UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

LOS YACIMIENTOS DE TUNGSTENO DE LA SIERRA DE ALTAUTINA, PROVINCIA DE CÓRDOBA

SILVIA AMETRANO
1997

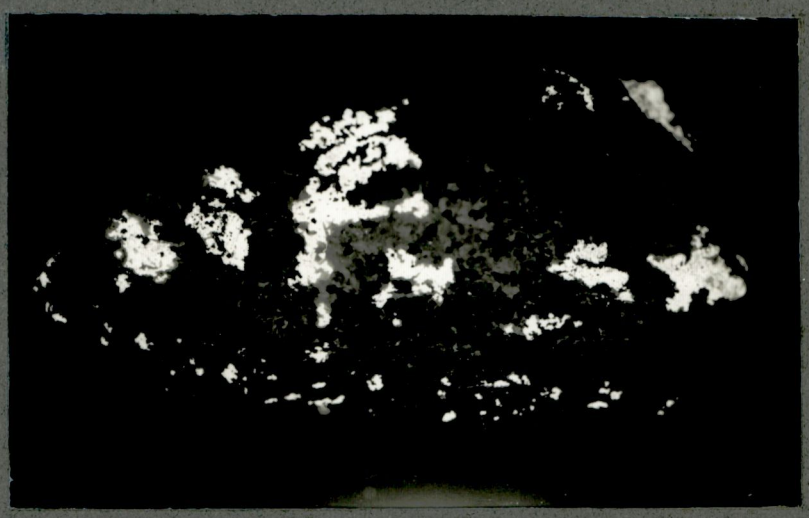


Foto en la tapa:
Scheelita de mina Santa Bárbara,
Sierra de Altautina.
Iluminación UV

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

LOS YACIMIENTOS DE TUNGSTENO DE LA SIERRA DE ALTAUTINA, PROVINCIA DE CÓRDOBA

Por: SILVIA AMETRANO

Director de tesis: Dr. ISIDORO B. SCHALAMUK

1997

Este trabajo está dedicado a:

**R, R, m y M, por el tiempo que les robé y el apoyo que me brindaron;*

**a la memoria de mi padre quien me introdujo en el mundo de la Naturaleza;*

**a la memoria del Ing. Victorio Angelelli quien guió los primeros pasos de esta tesis.*

AGRADECIMIENTOS

Al iniciar la presentación de este trabajo considero una obligación expresar mis más profundo reconocimiento a las personas e instituciones que se mencionan a continuación.

A la Secretaría de Minería de la Nación por el apoyo en las etapas iniciales y al Instituto de Recursos Minerales (UNLP) por el generoso respaldo brindado.

Al Dr. Luis Dalla Salda quien me acompañara en una visita de campo y me hiciera más fácil la comprensión de los episodios deformacionales del área.

Al Dr. Mario Barbieri, de la Universidad de Roma La Sapienza; al Dr. Werner Paar, del Instituto de Mineralogía de la Universidad de Salzburgo; y al Dr. Agustín Martín-Izard de la Universidad de Oviedo; a todos ellos mi agradecimiento por las facilidades que me brindaron desinteresadamente en sus respectivas instituciones, para la obtención de datos que se incluyen en esta tesis.

A los amigos y colegas que colaboraron en las distintas etapas de las tareas de campo: Dr. Alejo Brodtkorb, Lic. Graciela Marín, Lic. Daniela Marchionni, Lic. Isabel Ramón, y Lic. Marta Delucchi.

A los amigos y colegas que me brindaron cooperación, apoyo técnico y/o afectivo, y abundantes como fructíferos diálogos: Dra. Marta Alperin, Dr. Eugenio Aragón, Lic. Alicia Busteros, Dr. Raúl De Barrio, Lic. Miguel Del Blanco, Lic. Leandro Echavarría, Lic. Horacio Echeveste, Dr. Ricardo Etcheverry, Dr. Raúl Fernández, Dra. Marta Godeas, Lic. Norma Pezzutti.

A la Arq. Adriana González por su infatigable colaboración en numerosos aspectos gráficos de este trabajo; a las Sritas. Adriana Blesa y Jimena Orchuela por la ayuda de laboratorio y al Lic. Alberto Julianello por el soporte técnico-informático.

Con especial gratitud incluyo aquí a la Dra. Milka K. de Brodtkorb quien me brindó toda su experiencia en el tema, incluyendo su biblioteca personal.

Por último quiero resaltar la figura del director de esta tesis Dr. Isidoro B. Schalamuk, quien apoyó incondicionalmente este empeño, ayudó en la superación de las abundantes "crisis geológicas", y fundamentalmente por su inagotable paciencia para esperar los tiempos de la autora en la elaboración de ideas.

INDICE

	Página
-Resumen	i
-Introducción	iv
-Capítulo I. Geología de la Sierra de Altautina	1
-1. Area de estudio	1
-2. Marco geológico regional	5
-3. Descripción geológica del área de estudio	14
-3.1. Basamento metamórfico de la Sierra de Altautina	18
-3.2. Basamento ígneo de la Sierra de Altautina	26
-3.3. Estructura y deformación	28
-Capítulo II. Petrología	37
-1. Esquistos y gneises migmatizados	38
-2. Metacuarcitas micáceas	42
-3. Anfibolitas	48
-4. Rocas calcosilicáticas y mármoles	57
-5. Biotititas flogopíticas	69
-6. Hornblenditas	75
-7. Turmalinitas y esquistos turmalínicos	80
-8. Cuarcitas spessartíticas ("coticules")	83
-9. Esquistos de Altautina	89
-10. Pegmatoides	91
-11. Granitoides	93
-12. Datos isotópicos	108
-13. Síntesis: Grado metamórfico y protolitos	110
-Capítulo III. Composición química de algunos minerales petrogenéticos	114
-1. Turmalinas	114
-2. Granates	123
-3. Anfiboles	133
-4. Piroxenos	136
-5. Epidotos	137
-6. Micas	140
-Capítulo IV. Las mineralizaciones de wolframio en la Sierra de Altautina	147
-A. Depósitos de wolframita/scheelita en mantos de cuarzo al oeste del Co. San José: Grupo San Ignacio	154
-B. Depósitos de scheelita en mantos de cuarzo-turmalina al este y sur del Co. San José	157
-Depósitos al este del Co. San José: Sta. Bárbara, Dita, Valeria, La Rubia, S. Juan Bosco, Hércules	157
-Depósitos al sur del Co. San José: La Toyita y Cabildo	165
-C. Depósitos de scheelita en rocas calcosilicáticas al oeste y sur del Co. San José: El Misterio, San José, La Gringa, La Carlota, La Extremeña, La Pilila	170
-D. Depósitos de scheelita en rocas calcosilicáticas al sur del Co. San José:	

