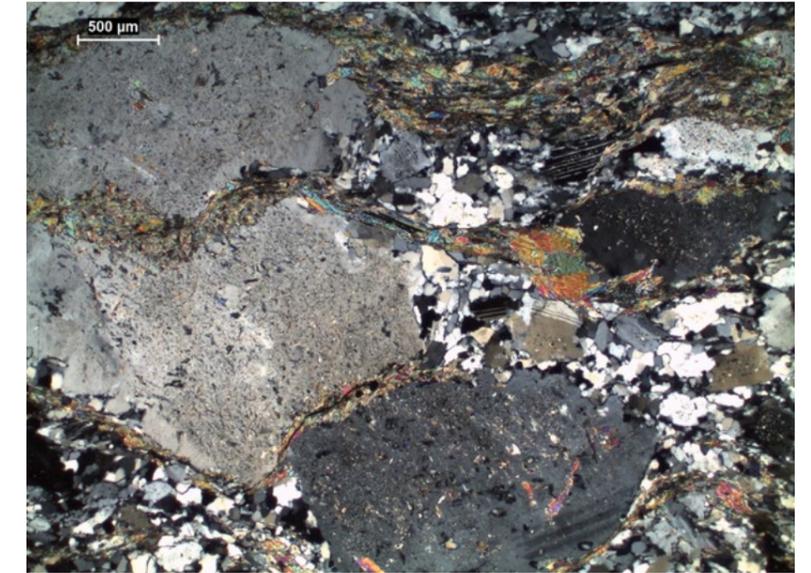
**Figura 464.** Protomilonita de vena pegmatoide. Bandas leucocráticas con porfiroclastos de feldespato potásico tipo sigma, con sentido de movimiento sinistral, se destacan en la matriz oscura de cuarzo y biotita finamente recrystalizados. Diámetro del anillo usado como escala 1,8 cm.  
*Quebrada Arenosa, Sierra de La Huerta (31°20'10.69" S - 67°19'54.20" O).*



**Figura 465.** Protomilonita de granitoide. Los porfiroclastos sigmoidales de feldespato potásico y subordinados de plagioclasa indican cizalla simple con movimiento de techo al oeste, en una matriz cintada compuesta por cuarzo, biotita y moscovita recristalizados. Longitud del lápiz usado como escala 15 cm.  
*Quebrada Villarcán, Loma de la Chacras, Sierra de La Huerta (31° 13'34" S - 67° 32' 16").*

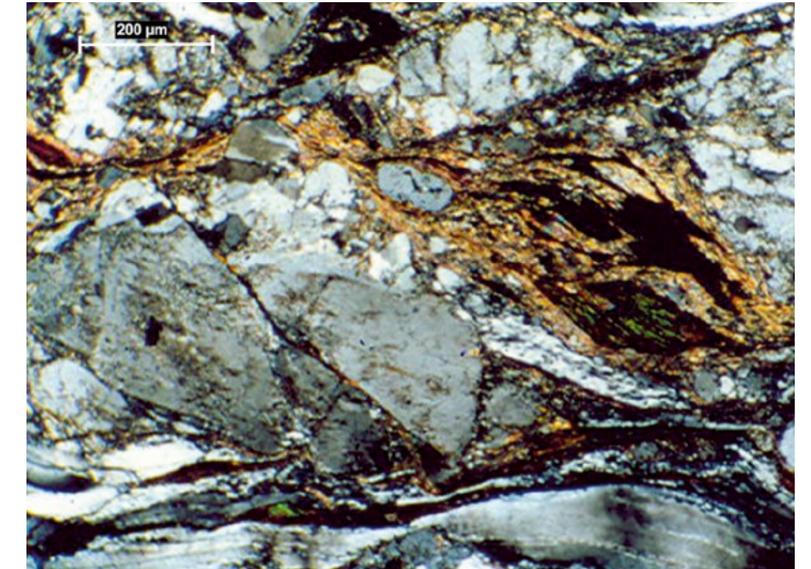
**Figura 466.** Promilonita de granitoide. Porfiroclastos fracturados de feldespato potásico (izquierda) y de plagioclasa (centro abajo), con formas ligeramente ovoides cuyos bordes evidencian mecanismos de recristalización por migración de borde de grano (GBM). La matriz es comparativamente escasa y está compuesta por cuarzo recristalizado, moscovita y feldespatos (NX).

*Quebrada de Bustos, Sierra Pie de Palo.*



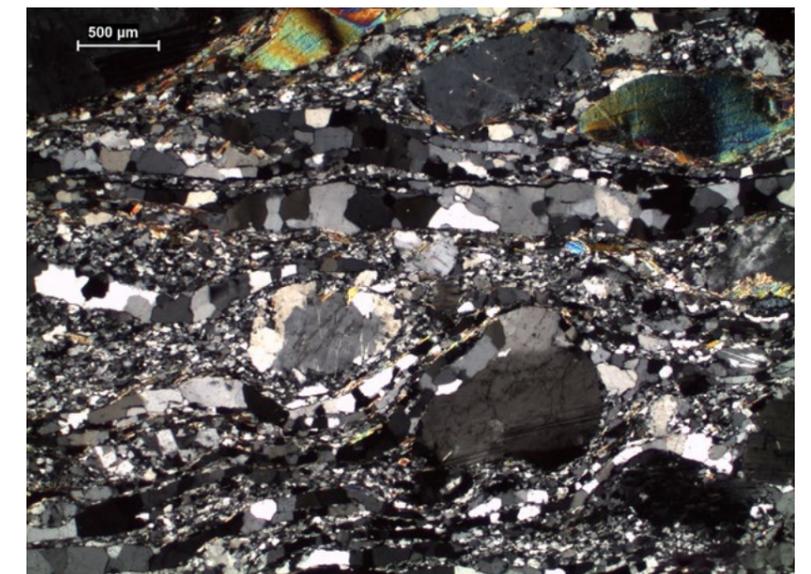
**Figura 467.** Deformación heterogénea en protomilonita de metatonalita en condiciones de metamorfismo de bajo grado. El porfiroclasto de feldespato presenta una microfractura sintética (deformación frágil), mientras que el cuarzo y la mica exhiben deformación dúctil con desarrollo de cintas y peces, respectivamente. El pez de mica indica dirección de cizalla sinistral (NX).

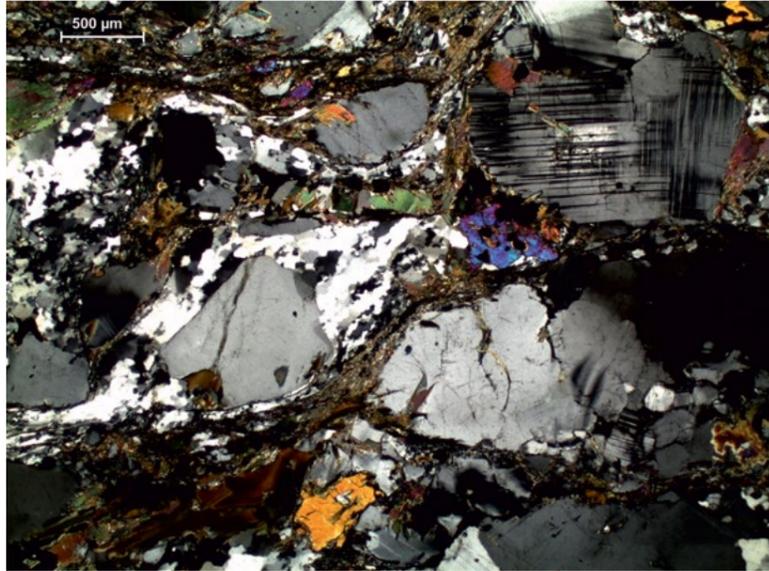
*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*



**Figura 468.** Protomilonita cintada (*ribbon protomylonite*) en roca granitoide. Se distinguen porfiroclastos redondeados a elongados de feldespato con textura manto-núcleo (centro de la imagen), peces de moscovita flexurados y con extinción ondulante y cintas de cuarzo recristalizado cuyos bordes son aproximadamente rectilíneos. Cuarzo de grano fino es el principal componente de la matriz (NX).