El Salto y Guasito 193
-E. Depósitos de scheelita en rocas calcosilicáticas al este y sureste de Altautina: María Teresa, La Legal, Grupo Las Ensenadas, La Totito, La Hilda, 7 Hermanos, Pampa de Cóndor Huasi y Noguerol 205
-Síntesis descriptiva de los depósitos y manifestaciones estudiadas 221

-Capítulo V. Scheelita: relaciones texturales y composición química 226
-1. La scheelita en depósitos relacionados a rocas calcosilicáticas 226
-2. La scheelita en los mantos de cuarzo-turmalina 239
-3. Composición química de la scheelita 247
-4. Difracción de rayos X 250

-Capítulo VI. Tungsteno: geoquímica y contenidos en las distintas litologías del área 254
-1. Geoquímica 254
-2. Contenidos de W en las litologías del área de estudio 256
-2.1. Frecuencias 260
-2.2. Correlaciones 263
-3. Comparación con otras áreas mineralizadas de Sierras Pampeanas Orientales 267
-4. Síntesis 269

-Capítulo VII. Evaluación de los datos y conclusiones 272
-A. Los depósitos de wolframio de las Sierras Pampeanas Orientales 272
-B. La Sierra de Altautina 274
-C. Conclusiones 286

-Referencias bibliográficas 290

RESUMEN E INTRODUCCIÓN

RESUMEN

El distrito scheelítico de Altautina se localiza en la sierra homónima, al oeste de la Sierra Grande, en la provincia de Córdoba. El ámbito geológico correponde a las Sierras Pampeanas Orientales. La Sierra de Altautina está integrada por un basamento plutónico-metamórfico compuesto por metamorfitas (Proterozoico superior-Paleozoico inferior), eventos intrusivos graníticos (Devónico inferior) y abundantes pegmatoides y aplitas de diferentes generaciones, la última vinculada a los episodios intrusivos. El cuadro geológico se completa con un relleno moderno. Esta sierra corresponde a uno de los bloques de las Sierras Pampeanas limitado al oeste por la falla inversa de Altautina. Durante el metamorfismo se registran en el área varios episodios de metamorfismo y deformación. La edad mínima del pico máximo de metamorfismo es de 640 Ma. La deformación, en tres episodios fundamentales, se registra secuencialmente en estructuras de orientación E-O, NNO y NNE. El fallamiento postmetamórfico fue influenciado por los episodios deformacionales.

El basamento metamórfico está dominado por esquistos y gneises migmáticos (albita-biotita-almandino) acompañados por metacuarcitas micáceas y escasas anfibolitas. Los leucosomas deformados son abundantes. En esta secuencia se intercalan abundantes lentes de mármol de variable espesor (hasta 50 m) que se ubican en una dirección dominante NNO y cerca de la falla de Altautina. Se apartan de esta orientación algunas lentes en la zona de la mina El Salto. Las lentes de mármol están normalmente acompañadas de un conjunto de metamorfitas integradas por anfibolitas, rocas calcosilicáticas y biotititas flogopíticas, de los cuales las rocas calcosilicáticas son la única litología siempre presente mientras que las otras pueden faltar. Se han reconocido 3 tipos de rocas calcosilicáticas que fundamentalmente implican un aumento de la participación de carbonatos y dismnución de foliación a medida que se las halla en cercanía de los mármoles. La mineralogía y zonación de esta litología pone en evidencia procesos de difusión metamórfica en condiciones de metamorfismo regional. En algunos sectores se hallan, en estrecha vinculación a las lentes de mármol y la asociación antes mencionada, expresiones de menor magnitud correspondientes a esquistos turmalínicos, turmalinitas y cuarcitas spessartíticas. Se reconoció un cuerpo de hornblenditas de escasas dimensiones al este de la mina El Salto. En el bloque inferior de la falla de Altautina, y constituyendo una delgada franja de unos 20 km, se encuentran esquistos biotíticos afectados por un menor grado metamórfico que corresponden a los llamados Esquistos de Altautina. El grado metamórfico alcanzado en el bloque superior corresponde a la facies anfibolita con migmatización de diferente magnitud en distintos sectores.

Las evaluaciones geoquímicas y petrográficas han permitido reconocer algunas características de los protolitos. Entre ellas, y como más significativas, se señala un aporte ígneo de magnitud no valorable durante la precipitación química de los mármoles, indicadores de componentes ígneos básicos en las anfibolitas y biotititas flogopíticas, procendencia ígnea profunda para el cuerpo de hornblenditas y aportes exhalativos ácidos para esquistos turmalínicos, turmalinitas y cuarcitas spessartíticas ("coticules"). En cuanto a los tres stocks graníticos del área, San José, La Yeya y Cóndor Huasi (el primero en el bloque superior y los otros en el inferior), corresponden a leucomonzogranitos altamente evolucionados, especializados, con cristalización en alta fugacidad de oxígeno y colisionales. Los stocks se han emplazado en el basamento metamórfico con posterioridad al segundo evento de deformación. El stock San José fue datado por Rb/Sr en 395 ± 3.6 Ma. Los pegmatoides se diferencian entre aquellos de origen migmático y los últimos que parecen vinculados a los intrusivos graníticos.

La mineralización de wolframio en este distrito está ampliamente distribuída existiendo unos 60 denuncios mineros. Todas las manifestaciones presentan como mineral portador del tungsteno a scheelita, apartándose de ello solamente la mineralización que se ubica en el extremo NO del área, la mina San Ignacio. En esta última el mineral esencial es wolframita con scheelita minoritaria. En todas las manifestaciones existe acompañamiento minoritario de pirita. Se reconocen dos tipos de depósitos minerales: 1-scheelita en lentes y "boudines" de rocas calcosilicáticas; 2-scheelita en mantos concordantes a subconcordantes de cuarzo-turmalina con "lentejones" en las cajas y también como "caballos" de biotititas flogopíticas.

El tipo 1 de manifestaciones se localiza siguiendo la franja de lentes de mármol y en ella la scheelita se encuentra diseminada en tamaños variables, con predominio del grano medio a fino, esencialmente en las rocas calcosilicáticas y anfibolitas. En las biotititas se presenta una mayor concentración de scheelita. En los mármoles y esquistos la scheelita es ocasional. Las "coticules" en la mina El Salto son portadoras de scheelita como así también de esfalerita y calcopirita. Las relaciones texturales de la scheelita con los demás componentes de estas litologías la señalan como un mineral petrogenético de cristalización hasta postcinemática y sincrónica con granates y epidotos, por lo tanto previa al pico de mayor metamorfismo. Las lentes y "boudines" de la secuencia litológica fértil se distribuyen según el control que les imprimieron los distintos eventos de deformación y sus respectivas interferencias. En estos depósitos se observan concentraciones de scheelita en segregados félsicos.

Los depósitos del tipo 2 se concentran al este del cerro San José (mina San Juan Bosco y otras). Se trata de mantos concordantes de cuarzo-turmalina alojados en las metamorfitas próximas a los contactos con el stock granítico. Conforman corridas paralelas según planos correspondientes a la segunda deformación que alcanzan los 600 metros. En este sector el basamento metamórfico no incluye lentes de mármol ni las asociaciones litologógicas que normalmente lo acompañan. La expresión más austral de este tipo corresponde a la mina Toyita ubicada al sur del cerro San José. Las biotititas flogopíticas que se encuentran como "caballos" o en las cajas contienen abundante turmalina y concentran notoriamente la proporción de scheelita. En antiguos informes mineros se menciona la presencia de minerales de bismuto. La scheelita se presenta en grano grueso a muy grueso dentro del cuarzo. La turmalina posee una composición similar a la que tiene en los esquistos turmalínicos y turmalinitas. Este sector es el que mayores expectativas mineras despertó durante el período posterior a la segunda guerra mundial. La mina San Ignacio se ubica al oeste del cerro mencionado, en sus entornos no existen lentes de mármol y el manto subconcordante de cuarzo no posee turmalina en abundancia, en cambio la pirita es mucho más frecuente con desarrollo de grandes cristales.

Las metamorfitas del área presentan contenidos de W superiores a los normales para estas litologías. El Sn se encuentra como trazas y sólo presenta valores elevados en las biotititas con una mineralogía apta para su captura. No existe correlación entre W y Sn a excepción de los esquistos turmalínicos en los cuales es de tipo positiva. Los contenidos de W ofrecen una muy elevada dispersión propia de efectos de redistribución. Los únicos contenidos anómalos en Cu y Zn se hallan en "coticules" y biotititas flogopíticas. El granito San José posee valores de W propios del tipo especializado. Considerando su caracterización como granitoide tipo S, no se descarta una posible contaminación del mismo.

El tipo 1 de mineralización se considera *estratoligada* a una porción del basamento metamórfico y en estrecha vinculación a una secuencia litológica específica que se intercala en el mismo e incluye testimonios de actividad ígnea básica y exhalativa ácida; *metamorfizada,* pues no se

ha podido determinar si la mineralización se formó por recristalización de material preexistente o si se formó como una directa consecuencia del metamorfismo regional; *con removilizaciones metamórficas (e hidrotermales ?); el control de la concentración de la mineralización es litológico y deformacional.*

El tipo 2 puede caracterizarse como: *mantiforme*, atendiendo a su geometría; *metamórficas o post-metamórficas ?; controladas por la dirección de la deformación D2 y la ausencia de la "secuencia fértil" en su entorno inmediato.*

Las evidencias de las relaciones texturales en la scheelita del tipo 1 y la edad del stock San José señalan que no existe relación genética entre ambos. En las manifestaciones tipo 2 no se descarta que los procesos póstumos relacionados al granito San José hayan intervenido en su emplazamiento y pudieran considerarse removilizaciones metamórficas e hidrotermales del tipo 1. La precipitación de la scheelita en el tipo 1 pudo haber estado vinculada a los elementos protolíticos básicos o ácidos, estimándose a éstos últimos como más favorables. Respecto del origen del W se carecen de elementos para indicarlo. No obstante, la fuente primaria de tungsteno se debe hallar en procesos acaecidos con anterioridad al máximo pico metamórfico. El distrito scheelítico de la Sierra de Altautina presenta numerosos elementos geológicos, y en parte geoquímicos, similares a otros distritos de las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba.

Entre los modelos ya propuestos para mineralizaciones similares sin vinculación con procesos pirometasomáticos, el distrito Altautina posee una gran aproximación con el modelo *tungsteno-boro* (tipo "Morille", Arribas et al, 1990). Los yacimientos de Morille, España, están asociados a rocas calcosilicáticas en lentes y "boudines", la scheelita presenta cristalización simultánea con el granate, se encuentran turmalinitas estratiformes asociadas como así también removilizados de cuarzo-turmalina-scheelita.

INTRODUCCIÓN

1.Objetivos

La escasa información que se registraba sobre este distrito con mineralización de wolframio promovió el interés de aportar a su *conocimiento geológico-metalogenético,* el que se convirtió en el objetivo esencial de este trabajo de Tesis Doctoral.

Los datos preexistentes datan de la época en que existió alguna actividad minera en la zona debido a la demanda mundial que existía de este metal y se relacionan temporalmente con el final de la segunda guerra mundial.

Desde tal época mucho es lo que se ha avanzado mundialmente en el conocimiento de áreas con afectación de procesos metamórficos y magmáticos como lo son las Sierras Pampeanas. En este aspecto se marcó como sustancial *la determinación de protolitos* para la mejor comprensión de las actuales relaciones, incluyendo la mineralización.

A partir de mediados de la década del 60, la escuela metalogenética de la Universidad de Munich inicia una serie de investigaciones que desembocarían en reinterpretaciones de modelos metalogenéticos para mineralizaciones de wolframio en situaciones geológicas que presentan algunos paralelismos con el distrito de Altautina. Estas nuevas interpretaciones -que han seguido avanzando- estimularon el propósito de profundizar en el conocimiento de las relaciones que presenta la mineralización con los elementos geológicos en la zona. Esto último ha tenido dos metas, por un lado la definición de los *controles geológicos que definen las concentraciones de mineralización* que podrían guiar futuras prospecciones y, por otro, la comprensión de los procesos actuantes para formar las concentraciones que implican, en consecuencia, los *aspectos metalogenéticos*.

La posibilidad de establecer la potencialidad minera del distrito no fue un objetivo desdeñado a la hora de programar el trabajo. Sin embargo, al evaluar algunos factores se decidió no abordarlo. Entre las circunstancias adversas para encarar este fin se contemplaron fundamentalmente dos situaciones: la total inactividad minera en la zona que podría haber significado un soporte técnico-logístico sustancial, y el estado de abandono de la mayoría de los laboreos mineros -especialmente subterráneos- que resultaría otro obstáculo insalvable para proceder con rigor metodológico a una evaluación de las perspectivas económicas del distrito. Ambas contribuían para no poder acceder al establecimiento de parámetros en la tercer dimensión, la del subsuelo.