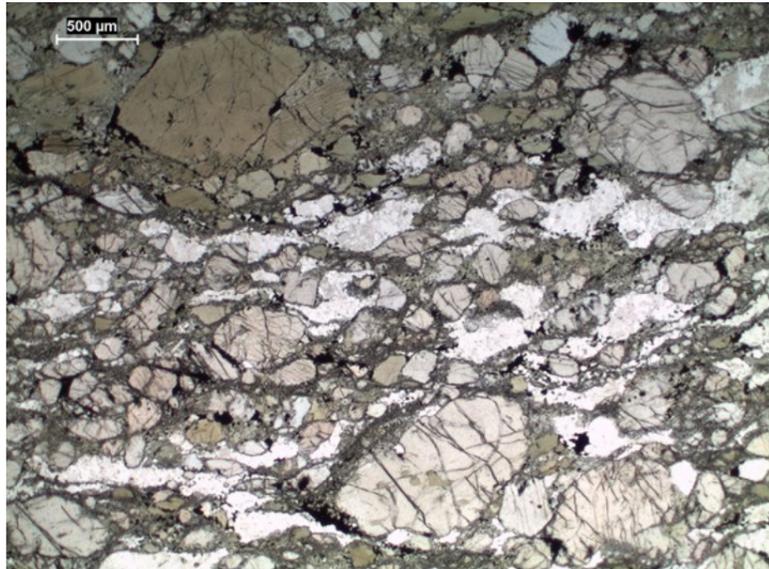
*Quebrada de Bustos, Sierra Pie de Palo.*





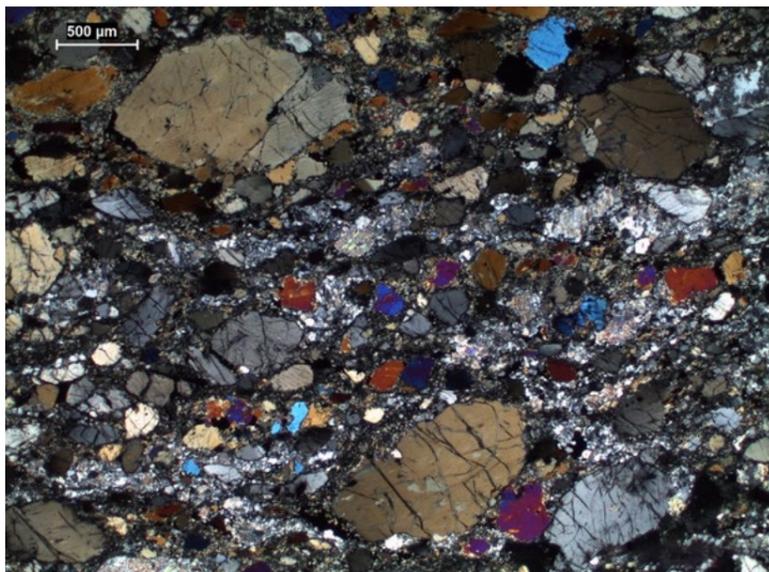
**Figura 469.** Protomilonita de gneis biotítico. Los feldespatos con maclas deformacionales aguzadas e interrumpidas, conforman porfiroclastos que a menudo están bordeados por sombras de presión de cuarzo recristalizado dinámicamente (NX).

*Quebrada El Retamo, Sierra de Valle Fértil.*



**Figuras 470-471.** Protomilonita de metagabro-norita hornbléndica de la faja de cizalla de la figura 480. Numerosos porfiroclastos monominerálicos, ovoideos a subredondeados, con fracturas intracristalinas y extinción ondulante, están inmersos en una matriz de grano muy fino. Los porfiroclastos corresponden a clino y ortopiroxeno de color verde y rosa pálidos, respectivamente, y a hornblenda de color verde oliva. La matriz está compuesta por piroxeno, anfíbol y plagioclasa recristalizados con minerales opacos accesorios (N// y NX).

*Quebrada Sanjuanina, Sierra de La Huerta.*



**MILONITA**  
MYLONITE



**Figura 472.** Milonita de anfíbolita con marcada fluxión, en la que alternan bandas leucocráticas con porfiroclastos sigmoidales de plagioclasa y hornblenda que indican cizalla simple con movimiento de techo al este. Las bandas oscuras están compuestas por hornblenda ± plagioclasa recristalizados. Longitud de la lapicera usada como escala 15 cm.  
*Cerro Morado, Sierra de La Huerta (31° 00'52.80" S - 67° 36'26.10" O).*



**Figura 473.** Milonita de esquistos cuarzo-plagioclásico-biotítico. Se aprecia la foliación milonítica y la concentración de porfiroclastos de plagioclasa en las fajas más oscuras donde el grano de la matriz es más fino. Diámetro del anillo usado como escala 1,8 cm.

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo (31°31'14.6" S - 68°15'01.8" O).*

**Figuras 474-475.** Faja de cizalla dúctil en metagabro. Las variaciones texturales evidencian incremento de la deformación desde la zona de borde que exhibe lineación de estiramiento mineral (fotografía superior), hasta la parte central de la faja (fotografía inferior), con marcada reducción del tamaño de grano y textura de flujo milonítica notoria. El marcador y la pila usados como escala tienen 14 cm y 4,8 cm de largo, respectivamente.

*Quebrada Sanjuanina, Sierra de La Huerta (31°23'46.48" S - 67°19'31.60" O).*



**Figura 476.** Textura milonítica en ortogneis de ojos. Se destacan porfiroclastos de feldespato potásico, algunos con desarrollo de colas, en una matriz rica en cuarzo y biotita recristalizados dinámicamente. Diámetro de la moneda usada como escala 2,5 cm.

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo (31°31'29.6" S - 68°15'09.3" O).*





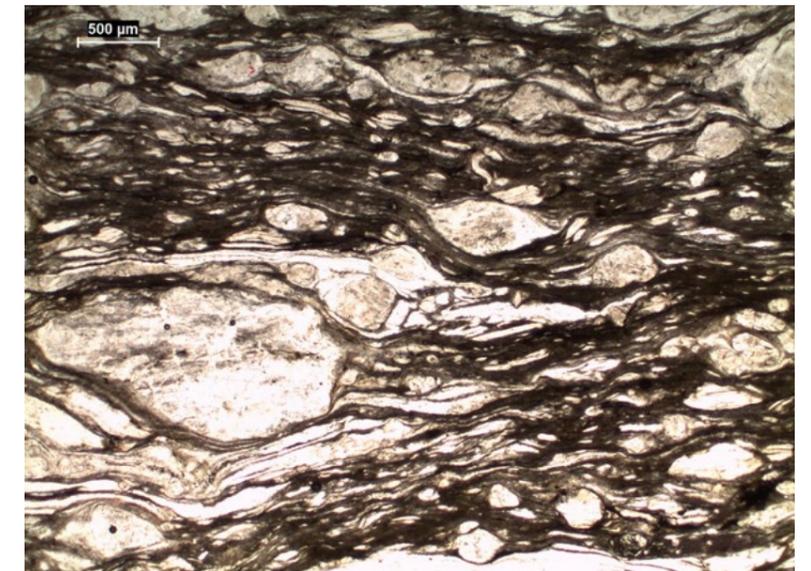
**Figura 477.** Milonita de metatonalita. Los porfiroclastos de feldespatos, mayormente plagioclasa, están inmersos en una matriz de grano fino con textura de fluxión muy acentuada compuesta por cuarzo y biotita recristalizados. Los indicadores cinemáticos están poco desarrollados, pero la asimetría de

algunos porfiroclastos indica cinemática sinistral. Sección paralela a la lineación de estiramiento mineral y perpendicular a la foliación.

*Quebrada del Tigre, Sierra Pie de Palo.*

**Figuras 478-479.** Milonita de esquistos cuarzo-feldespático-micáceo. La foliación de la matriz biotítica-cuarzosa se arquea alrededor de los porfiroclastos de feldespatos, también orientados, algunos con desarrollo de colas y otros con sombras de presión de cuarzo. La moscovita constituye peces (N// y NX).

*Quebrada Seca, Sierra Pie de Palo.*





**Figura 480.** Vista en planta de una faja de cizalla dúctil con formación de protomilonitas y milonitas, que afecta indistintamente a una metagabronorita (dispuesta en ambos bordes) y a un septo o tabique

de paragneis biotítico-granatífero (zona central). La pila usada como escala tiene una longitud de 4,8 cm.

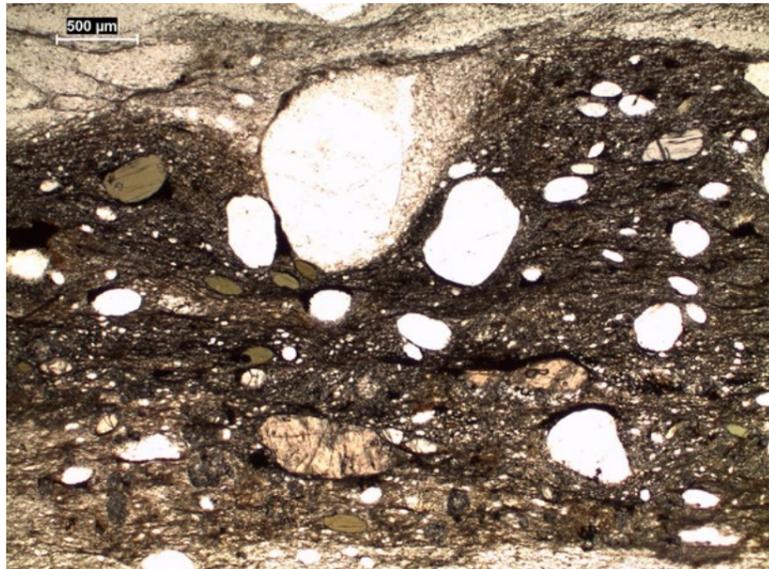
*Quebrada Sanjuanina, Sierra de La Huerta (31°23'47.62" S - 67°19'32.14").*

Las figuras 481 a 484 ilustran las características texturales de las rocas miloníticas generadas en la faja de cizalla de la figura 480.