2.Metodología

Como hipótesis inicial de trabajo se planteó el demostrar la aparente vinculación entre la distribución de las manifestaciones minerales y la deformación más evidente que presenta el área. Con similar jerarquía se incluyó la consideración del principal mineral portador de wolframio, la scheelita, como de génesis premetamórfica en la mayoría de las manifestaciones. Estas hipótesis

fueron propuestas sobre la base de los primeros reconocimientos de campo, los mapas de catastro minero y las escasas descripciones (aunque no interpretaciones) existentes.

La metodología aplicada incluyó inicialmente las observaciones y relevamientos de campo. Para ello se trabajó en base a fotografías aéreas a escala aproximada 1: 50.000 (líneas 3E: 340, 342, 344, 346 y 3E: 345-350, 348-443, 354-453, 352, de año 1978, Instituto Geográfico Militar) con posterior control de campo. El mapeo final se concilió sobre el fotomapeo y la base topográfica de las hojas 3166-35-2, Mina Clavero (IGM, 1970) y 3166-35-4, Villa Dolores (IGM, 1972), ambas a escala 1:50.000.

Los mapeos de detalle se efectuaron utilizando bases de algunos informes mineros o realizándolos a plancheta tomando los mojones de las hojas topográficas. Algunos laboreos subterráneos fueron relevados con brújula taquimétrica. Se prestó especial atención a los rasgos deformacionales con medición de las mismas en la mesoescala.

Durante las tareas de campo se procedió al muestreo con diversos fines: petrográficos, mineralógicos, geoquímicos. Se confeccionaron varios perfiles, con muestreo, intersectando transversalmente las concentraciones de mineralización. Se trabajó constantemente con lámpara ultravioleta a los efectos de una mejor definición de las observaciones y muestreo de mineralización de scheelita.

A los efectos de la mejor caracterización de las unidades geológicas, tanto del basamento metamórfico (y su grado metamórfico) como ígneo, se consideró necesario una profundización en los aspectos petrológicos para lo cual se seleccionaron muestras para estudios microscópicos, geoquímicos, y por microsonda electrónica para la composición química de los minerales petrogenéticos. Entre los estudios microscópicos se incluyeron análisis petrográficos y calcográficos con especial énfasis en las observaciones texturales y deformacionales. A los efectos de una aproximación a la definición de protolitos la geoquímica de rocas incluyó elementos mayoritarios, minoritarios y trazas. Se efectuaron análisis isotópicos de Sr y dataciones Rb/Sr cuyos resultados se utilizaron para evaluación de protolitos y cálculo de edad.

Los análisis químicos específicos para evaluar la distribución del tungsteno se realizaron sobre una selección de muestras e incluyeron elementos minoritarios de frecuente vinculación con este metal. Para algunas determinaciones mineralógicas se realizaron estudios por difracción de rayos X. La scheelita fue analizada por difracción de rayos X y microsonda electrónica.

Para la mejor comprensión de la mineralización en el área se realizaron visitas comparativas a otros distritos con mineralización de wolframio, dentro del ámbito de Sierras Pampeanas Orientales, como así también con materiales geológicos de ellas.

En la evaluación final de la información obtenida se planteó rigurosamente un mesurado equilibrio con las observaciones de campo y en los casos de situaciones contradictorias se optó por ponderar con mayor énfasis la situación que el objeto geológico presenta sobre el terreno.

Capítulo I
GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE ALTAUTINA

CAPÍTULO I -
GEOLOGIA DE LA SIERRA DE ALTAUTINA

1. AREA DE ESTUDIO
Ubicación y vías de acceso

El área delimitada para este estudio se halla ubicada en el Departamento San Alberto, provincia de Córdoba (Fig.I-1) y queda comprendida dentro de las cartas topográficas del Instituto Geográfico Militar (escala 1:50000) 3166-35-2 (Mina Clavero) y 3166-35-4 (Villa Dolores) y dentro de la Hoja Geológico-Económica 21h -Cerro Champaquí- del Servicio Nacional Minero Geológico. La zona mapeada está inluída entre los meridianos de 65°04´ y 65°13´ O y los paralelos 31°42´ y 31°55´ S, y abarca una superficie de cerca de 20 km de longitud por 12 km de ancho.

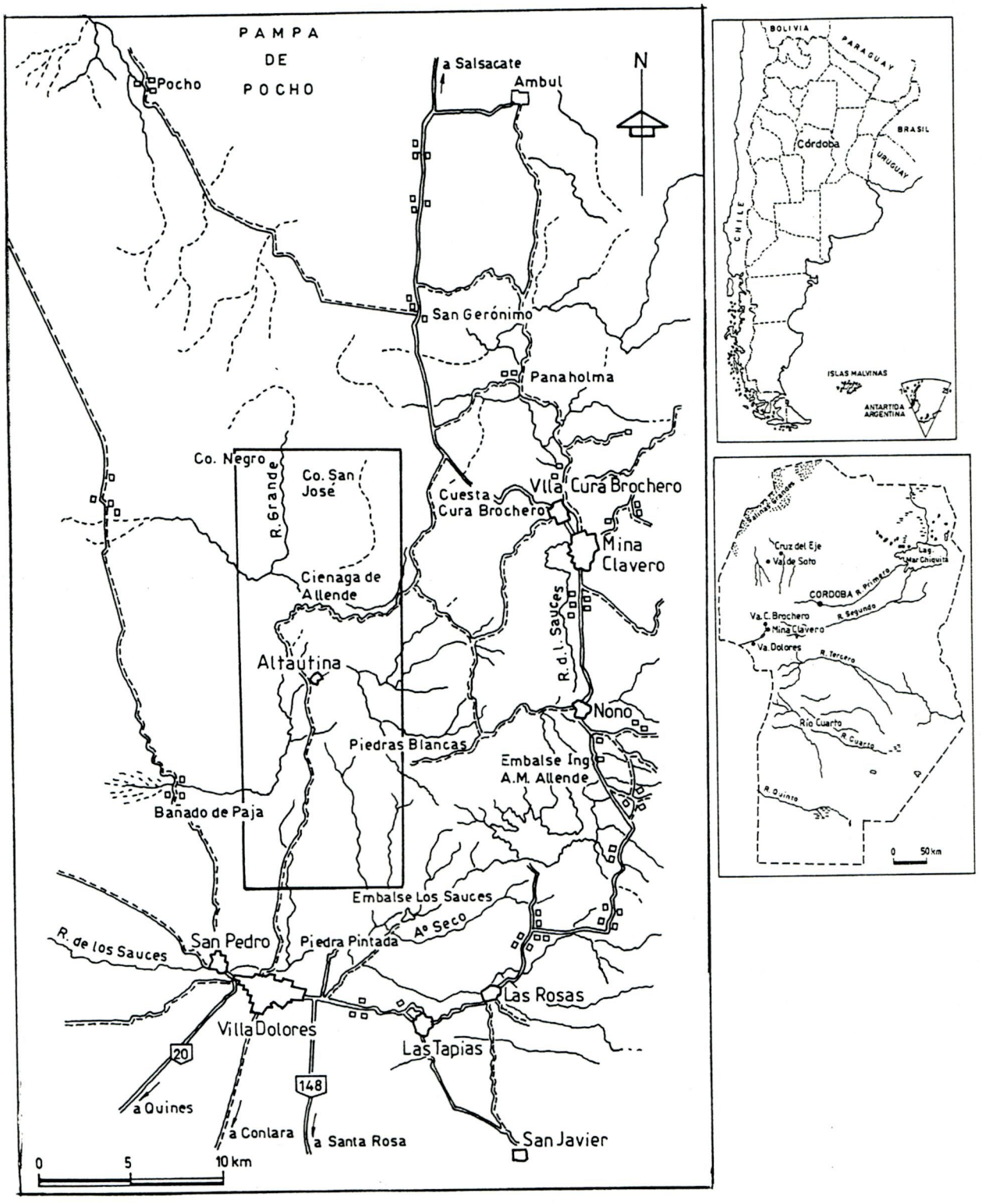
Las localidades cercanas más importantes son Mina Clavero, Cura Brochero y Villa Dolores. Las dos primeras distan 20 kilómetros del poblado de Ciénaga de Allende. El mejor acceso para la zona norte del área estudiada es desde Cura Brochero por asfalto, ruta provincial 15, hasta el paraje Los Azulejos y desde allí por el camino consolidado que lleva a Villa Dolores. Este camino consolidado es muy afectado por las lluvias de verano que llegan a hacerlo intransitable en muchos de sus tramos. Desde el sur, el acceso se realiza por Villa Dolores a través del camino consolidado antes nombrado. Villa Dolores se encuentra a 35 km de Ciénaga de Allende y 20 km de la localidad de Altautina. Entre Villa Dolores y Mina Clavero la ruta 15 une distintas localidades dedicadas a los viñedos y turismo como Villa Las Rosas, Los Hornillos, Las Rabonas, y Nono. Desde Nono sale un camino consolidado que conduce a Piedras Blancas y permite atravesar parte de la porción oriental de la Sierra de Altautina.

Dentro del área existen varios caminos vecinales, muchos de ellas antiguas huellas mineras en muy mal estado de conservación, que permiten aproximarse a la mayoría de los depósitos minerales. Entre las poblaciones ubicadas en el área de trabajo sólo dos, Ciénaga de Allende y Altautina, tienen una población estable. La primera de ellas es apenas un caserío, con una escuela en la que existe una sala de primeros auxilios durante el período escolar y una pequeña capilla. Esta población tuvo un más importante desarrollo en época en que existió actividad minera habiendo funcionado en ella un dispensario médico dedicado al estudio y curación de enfermedades endémicas como brucelosis y mal de Chagas. Altautina tiene una población estable más importante debido a que se encuentra en una zona donde la ganadería (esencialmente caprina y también bovina) y agricultura (maíz) mantiene cierta actividad laboral. Cuenta con iglesia, escuela y destacamento policial.

Orografía-Hidrografía-Clima-Vegetación

Orográficamente la unidad más importante es la Sierra de Altautina -continuación austral de la Sierra de Pocho- ubicada igualmente al sur de la llamada Pampa de Pocho. Desde el cerro San José (1093 m snm) hacia el sur la Sierra de Pocho se denomina Altautina. Esta sierra disminuye las alturas que traía la Sierra de Pocho, paulatinamente hacia el sur hasta desaparecer bajo los depósitos de llanura de Chuchiras. Al oeste, y paralelamente a la Sierra de Altautina, en la quebrada de Chuá (unos 4 km al oeste del Cerro San José) se inicia la Sierra de Santa Rita que termina al sur de Altautina. La sierra de Santa Rita está separada de la de Altautina por el amplio valle de Altautina. Este último se une en la parte sur al valle de San Javier, continuación meridional del de Nono y por el oeste a la llanura occidental. En el área relevada la cota 1050 del sector norte desciende hasta la

Figura I-1. Ubicación del área de estudio



de 550 al norte de Villa Dolores y las alturas destacadas corresponden al norte al cerro San José, luego el cerro Salado (880 m) y más al sur la cuesta Piedras Blancas (859 m). El relieve es abrupto en el flanco occidental de la Sierra de Altautina. Dentro de la sierra misma, en la zona norte (alrededores del cerro San José) domina el relieve mesetiforme con rasgos maduros, quebradas amplias, de escasa profundidad y elevaciones suaves sin grandes desniveles. Hacia el sur, a partir de la altura de la llamada Cuesta de Altautina los desniveles son mucho más fuertes y el paisaje es muy escarpado con quebradas angostas y profundas. En el valle de Altautina la planicie domina por sobre algunas hondonadas.

Hidrográficamente los cursos de agua se integran a la cuenca de la llanura occidental. Las corrientes originadas en el extremos sur de la Sierra de Pocho, el borde occidental de la Sierra de Altautina y la de Santa Rita convergen hacia el río Chuá y el Bañado de Paja. Varias quebradas de estas zonas montañosas convergen en la de Chuá bajando por ellas arroyos como el de Santa Rita al norte. Al SE del cerro San José nace el arroyo Chaquinchuna (también llamado Chacarilla) que corre al oeste, en Ciénaga de Allende nace el arroyo homónimo que orientándose al NO se une al anterior en el paraje El Puente, desde donde enfila hacia la profunda quebrada de Chuá para morir en el llano después de un breve curso. En el borde noroccidental de la Sierra de Altautina se reúnen los arroyos La Majada, La Ternera y Piedras Blancas para formar el de Altautina que desciende al valle por la quebrada de este nombre, para atravesar al oeste la Sierra de Santa Rita y salir al llano con el nombre de Bañado de Paja, de muy corto recorrido. En general puede decirse que los cursos de agua del área estudiada son pobres considerando la inestabilidad de muchos de ellos, excepto el arroyo Altautina de caudal permanente. El agua subterránea no escasea, variando su profundidad con la topografía, naturaleza del terreno, vegetación, etc. En las quebradas es frecuente encontrar pequeñas vertientes que no llegan a agotarse aún en las épocas de sequía, según refieren los pobladores.

El clima es el típico de una región mediterránea, con intensa iluminación solar, baja humedad atmosférica, fuerte oscilación en la temperatura y lluvias según épocas del año. La temperatura media anual es de 18°C, con máximas estivales de 45°C y mínimas en el invierno que alcanzan o superan los 10°C bajo cero. La estación lluviosa es la estival en cambio el invierno es seco con escasas nevadas. Los suelos en el valle de Altautina son arenosos a arenoarcillosos. En la zona de Ciénaga de Allende aunque en una superficie múy restringida existen algunos suelos donde la pastura desarrolla favorablemente.