**Figuras 481-482.** Milonita de metagabronorita. Porfiroclastos redondeados de plagioclasa (incolora), ortopiroxeno (rosa pálido, microfracturado) y hornblenda (verde oliva), inmersos en una matriz recristalizada de grano muy fino compuesta mayormente por anfíbol y plagioclasa con minerales opacos accesorios (N// y NX).

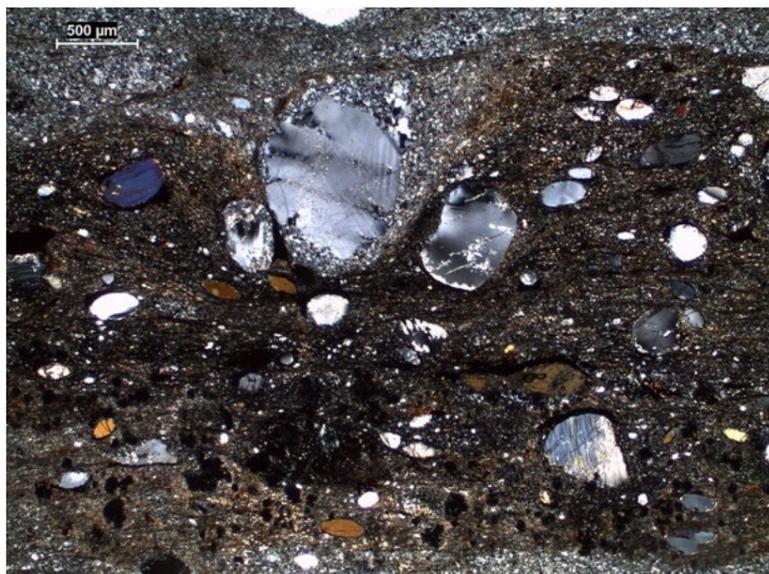
*Quebrada Sanjuanina, Sierra de La Huerta.*





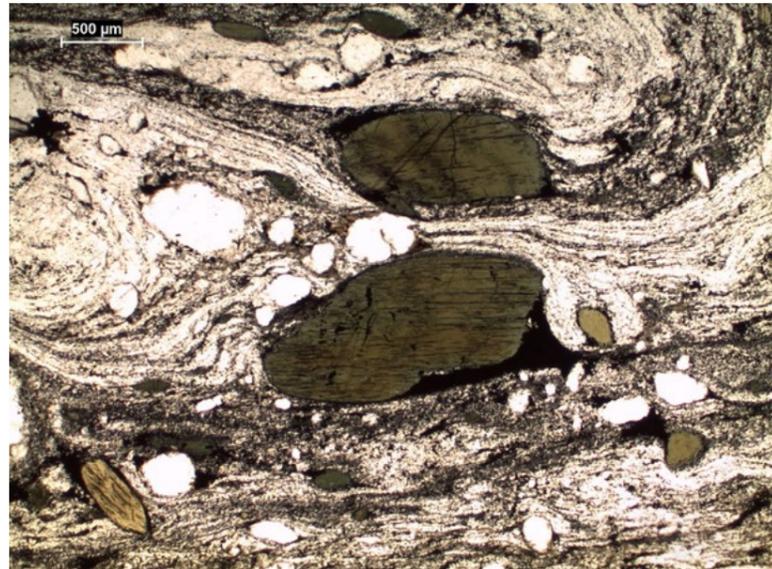
**Figuras 483-484.** Milonita de paragneis biotítico-granatífero. Detalle de porfiroclastos de plagioclasa con textura manto-núcleo y recristalización por rotación de subgranos (SGR). Se aprecia la deformación intracrystalina de los mismos con extinción ondulante y maclas mecánicas aguzadas. Nótese la diferenciación experimentada por la matriz recristalizada en dominios más cuarzosos (partes superior e inferior de la imagen) y dominios más micáceos (centro) (N// y NX).

*Quebrada Sanjuanina, Sierra de La Huerta.*



**Figura 485.** Faja de cizalla dúctil en metadiorita cuarzosa. Se destaca la marcada foliación milonítica y la presencia de porfiroclastos de hornblenda a la izquierda de la fotografía. Longitud de la lapicera usada como escala 15 cm.

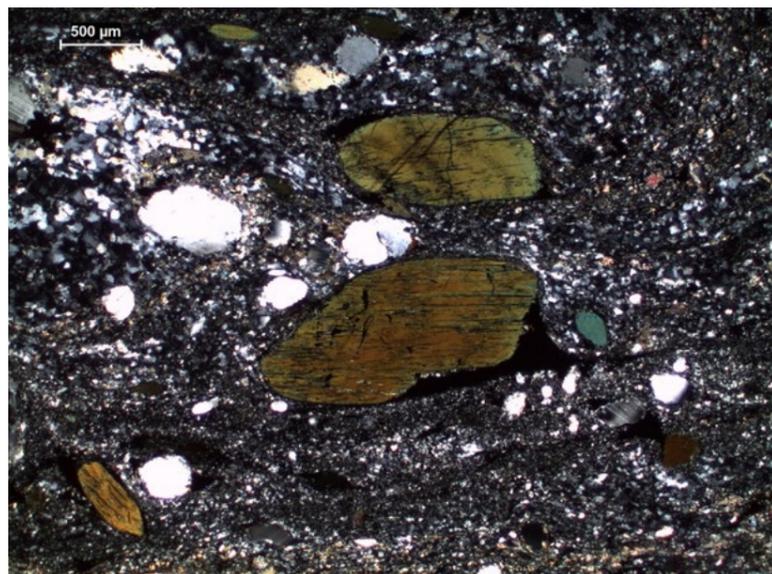
*Quebrada Arenosa, Sierra de La Huerta (31°20'14.8" S - 67°19'20.19").*



Las figuras 486 a 489 ilustran las características texturales de las rocas miloníticas generadas en la faja de cizalla de la figura 485.

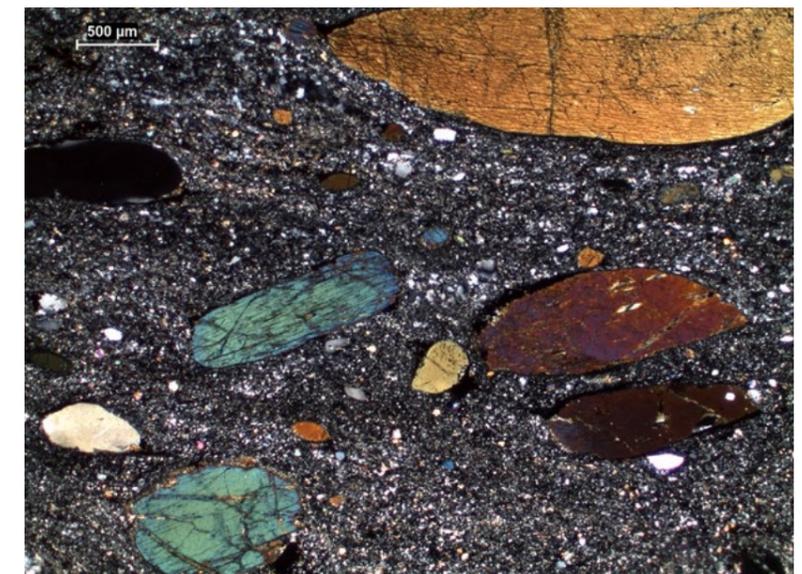
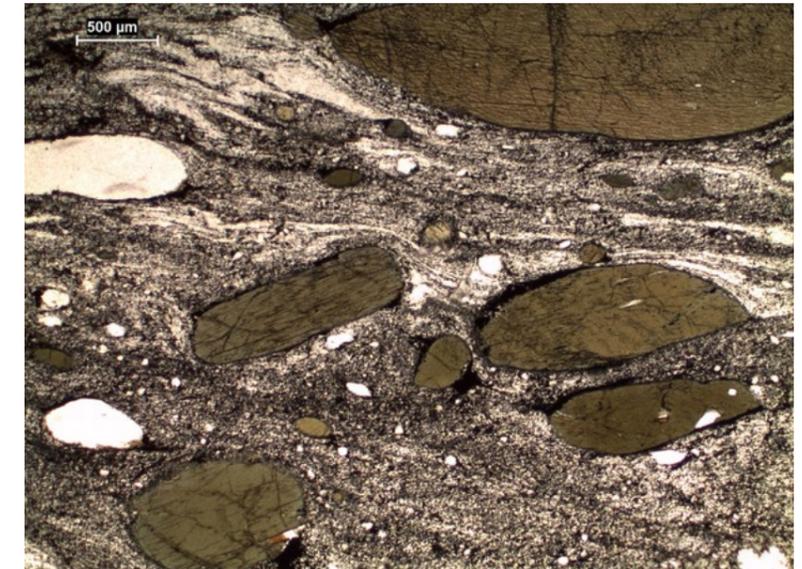
**Figuras 486-487.** Porfiroclastos tabulares a ovoiales de hornblenda rodeados por una matriz recristalizada de grano muy fino, con textura de fluxión y replegada formando pliegues de arrastre asimétricos. En menor proporción y de menor tamaño hay porfiroclastos redondeados de plagioclasa (N//y NX).