Desde el punto de vista fitogeográfico corresponde a una zona de estepa arbustiva o arbórea. En ella predominan los arbustos por sobre los grandes árboles. La vegetación arbórea y arbustiva está representada por espinillos, piquillín, garabato sumamente abundante, tusca, jarilla, duraznillo, poleo, chañar, etc. Arboles de mayor porte son el quebracho colorado frecuente en las laderas, quebracho blanco menos común, algarrobo, tala, molle, entre los cuales abundan enredaderas y epífitas como el Laconte o cabello de ángel, claveles del aire y ligas. También son frecuentes las pencas, tunas y numerosas gramíneas como la salvia y paja brava. En los llanos, especialmente en el valle de Altautina predominan jarilla, chilca y numerosas gramíneas. Al comenzar las primeras elevaciones inicia el monte en donde abunda el garabato, espinillos y los arbustos ya citados. En las quebradas la vegetación es más densa debido a la concentración de humedad observándose un empobrecimiento de especies xerófilas.

A continuación algunas imagenes de la zona



Figura I-0. Cuesta Cura Brochero con cortes en el granito en la ruta prov. 35. Luego Cura Brochero y Mina Clavero. Al fondo Sierra Grande



Figura I-00.Desde Cuesta de Altautina hacia el O. 1er. plano parte sup. de escarpa de falla de Altautina; valle de Altautina y al fondo Sa. de Santa Rita



Figura I-000. Desde valle de Altautina hacia el E. Sierra de Altautina en su porción austral. Al fondo Sa. Grande

2. MARCO GEOLOGICO REGIONAL

El área estudiada se ubica en las Sierras de Córdoba. Estas sierras constituyen la entidad orográfica más oriental de las Sierras Pampeanas y se integra por varios cordones de orientación meridiana que se extienden por unos 500 km desde los 29° hasta los 33°30´de latitud sur. Dentro de ellas se distinguen tres grandes unidades orográficas: la Sierra Norte, la Sierra Chica al este y la Sierra Grande o de Achala. La primera de ellas, de rumbo NNE penetra en la provincia de Santiago del Estero conformando una altiplanicie de 700 a 1000 metros de altitud. La Sierra Chica comienza en la Sierra de Masa y termina en la Sierra de las Peñas al sur. La Sierra Grande, al oeste de la anterior, alcanza su mayor altura en el Cerro Champaquí (2884 m) y su continuación hacia el sur recibe el nombre de Sierra de Comenchingones.

El distrito wolframífero de Altautina, objeto del presente estudio, se emplaza en la unidad morfoestructural Sierras Pampeanas Orientales en la sierra del mismo nombre la que corresponde a las última estribaciones de la Sierra Grande o de Achala.

En la figura I-2 se presenta el mapa geológico esquemático de las Sierras de Córdoba con las asociaciones petrotectónicas más significativas que realizaron Kraemer et al. (1995). Las Sierras de Córdoba fueron y son objeto de numerosos estudios. En la síntesis que realizaron Gordillo & Lencinas (1979) se expresa que estas sierras están constituídas esencialmente por un basamento plutónico-metamórfico integrado dominantemente por metamorfitas de grano grueso (gneises y migmatitas) de edad precámbrica, posteriormente batolitos graníticos las intruyeron durante el Paleozoico inferior. Las unidades sedimentarias del Paleozoico superior se hallan sólo como remanentes aislados de escasa expresión areal y también reducido espesor. Estratos rojos, frecuentemente asociados a vulcanitas, tienen una mayor difusión y potencia. Estos últimos fueron señalados como de edad triásica o permotriásica aunque actualmente se atribuyen al Cretácico inferior. Los sedimentos terciarios corresponden a depósitos detríticos continentales de poca difusión y espesor, en general relleno de bolsones. A ellos se asocian vulcanitas traquiandesíticas y depósitos piroclásticos. El Pleistoceno sólo tiene importancia en los valles mayores. En cuanto al vulcanismo cuartario sólo se expresa en cuatro cúpulas basálticas en el extremo sur de las Sierras de Córdoba. Desde Bodenbender (1905) se ha reconocido una estructura de "bloques de falla" delimitada por fracturas, principalmente longitudinales, originadas o reactivadas durante la orogenia andina (Gerth 1913, Rassmuss 1916, Beder 1922). Estas fallas reconocen un carácter compresivo (fallas inversas), son de alto ángulo con una inclinación 50-70° hacia el bloque levantado. Se generan así escarpas tectónicas con una o más fallas paralelas o subparalelas. Las fallas principales son de orientación N-S o NNO. Por efecto del basculamiento los bloques mayores tienen un vuelco en el mismo sentido que la inclinación de las fallas, que es en su gran mayoría hacia el oriente. Resultan así frentes de escarpas occidentales y "espaldas" de los bloques con suave pendiente hacia el este.

A continuación se presentará una síntesis del estado actual del conocimiento de las Sierras Pampeanas de Córdoba.

2.1 El basamento Proterozoico-Paleozoico

Numerosos autores han contribuído en los últimos años al conocimiento de esta región. Un buen trabajo de síntesis resulta el de Kraemer et al. (1995) quienes señalan que el basamento

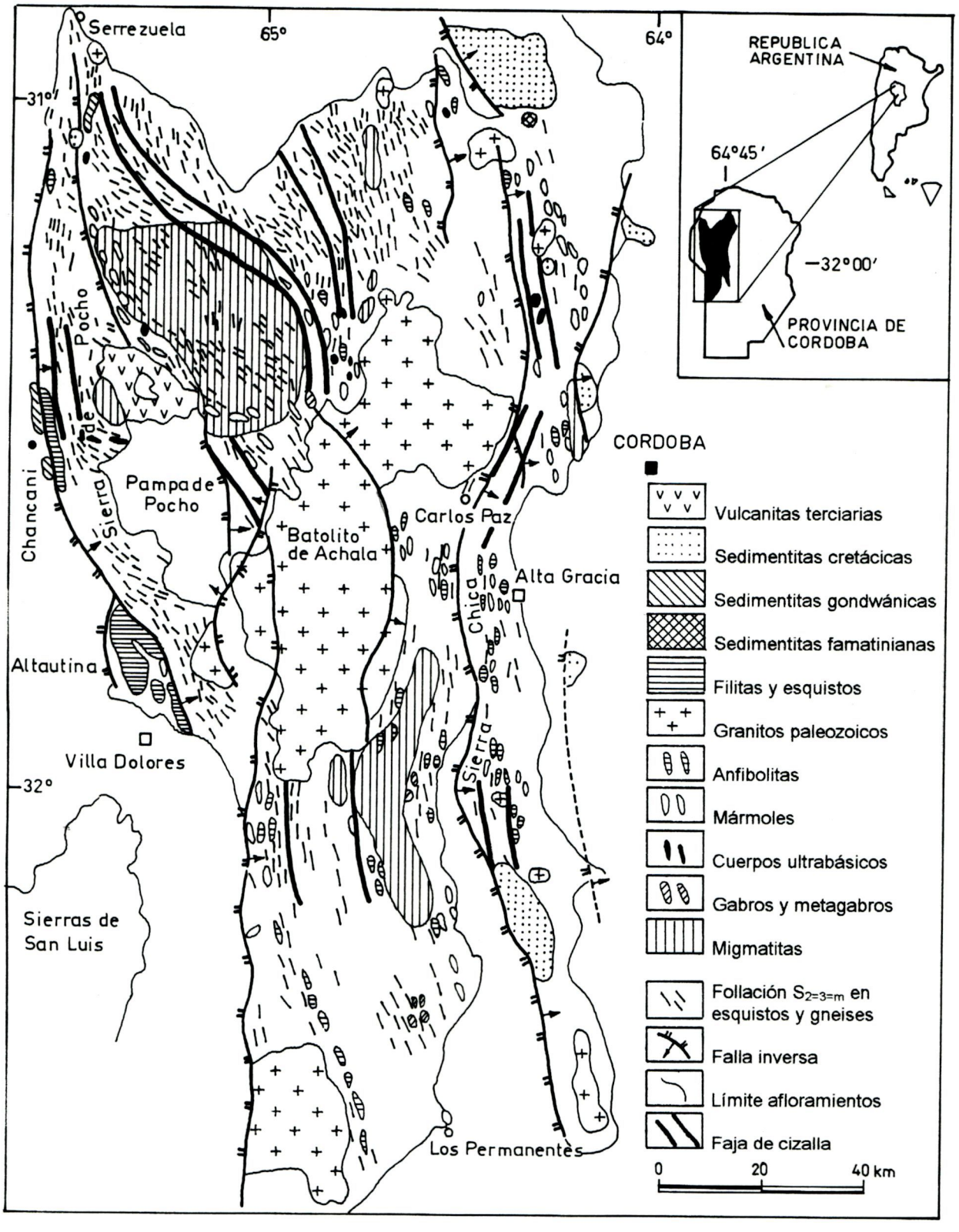


Figura I-2. Mapa geológico esquemático de las Sierras de Córdoba con las asociaciones petrotectónicas más significativas (Kraemer et al. 1995)

cristalino está constituído principalmente por esquistos y gneises de edad proterozoica a paleozoica inferior.

Las metamorfitas en general han sido afectadas por un grado medio o facies anfibolita, grado que se incrementa en sectores. En estos últimos las metabasitas contienen ortopiroxeno (facies granulita) y las metasedimentitas poseen sillimanita más feldespato potásico que manifiestan así diferentes grados de fusión parcial , conformando fajas y macizos migmáticos (Gordillo 1984).

En mucha menor porporción, respecto de gneises y esquistos, se observan cuerpos menores de mármoles, anfibolitas, metacuarcitas, esquistos filíticos y fajas discontínuas de rocas básicas y ultrabásicas.

Este conjunto ha sido complejamente deformado, reconociéndose varias fases de plegamiento (Dalla Salda 1984). Una fase de deformación postmetamórfica produjo la foliación principal (S2 = S3) que es de tipo penetrativa y que se puede reconocer a distintas escalas (Dalla Salda 1984, Demange et al. 1993). Importantes fajas de cizallamiento dúctil se han desarrollado en este contexto con la consecuente formación de milonitas (Martino 1988).

2.2 Las metamorfitas de grado bajo a medio.

Estas corresponden a la estrecha faja que aflora en el borde occidental de la Sierra de Pocho y Altautina que algunos autores denominan Grupo Chancaní-Altautina. Las filitas verdes de las cercanías de Chancaní alcanzaron el grado clorita y poseen intercalaciones de metareniscas (Olsacher 1960, Hünicken & Pensa 1980) y el conjunto está intruído por filones ácidos subconcordantes.

La faja ubicada al pie occidental de la Sierra de Altautina se extiende por unos 25 km y 10 km de ancho con un rumbo meridional. Se trata de esquistos filíticos que llegan al grado biotita y su relación con la faja anterior aún no se ha podido establecer.

Metamorfitas de grado medio se reconocen en varias zonas de las sierras de Córdoba, petrológicamente corresponden a esquistos muscovíticos (de una mica) de Bonalumi & Gigena (1980), esquistos de dos micas (biotita más muscovita), esquistos cuarzo micáceos (cuarzo - biotita - muscovita). Estas litologías dominan en las cajas noroccidentales del Batolito de Achala, acompañados de esquistos cuarzo-micáceos inyectados.

En el flanco oriental de la Sierra de Comechingones se exponen muy bien los abundantes esquistos tonalíticos comunes (Gordillo & Lencinas 1979) cuya paragénesis se compone de cuarzo - plagioclasa - biotita - muscovita - granate.

2.3 Metamorfitas de grado medio a alto

En esta categoría entran los gneises tonalíticos biotíticos que son una de las metamorfitas típicas de Córdoba. Están constituídos esencialmente por plagioclasa (An30), cuarzo y biotita. Los tipos más aluminosos de gneises tonalíticos contienen granate almandínico y sillimanita. Estas rocas, según los autores tambien han sido denominadas con el nombre de la localidad donde mejor se expresan. Así, en el borde occcidental de la Sierra de Pocho aflora el gneis Los Túneles (Gordillo

1984) que se compone por plagioclasa, cuarzo, biotita, muscovita, sillimanita y granate. Martino et al. (1993) redefinieron este gneis como el producto de una faja de deformación que le imprimió texturas de tipo milonítico. Al este del anterior, se encuentra el gneis Las Palmas con la paragénesis granate, sillimanita, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, cuarzo. En dirección al poniente pierde esquistosidad, haciéndose más macizo y comienza a observarse cordierita y mayor cantidad de feldespato potásico hasta convertirse en la migmatita de Piedras Rosadas que Gordillo (1984) interpretó como una anatexita de fusión parcial.

Las rocas de alto grado metamórfico sumarizadas tanto por Gordillo & Lencinas (1979) como por Kraemer et al. (1995) incluyen: -Gneises hipersténicos (facies granulitas) de El Diquecito, Cerro Pelado, Athos Pampa y sur de Villa Carlos Paz; -Gneises y migmatitas cordieríticas (facies granulitas) con la paragénesis feldespato potásico - cuarzo - cordierita - biotita - granate y sillimanita.