*Quebrada Arenosa, Sierra de La Huerta.*



**Figuras 488-489.** Detalle de porfiroclasto tabular de hornblenda con rotación contraria a la cizalla principal. Se destaca la marcada diferencia granulométrica entre los porfiroclastos y la matriz (N// y NX).

*Quebrada Arenosa, Sierra de La Huerta.*





**Figura 490.** Faja de cizalla dúctil en anfibolita. Venillas discontinuas de cuarzo con incipiente *boudinage* cortan la foliación milonítica.

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo*  
(31°27'14.76" S - 68°09'31.94" O).

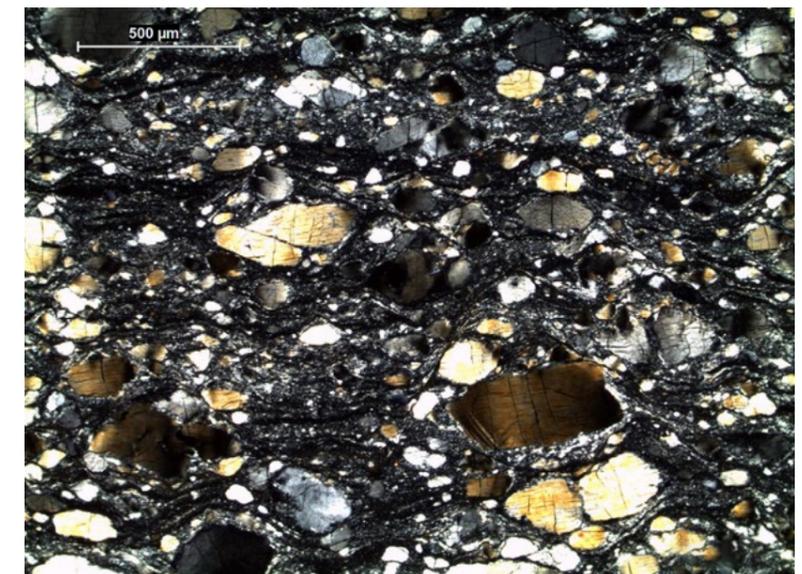
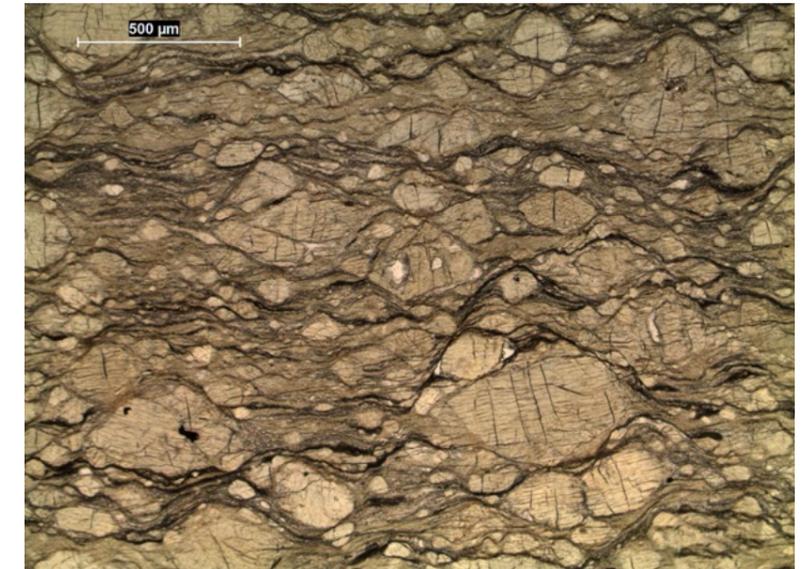


**Figura 491.** Detalle del afloramiento de milonita de anfibolita. Los *boudins* sigmoides de la vena de cuarzo indican sentido de cizalla sinistral. Diámetro del anillo usado como escala 2,1 cm.

*Quebrada del Gato, Sierra Pie de Palo.*

**Figuras 492-493.** Milonita de anfibolita. Abundantes porfiroclastos de anfíbol y escasos de plagioclasa en matriz de grano fino de idéntica composición. La matriz se curva y rodea los porfiroclastos generando superficies suavemente crenuladas. Muchos porfiroclastos muestran flexuras y extinción ondulante, así como microfracturas antitéticas y sintéticas (N// y NX).

*Quebrada Morales, Sierra Pie de Palo.*





**Figura 494.** Milonita S-C' de anfibolita compuesta por abundantes porfiroclastos pisciformes de hornblenda en matriz de anfíbol recristalizado y plagioclasa (incolora). Una superficie de cizalla C' se extiende desde el extremo superior derecho al extremo inferior izquierdo, intersectando la foliación milonítica aproximadamente a 40° (N//).

*Quebrada Capella, Sierra Pie de Palo.*

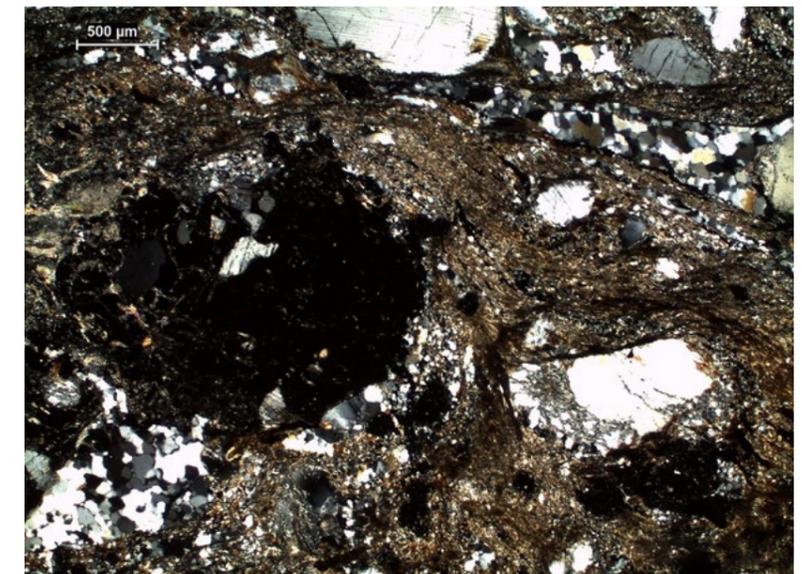
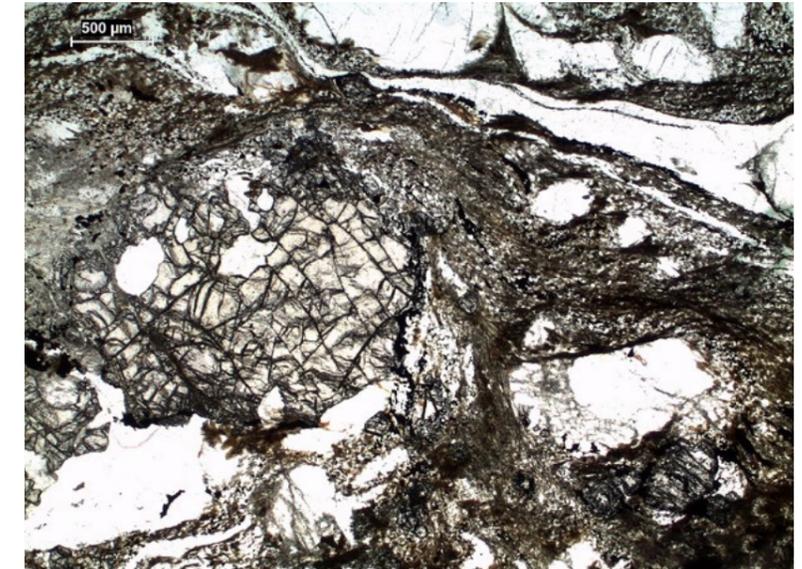


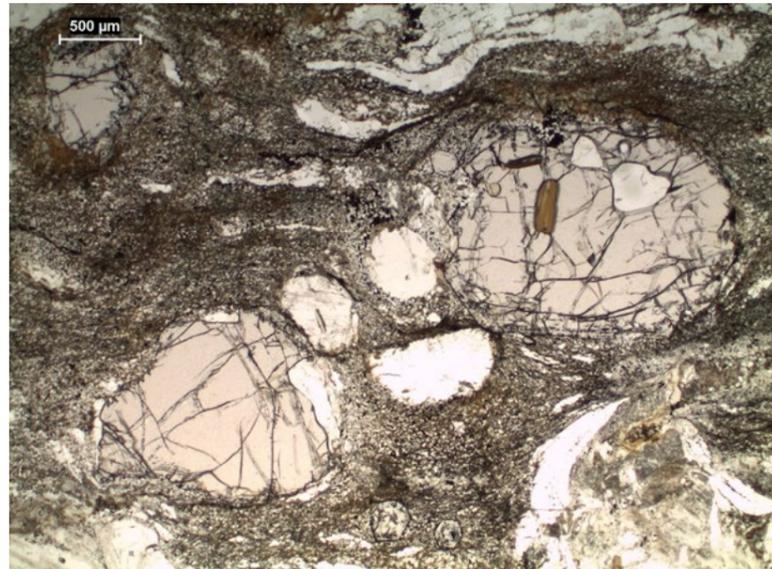
**Figura 495.** Faja de cizalla dúctil en paragneis biotítico-granatífero. La pila usada como escala tiene una longitud de 4,8 cm.

*Sierra de las Imanas  
(31°29'52.03" S - 67°20'55.19" O).*

**Figuras 496-497.** Milonita de gneis biotítico-granatífero. El granate y la plagioclasa relativamente resistentes a la deformación, se encuentran como porfiroclastos, mientras que el cuarzo ha experimentado recristalización y conforma cintas policristalinas. La biotita, constituyente mayoritario de la matriz, está finamente recristalizada (N// y NX).

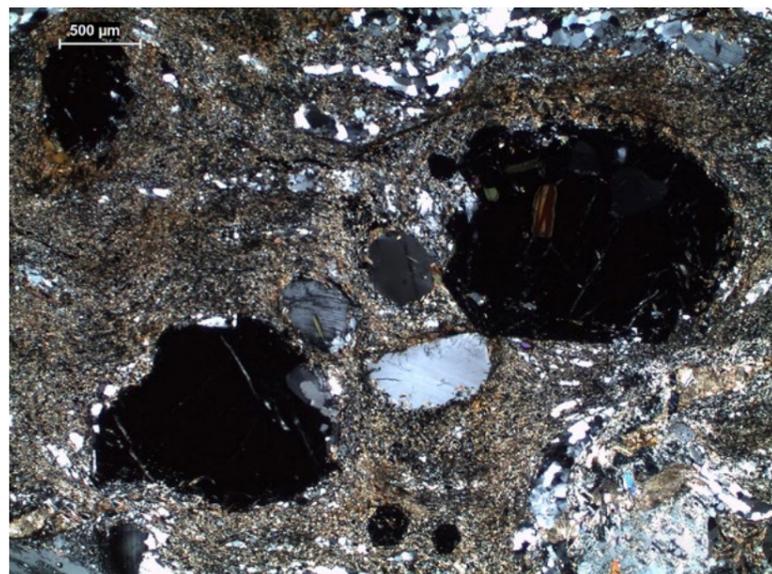
*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*





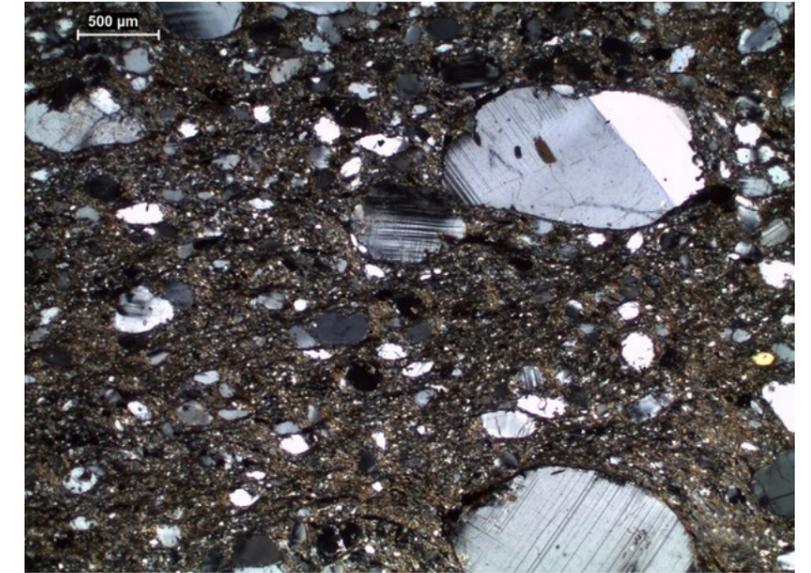
**Figuras 498-499.** Porfiroclastos de granate y plagioclasa rodeados por matriz biotítica recrystalizada dinamicamente, en milonita de paragneis biotítico-granatífero. En la parte superior de la imagen se aprecian cintas de cuarzo policristalino recrystalizado. En el interior de un porfiroclasto de granate se preservan folias de biotita de mayor tamaño (N// y NX).

*Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta.*



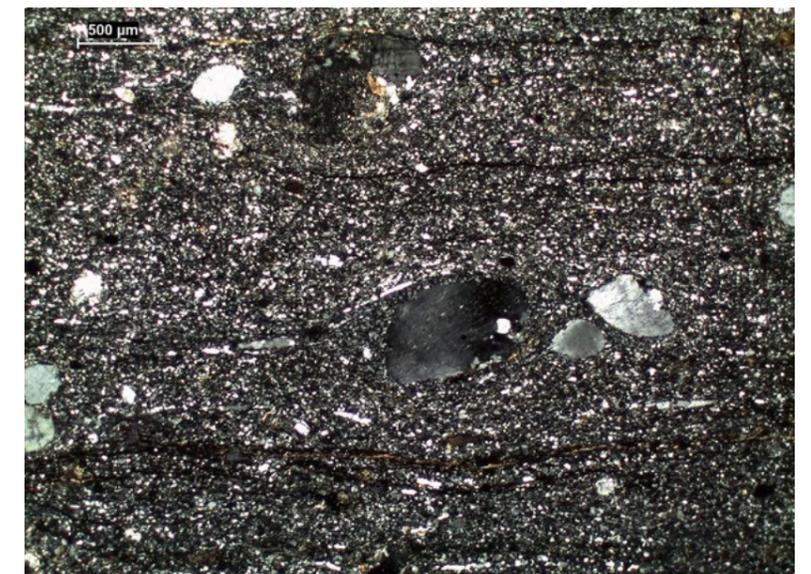
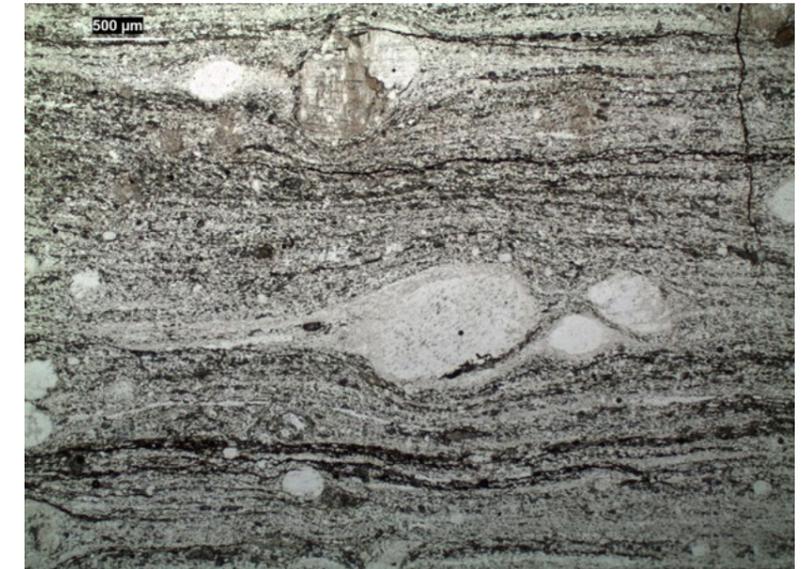
**Figura 500.** Milonita de gneis biotítico-granatífero con porfiroclastos ovoides de plagioclasa de tamaño heterogéneo, en matriz de biotita recrystalizada de grano muy fino. No se observan porfiroclastos de granate en esta fotomicrografía (NX).

*Sierra de las Imanas.*



**Figuras 501-502.** Milonita de esquistos cuarzo-plagioclásico-micáceo transicional a ultramilonita. Escasos porfiroclastos de feldspatos cuya cinemática indica sentido de cizalla dextral, en matriz cuarzo-biotítica muy fina producto de recrystalización dinámica. La textura de fluxión milonítica es muy acentuada en esta roca. Algunas fracturas delgadas (margen superior derecha) están rellenas por óxidos de hierro (N// y NX).

*Cerro Guayaguás.*



## ULTRAMILONITA

### ULTRAMYLONITE



**Figura 503.** Ultramilonita de paragneis biotítico-granatífero. A medida que la deformación se intensifica, la roca experimenta una reducción drástica en el tamaño de grano, los porfiroclastos de plagioclasa y granate se hacen más pequeños y redondeados aparentemente debido a atrición mecánica por fricción con la matriz (N//).

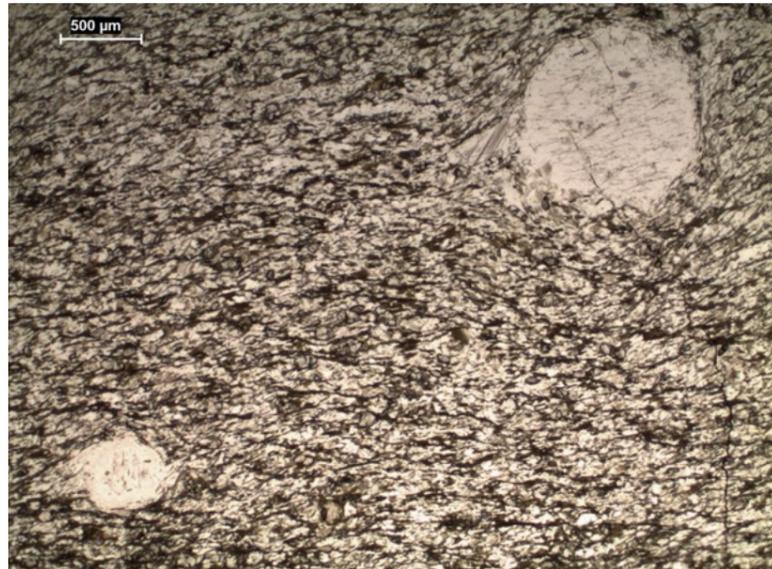
gioclasa y granate se hacen más pequeños y redondeados aparentemente debido a atrición mecánica por fricción con la matriz (N//).

*Cerro Guayaguás.*

**Figuras 504-505.** Detalle de la ultramilonita de paragneis biotítico-granatífero de la figura 505. Porfiroclasto redondeado de plagioclasa (centro), con sombra de presión compuesta por biotita y cuarzo recristalizados con disposición de tipo rotacional (N// y NX).

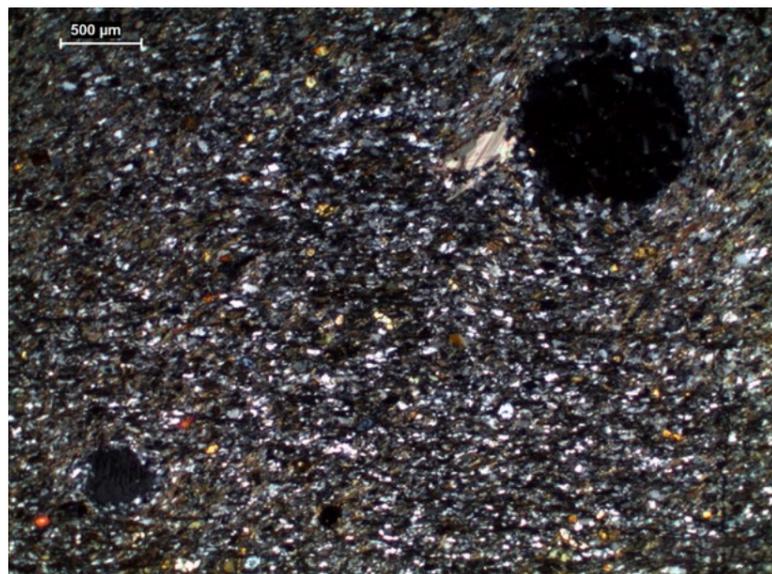
*Cerro Guayaguás.*





**Figuras 506-507.** Ultramilonita de migmatita estromatítica. Hay un desarrollo mayor al 90 % de matriz compuesta por feldespato potásico-cuarzo-biotita. Los escasos porfiroclastos tienen formas redondeadas y corresponden a feldespato potásico y granate. En las sombras de presión hay calcita recristalizada y los porfiroclastos de feldespato muestran recristalización por rotación de subgranos (SGR) en los bordes. Abundante titanita como mineral accesorio (N//y NX).

*Cerro Morado, Sierra de La Huerta.*



**Figuras 508-509.** Ultramilonita derivada de gneis biotítico-granatífero inyectado por venas de cuarzo. En la parte clara, que corresponde a una vena, se ven aislados peces de mica y de minerales opacos. El cuarzo está intensamente deformado y estirado, lo que indica condiciones metamórficas de bajo grado durante la milonitización. En la parte oscura que corresponde al gneis, hay escasos porfiroclastos de plagioclasa en matriz biotítica de grano extremadamente fino (N//y NX).

*Cerro Guayaguás.*



## GLOSARIO

**Acicular:** cristal con forma o aspecto de aguja.

**Acido/ácidas:** términos que definen a rocas ígneas constituidas mayoritariamente por minerales de colores claros, ricos en Si, K y Na como cuarzo, feldespato potásico y plagioclasas más bien sódicas (p. ej. granito, granodiorita, tonalita, riolita y dacita). Contienen más del 60 % en peso de sílice ( $\text{SiO}_2$ ).

**Anatexis:** fusión parcial de las rocas de la corteza que ocurre en los campos P-T entre el *sólidus* y el *líquidus*. Algunos autores proponen que la anatexis está más allá del régimen metamórfico, en la transición entre el magmatismo y el metamorfismo.

**Anhedral:** cristal que no tiene una forma externa definida.

**Antitaxial:** vena cuyo material de relleno creció desde el centro de la vena hacia las paredes de la misma. Las fibras muestran continuidad óptica de una pared a la otra y la(s) fase(s) minerales de relleno a menudo no se relacionan con la mineralogía de la roca hospedante, pero se derivan de alguna fuente local.

**Bandeado gnéísico:** es un tipo de foliación metamórfica típica del metamorfismo de grado medio a alto, en la que los minerales silicatados, visibles a ojo desnudo, se separan en bandas oscuras (máficas) y claras (félsicas). La granulometría tiende a ser más gruesa y las bandas a menudo están plegadas y no se separan fácilmente. Una roca con estas características es un gneis.

**Básico/básicas:** términos que definen a rocas ígneas compuestas por minerales de colores oscuros con concentraciones relativamente altas de Fe y Mg como olivino, piroxenos, anfíboles y óxidos de Fe-Ti, y plagioclasas cálcicas (p. ej. basaltos, gabros). Los contenidos de  $\text{SiO}_2$  oscilan entre 45-53 % en peso.

**Birrefringencia:** es la diferencia entre el índice de refracción mayor y menor de un mineral. La birrefringencia varía dependiendo de la sección del cristal que haya sido interceptada por la superficie de corte en la sección delgada y, en tal caso, será igual a la diferencia entre los índices existentes en ese corte.

**Blasto o blástico/a:** esta palabra, de origen griego, significa "germen" e indica que una determinada característica es de origen metamórfico.

**Boudins:** cuerpos tabulares (aplanados) de roca resistente, rodeados de roca más dúctil, que se han estirado y roto en segmentos parecidos a una salchicha o morcilla (*boudin* en francés).

**Cizalla (zona de):** zona de deformación generada bajo condiciones dúctiles a dúctiles-frágiles, que gradúa hacia arriba hacia una zona de falla.

**Clivaje:** propiedad de un mineral de romperse con facilidad en direcciones cristalográficas particulares. En el caso de una roca, es la propiedad de partirse a lo largo de planos preferenciales subparalelos y estrechamente espaciados. Un concepto más amplio considera al clivaje como cualquier tipo de foliación en la que los filosilicatos orientados, son demasiado finos para verlos individualmente a simple vista. Todos los clivajes son foliaciones, pero no todas las foliaciones corresponden a clivaje.

**Color de interferencia:** falso color que presentan los cristales anisótropos cuando se observan en el microscopio petrográfico utilizando el polarizador y el analizador con sus direcciones de vibración perpendiculares, lo que se conoce como “nicoses cruzados” (NX).

**Crenulación:** tipo de plegamiento regular con una longitud de onda de 1 cm o menos.

**Desmezcla:** se produce cuando una solución sólida inicialmente homogénea se vuelve inestable y tiende a separarse en dos (o más) fases minerales distintas sin ningún cambio en la composición global del sistema.

**Dextral/Sinistral:** Una falla en la cual su desplazamiento neto es paralelo al rumbo del plano de falla es denominada falla de transcurrencia o de desplazamiento de rumbo. Se dice que es dextral o sinistral, si el movimiento relativo entre los bloques a ambos lados del plano de falla es hacia la derecha (dextral) o hacia la izquierda (sinistral) al observar la traza de la falla de frente.

**Esquistosidad:** a medida que aumenta el grado de metamorfismo, el tamaño de los granos minerales tiende a ser visible a simple vista. Eventualmente, la roca desarrolla esquistosidad, que es una foliación casi planar debida a la orientación preferencial de los filosilicatos, principalmente biotita, moscovita y clorita, de minerales aciculares como hornblenda o tabulares como los feldespatos. Los planos de esquistosidad son algo irregulares, están relativamente apretados y el espesor de roca entre planos es del orden del milímetro. Las rocas pueden romperse a lo largo de esas superficies aproximadamente paralelas. Una roca con estas características es un esquisto.

**Estromatítica (estructura):** estructura bandeada, en la que se alternan capas paralelas de leucosomas con textura granoblástica de grano medio a grueso, melanosomas y mesosomas con fábrica gnéisica.

**Estructura:** características de mayor escala que ocurren en la muestra de mano, afloramiento o a escala regional.

**Euhedral:** cristal con caras bien formadas.

**Exfoliación (ver clivaje mineral):** tendencia que poseen ciertos minerales a romperse paralelamente a planos atómicos.

**Extinción ondulante:** variación espacial en la birrefringencia de un mineral causada por la flexura de la red cristalina.

**Facies:** término que incluye varios tipos de rocas que difieren entre sí en composición química y, por lo tanto, en contenido mineral, pero que se formaron en las mismas condiciones de presión y temperatura. Ese rango de P-T queda definido por un conjunto mineral específico que refleja la composición original del protolito en rocas comunes, tal como la facies de anfibolita definida por la asociación de Hbl-Pl en rocas basálticas.

**Félsico (ver leucocrático):** término que se refiere a minerales y/o rocas de color claro, ricos en álcalis (p. ej. Na, K) y sílice (SiO<sub>2</sub>).

**Foliación:** estructura planar generalizada que resulta de la alineación paralela o subparalela de los minerales que constituyen una roca, sobre todo filosilicatos, y/o de capas composicionales y mineralógicas. La mayor parte de la foliación es resultado de esfuerzos diferenciales que actúan sobre la roca. Es la característica más prominente de las rocas de metamorfismo regional. Las rocas foliadas suelen presentarse como si los minerales estuvieran apilados como páginas de un libro, de ahí el uso del término ‘folia’ (hoja).

**Gneis:** roca metamórfica de grano medio a grueso, comúnmente con bandas alternantes de minerales claros y oscuros (bandeado gnéisico), evidentes en muestra de mano o a escala microscópica. Se distingue del esquisto por su foliación y esquistosidad; el gneis muestra una foliación bien desarrollada y una esquistosidad y clivaje poco desarrollados. Es una roca típica de metamorfismo de grado alto.

**Gnéisica (estructura, ver bandeado gnéisico):** estructura foliada que caracteriza a los gneises. Es resultado de la segregación de los minerales en capas separadas, típicamente de color claro y oscuro. Las capas de color claro generalmente están compuestas de feldespatos y cuarzo y las capas de color oscuro de hornblenda y biotita. El espaciado entre las bandas suele oscilar entre 1-10 mm. Bandas más potentes implican que probablemente se haya producido fusión parcial o la introducción de nuevo material, generándose migmatitas.

**Grado metamórfico:** término general que cualifica la temperatura a la que se produce el metamorfismo. Puede ser subdividido en: muy bajo (entre 100 y 200-250 °C), bajo (entre 200-250 y 400-450 °C), medio (entre 400-450 y 600-650 °C) y alto (más de 600-650 °C). La mayor parte de los esquistos son rocas de grado medio y los gneises de grado alto.

**Intercrecimiento simplectítico:** Es un intercrecimiento vermicular de dos fases minerales por cristalización simultánea de ambas. Por ejemplo, moscovita-cuarzo, biotita-cuarzo, piroxeno-plagioclasa, fayalita-cuarzo, cordierita-cuarzo, espinelo-anfíbol, etc.

**Leucocrático (ver félsico):** término usado para minerales/rocas de colores claros.

**Leucosoma:** parte más clara de la migmatita, interpretada como el producto de fusión parcial segregado y cristalizado. Se dispone entre las capas de la roca más oscura o incluso corta la foliación gnéisica.

**Lineación:** disposición paralela de los elementos lineales en una roca.

**Maclado:** crecimiento conjunto simétrico de dos o más cristales de la misma especie mineral, mutuamente orientados de acuerdo con ciertas leyes.

**Máfico:** término que se refiere a minerales y/o rocas de color oscuro, con altos contenidos de Mg y Fe y pobres en silicio.

**Melanocrático:** término para indicar rocas formadas por minerales oscuros, el significado se refiere al color de las rocas.

**Melanosoma:** parte más oscura de la migmatita, constituida esencialmente por minerales máficos. Aparece entre dos leucosomas o, si existen mesosomas, en los bordes de éstos.

**Mesosoma:** porción de la migmatita de color intermedio entre el leucosoma y el melanosoma. Si está presente, se lo considera el remanente más o menos modificado del protolito de la migmatita.

**Metatexita:** variedad de migmatita con leucosoma, mesosoma y melanosoma discretos y bien definidos.

**Metabasitas:** Basaltos y otras rocas de composición similar metamorfoseadas. Esta palabra se debe a que dichas rocas ígneas se conocen también como rocas básicas.

**Metamorfismo regional dinamo-térmico:** abarca grandes extensiones (miles de km<sup>2</sup>) a mediana y alta profundidad en la corteza, en cinturones orogénicos y en el contacto de placas tectónicas. Los cambios metamórficos son lentos y pueden completarse en períodos que duran decenas de millones de años.

**Metasomatismo:** cambios de la composición química que suelen acompañar al metamorfismo y que implican sustitución de elementos de una roca por otros. Se desarrolla generalmente en situaciones donde existe un fuerte contraste en la composición de dos litologías en contacto como cuerpos ultramáficos o máficos (p. ej. anfíbolitas) intercalados en rocas calcáreas.

**Migmatita:** Dependiendo de su composición, una roca metamórfica regional de grado alto (gneis) puede sufrir cierto grado de fusión parcial. El material félsico fundido se origina a partir de la fusión parcial de algunos de los componentes metamórficos de la roca, aunque en algunas migmatitas puede haber sido inyectado externamente. Cuando esto sucede, la roca ya no es estrictamente metamórfica pues ha comenzado la transición a la etapa ígnea. Llamamos a esas rocas parcialmente fundidas 'migmatitas', que significa "rocas de mezcla". La migmatita representa la roca metamórfica que ha alcanzado los límites del metamorfismo y ha comenzado la transición a la etapa ígnea.

**Neosoma:** parte neoformada de la migmatita.

**Oikocristal:** grano mineral de gran tamaño que contiene una gran cantidad de inclusiones de uno o más minerales. Este término generalmente se refiere a los cristales que crecen a partir de líquido magmático intersticial en cumulos ígneos.

**Orto:** Cuando está frente al nombre de una roca metamórfica, este prefijo indica que la roca deriva de una roca ígnea. El prefijo orto- se aplica a rocas metamórficas que derivan de un protolito ígneo (p. ej. ortogneis)

**Paleosoma:** parte de la migmatita que representa el protolito (equivalente al mesosoma). Constituye el residuo refractario y muestra principalmente texturas metamórficas.

**Para:** Cuando está frente al nombre de una roca metamórfica, este prefijo indica que la roca deriva de una roca sedimentaria. El prefijo para- se aplica a rocas metamórficas que derivan de un protolito sedimentario (p. ej. paragneis).

**Pinnitización:** transformación de la cordierita en un agregado policristalino de grano fino y tonalidad amarillenta denominado pinnita, compuesto esencialmente por sericita, clorita, serpentina, talco y óxidos de hierro.

**Pizarra:** roca de bajo grado metamórfico y grano muy fino no visible a simple vista, Exhibe una foliación dada por la orientación preferencial de diminutas láminas de mica y clorita que se disponen en capas perpendiculares a la dirección del esfuerzo dando lugar al clivaje pizarroso. Las capas delgadas de la pizarra pueden parecerse a la estratificación sedimentaria, pero son resultado de esfuerzos dirigidos y pueden estar en ángulo con los estratos originales.

**Pleocroísmo:** capacidad de un cristal anisótropo para absorber diferencialmente las longitudes de onda de la luz transmitida en varias direcciones cristalográficas, y así mostrar diferentes colores en diferentes direcciones.

**Pizarrosidad:** propiedad que presentan las rocas metamórficas de grado bajo de romperse muy fácilmente a lo largo de láminas delgadas. La alineación paralela de los filosilicatos hace que la roca se divida fácilmente en capas muy finas.

**Porfiroblastos:** cristales grandes que contrastan en tamaño con los otros minerales de la roca. El material de grano fino alrededor de los porfiroblastos es la matriz.

**Porfiroclastos:** minerales resistentes a la deformación, de tamaño relativamente grueso, insertos en una matriz de grano más fino.

**Porfiroclástica:** Textura con grandes granos relictos de minerales preexistentes en una matriz de grano más fino de minerales recristalizados. Por lo general, producto de la superposición de múltiples eventos metamórficos y deformación por cizallamiento.

**Protolito (roca parental):** roca ígnea, sedimentaria o metamórfica precursora/preexistente que se metamorfoseó para convertirse en roca metamórfica.

**Pseudomorfo:** cristal que ha sido reemplazado por uno o más minerales diferentes, conservando la forma del cristal original.

**Recristalización estática:** proceso que consiste en el retorno a las propiedades mecánicas de un cristal previo a su deformación.

**Relieve:** “la sensación óptica de relieve” es una propiedad de los minerales transparentes que hace ver más altos a los granos de minerales de mayor índice de refracción en relación con los granos vecinos, mientras que los granos con índice menor se ven como deprimidos.

**Saussuritización:** transformación de una plagioclasa cálcica en un agregado de grano fino de albita y epidoto (zoisita o clinozoisita), generalmente con calcita y sericita. Normalmente es producto de metamorfismo retrógrado de rocas ígneas básicas.

**Subhedral:** cristal con algunas caras cristalinas bien desarrolladas y otras no.

**Subsólido:** parte de un diagrama de fases que se encuentra debajo del *sólido*, representando así un sistema donde pueden tener lugar todas las transformaciones en estado sólido. El metamorfismo es un proceso *subsólido*.

**Textura:** características a pequeña escala en una roca que son penetrativas, lo que significa que la textura ocurre en prácticamente todo el cuerpo de la roca a escala microscópica. Algunos petrógrafos usan el término microestructura, en lugar de textura, para describir cualquier característica a pequeña escala de las rocas. El término fábrica suele también ser utilizado como sinónimo de textura.

**Ultramáfica:** roca compuesta por más del 90 % de minerales máficos. Las variedades metamórficas pueden ser cumulos metamorfoseados o rocas del manto.

## BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA

Baldo, E.G., Casquet, C. y Galindo, C. 1998. Datos preliminares sobre el metamorfismo de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales (Argentina). *Geogaceta* 24: 39-42.

Barker, A.J. 1994. *Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures*. Blackie Academic & Professional, 170 p., Oxford.

Best, M. 2002. *Igneous and Metamorphic Petrology* (2nd edition). Blackwell Publishing, 752 p., Oxford.

Borrello, A. V. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, *Anales* 14: 1-136, Buenos Aires.

Brodtkorb, M. 2014. *Compendio de las Especies Minerales de la República Argentina*. Editorial Brujas, 752 p., Córdoba, Argentina.

Burkhard, M. 1993. Calcite-twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology* 15: 351-368.

Camilletti, G., Otamendi, J., Tibaldi, A., Cristofolini, E., Leisen, M., Romero, R., Barra, F., Armas, P. y Barzola, M. 2020. Geology, petrology and geochronology of sierra Valle Fértil - La Huerta batholith: Implications for the construction of a middle-crust magmatic-arc section. *Journal of South American Earth Sciences* 97: 102-423.

Cuerda, A., Cingolani, C., Varela, R. y Schauer, O. 1984. Descripción Geológica de la Hoja 19d, Mogna, Provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, *Boletín* 192, 102 p., Buenos Aires.

Deer, W., Howie, R. y Zussman, J. 2013. *An introduction to the rock-forming minerals* (3<sup>rd</sup> edition). The Mineral Society, 498 p., London.

Gardner, R.L., Piazzolo, S. y Daczko, N.R. 2015. Pinch and swell structures: evidence for strain localization by brittle-viscous behaviour in the middle crust. *Solid Earth* 6: 1045-1061.

Heinrich, E. 1970. *Identificación microscópica de minerales*. Ediciones Urmo, 456 p., Bilbao, España.

Hollocher, K. 2014. *A pictorial guide to Metamorphic Rocks in the Field*. CRC Press Taylor & Francis Group, 310 p., India.

Hoffmann, A. A. 2016. *Plagioclase Corona Around Garnets: Implications of Pressure-Temperature Paths in Aluminous Gneisses*. LSU Master's Theses 1138. DOI 10.31390/gradschool\_theses.1138

<https://www.alexstrekeisen.it/english/meta/>

<https://diarium.usal.es/rocalbum/textura-2/>

<https://www.ehu.eus/mineralogiaoptica/>

<https://www.geologypage.com/2015/12/geological-folds.html>

<http://www.mindat.org>

<https://opengeology.org/Mineralogy/8-metamorphic-minerals-and-metamorphic-rocks/>

<https://www2.bgs.ac.uk/scmr/products.html>. IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks (SCMR) 2017.

Kerr, P. 1965. *Mineralogía Óptica* (3ª edición). Ediciones Castilla S.A., 433 p., Madrid.

Klein, C. y Dutrow, B. 2007. The 23<sup>rd</sup> edition of the *Manual of Mineral Science*. John Wiley & Sons, 673 p.

Klein, C. y Hulburt, C. 1997. *Manual de Mineralogía* basado en la obra de Dana (4ª edición). Editorial Reverté, 679 p., Barcelona.

Llano, J.A., Castro de Machuca, B. y Uliarte, E.R. 1998. *Atlas de microfábricas deformacionales*. Imprenta Universitaria, Universidad Nacional de San Juan, 100p., San Juan.

MacKenzie, W.S. y Adams, A.E. 1994. *A color Atlas of Rocks and Minerals in Thin Section*. Wiley Halsted Press, 192 p., Barcelona.

Melgarejo, C. 2003. *Atlas de Asociaciones Minerales en Lámina Delgada*. Editorial Fundación Folch, 1076 p., Barcelona.

Nesse, W. 2011. *Introduction to Mineralogy* (2<sup>nd</sup> edition). Oxford University Press, 480 p.

Nesse, W. 2012. *Introduction to Optical Mineral* (4<sup>th</sup> edition). Oxford University Press, 361 p.

Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., de la Rosa, J.D., Tibaldi, A.M., Castro, A., Martino, R.D. y Pinotti, L.P. 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, Sierras de Valle Fértil and La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 258-279.

Otamendi, J.E., Ducea, M.N. y Bergantz, G.W. 2012. Geological, Petrological and Geochemical Evidence for Progressive Construction of an Arc Crustal Section, Sierra de Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. *Journal of Petrology* 53: 761–800.

Passchier, C.W., Myers, J.S. y Kroner, A. 1990. *Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains*. Springer-Verlag, 150 p., Berlin.

Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer, 289 p., Berlin-Heidelberg.

Ramacciotti, C.D., Casquet, C., Baldo, E.G., Verdecchia, S.O., Morales Cámara, M.M., Zandomeni, P.S. 2019. Metamorfismo de alto gradiente P/T en la Sierra de Pie de Palo (Sierras Pampeanas, Argentina): modelado de equilibrio de fases minerales e implicancias geodinámicas en el antearco famatiniano. *Andean Geology* 46: 526-555.

Ramos, V., Vujovich, G., Cardó, R., Pérez, L., Pelichotti, R., Godeas, M., Pucci, J.C., Bercowski, F., Bordonaro, O. y Chernicoff, J. 2000. Hoja Geológica 3169-IV, San Juan. Provincia de San Juan. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 243, 93 p., Buenos Aires.

Shelley, D. 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope: Classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations*. Chapman y Hall, 445 p., Cambridge.

Song, S. y Cao, Y. 2021. Textures and Structures of Metamorphic Rocks. *Encyclopedia of Geology* (2<sup>nd</sup> edition), vol. 2: 375-388. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00052-7>.

Strunz, H. y Nickel, E. 2001. *Strunz Mineralogical Tables. Chemical-Structural Mineral Classification System* (9<sup>th</sup> edition). Schweizerbart Science Publishers, 870 p., Stuttgart.

Torres Roldán, R.L., García-Casco, A. y Molina Palma, J.F. 2004. *Petrología Metamórfica. Asistente de Prácticas* (versión 2004a). Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, 45 p.

Trouw, R.A.J., Passchier, C.W. y Wiersma, D.J. 2010. *Atlas of Mylonites and related microstructures*. Springer, 322 p., Würzburg.

Vernon, Ron H. 2008. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 594 p., Cambridge.

Vujovich, G., Chernicoff, C., Tchilinguirian, P., Godeas, M., Marín, G., Pezzutti, N., Sepúlveda, E., López, H., Cardó, R. y Díaz, I. 2007. Hoja Geológica 3166-III, Chepes, provincias de La Rioja, San Juan y San Luis. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 251, 65 p., Buenos Aires.

Winter, J. D. 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, 697 p., New Jersey.

Yardley, B.W.D., MacKenzie, W.S. y Guilford, C. 1990. *Atlas of metamorphic rocks and their textures*. Longman Scientific & Technical, 120 p., Hong Kong.



#### **BRÍGIDA CASTRO DE MACHUCA**

Doctora en Ciencias Geológicas de la Universidad Nacional de San Juan (1984). Es Investigadora Independiente del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y Profesora Titular de la Licenciatura en Geofísica de la FCFN-UNSJ.

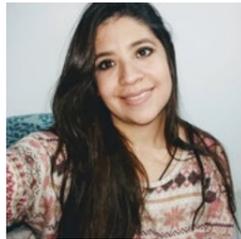
Realizó pasantías de perfeccionamiento sobre Metalogénesis y Petrología Ígnea y Metamórfica en la U. Técnica de Clausthal (Alemania), U. Central del Ecuador, U. de Chile y U. Católica del Norte (Chile). Se especializó en Microtectónica con el Prof. R.A.J. Trouw en la U. Federal de Rio de Janeiro. Es autora de numerosos trabajos en congresos y revistas nacionales e internacionales.



#### **SANDRA INES PONTORIERO**

Licenciada en Ciencias Geológicas de la Universidad Nacional de San Juan (1992). Desde 2003 forma parte del Instituto de Geología Dr. E.P Aparicio (INGEO) donde participa en proyectos relacionados con el estudio de las rocas del basamento ígneo-metamórfico de la provincia de San Juan.

Es Profesora Titular de las cátedras Mineralogía I y Mineralogía II de la FCFN-UNSJ y coautora de trabajos en congresos y revistas nacionales e internacionales.



#### **GLADIS PALACIO BALDERRAMO**

Doctora en Ciencias Geológicas de la Universidad Nacional de San Juan (2022). Su investigación se centró en el análisis petrológico-estructural de rocas polideformadas del sector occidental de la Sierra de la Huerta, provincia de San Juan. Es becaria posdoctoral del CONICET y Jefe de Trabajos Prácticos de la Licenciatura en Ciencias Geológicas de la FCFN-UNSJ. Ha concretado pasantías en la U. de Bochum (RUB, Alemania) y es autora de publicaciones en congresos y revistas nacionales.



Imagen satelital de Maxar (WV02)  
de la Sierra Pie de Palo y áreas aledañas,  
Provincia de San Juan.