Como áreas migmáticas en la Sierra de Córdoba se reconocen: Faja migmática El Diquecito; Macizo migmático de Athos Pampa - Cerro Pelado; Faja migmática del Durazno - Rodeo de las Mulas; Macizo migmático San Carlos; Faja migmática La Puerta; Area migmática Corral del Carnero y Area migmática Quilpo.

Los mámoles son más abundantes en las zonas orientales de las Sierras de Córdoba pero de mucha menor expresión en las zonas occidentales. En el área Los Gigantes los mármoles tienen variedades calcíticas, calcidolomíticas y dolomíticas, y han sido metamorfizados hasta grado medio o alto con la paragénesis forsterita, diópsido y tremolita.

También en la zona este de las Sierras de Córdoba, más especialmente en la Sierra Chica, abundan las anfibolitas. La paragénesis que las caracteriza está integrada por hornblenda, plagioclasa, esfalerita y diópsido. Se las halla muy frecuentemente asociadas a mármoles aunque también suelen intercalarse entre otras litologías. Gordillo & Lencinas (1979) señalan que la asociación con mármoles sugeriría para estas anfibolitas un origen sedimentario. Sin embargo los mismos autores refieren los datos isotópicos $^{87}Sr/^{86}Sr$ de Cingolani & Varela (1975) que, con bajos valores, sugieren que al menos parte de las anfibolitas serían de origen ígneo.

Otras litologías de origen ígneo se han reconocido últimamente. Se trata de pequeños plutones de ortogneis graníticos a granodioríticos, biotíticos y hornbléndicos.

2.4 Rocas ultrabásicas

Numerosas fajas de rocas ultrabásicas, de rumbo meridiano, concordantes a subconcordantes se han reconocido en las Sierras de Córdoba. Estos conforman afloramientos lensoidales. Las fajas que se han reconocido se denominan: Faja Oriental, en la Sierra Chica y Faja Occidental desde Los Permanentes, con intrerrupciones, hasta la localidad de Serrezuela al sur.

La Faja Oriental se compone de rocas serpentinizadas en las que sólo se reconocen fases relícticas en las zonas centrales de los cuerpo. Han sido estudiadas por Mutti (1991) quien también las interpretó como parte del séquito de un antiguo arco de islas o cuenca de retroarco.

La Faja Occidental se integra por una serie de afloramientos de rocas harzburguíticas con nidos duníticos (Escayola 1992). La geoquímica de PGE permite asignarle afinidades ofiolíticas a esta faja.

2.5 Intrusiones en el basamento. El Batolito de Achala

Como ya se mencionara el basamento metamórfico fue intruído por una serie de granitos, el más conspicuo es el Batolito de Achala. Este batolito es un conjunto de plutones graníticos que aflora en las Sierra Grande de Córdoba en una superficie de 2500 km^2, elongado en dirección NNE. El emplazamiento del batolito pudo haberse producido según la dirección estructural D3 (N20°) definida por Dalla Salda (1984a) como de probable edad silúrica inferior. Estructuras secundarias en el batolito son una intensa fracturación que afecta toda la masa granítica y fallas compresivas que generaron la estructura en bloques inclinados al este.

Los datos geocronológicos han arrojado las siguientes edades: Linares y Latorre (1973) mediante K/Ar dataron el batolito en 330-300 Ma correspondiendo al Carbónico superior; Cingolani y Varela (1975) por Rb/Sr obtuvieron 325 Ma; luego Rapela (1982) le otorga edad silúrica (399 $\pm$ 25 Ma) por el método Rb/Sr y contempla que las edades carbónicas y devónicas obtenidas por K/Ar se deben al levantamiento regional de la Sierra Grande. En la Sierra Norte Rapela et al. (1991) obtienen una edad carbónica para el granito de Oncán.

Kirschbaum (1990) y Lira & Kirschbaum (1990) señalan que el contacto metamorfitas-granito es neto y discordante regionalmente, aunque reconocen que a nivel local puede existir cierto control estructural generado por la esquistosidad del gneis. El borde occidental del batolito es más irregular que el oriental y son muy frecuentes los engolfamientos de metamorfitas en el granito. Un halo de metamorfismo térmico de unos 15 km de longitud fue definido por Gordillo & Lencinas (1979) en el límite austral del batolito, entre Villa Alpina y río San José, con formación de hornfels en facies hornbléndica.

El origen del granito es considerado térmicamente independiente de las metamorfitas, por Kirshbaum (1990) y Lira & Kirschbaum (1990). Estos autores descartan un origen autóctono del granito en relación a procesos de anatexis. Para esta conclusión se basan en las diferencias geocronológicas, geoquímicas e isotópicas (Rapela 1982, Rapela & Gordillo 1981); también se sustentan en la ausencia de minerales metamórficos en la paragénesis granítica, la aureola de metamorfismo térmico, el caracter sincinemático de las metamorfitas encajonantes (Gordillo 1984) y la discordancia regional entre el granito y la roca de caja (Lira 1985). Los autores inicialmente señalados postulan que todas las evidencias sugieren que el batolito de Achala es una intrusión post-orogénica, alóctono respecto a su entorno, con un emplazamiento de intraplaca. Rapela et al. (1996) apuntan que el batolito de Achala, según evidencias geoquímicas, se generó a mayor profundidad en la corteza que lo que lo hicieron los granitos fuertemente peraluminosos de las Sierras Pampeanas Orientales de amplia distribución en La Rioja, Catamarca, Tucumán. Rapela & Pankhurst (1996) reconocen un previo plutonismo de edad cámbrica en sectores restringidos de las Sierras de Córdoba, cuyo emplazamiento precedió la colisión ordovícica entre Laurentia y Gondwana. Estos autores plantean, por ello, la duda acerca de la existencia de una subducción pre-Famatiniana.

Para las filonianas apli-pegmatíticas de Córdoba y San Luis las edades K/Ar (Rinaldi y Linares 1973) señalan dos ciclos, uno entre 450-480 Ma y el otro entre 350-380 Ma.

2.6 Sedimentitas Neopaleozoicas

Como ya se describiera estas rocas sólo conforman pequeños relictos aislados. Se los encuentra tanto en la fosa al sur de Tuclame (Formación Tasa Cuna) como al oeste de la Sierra de Pocho (Formación Chancaní), representando depósitos de borde de la Cuenca Gondwánica de extensión hacia el norte y oeste.

La Formación Tasa Cuna se integra por sedimentitas continentales (conglomerados, psamitas y pelitas fosilíferas) y yace en discordancia sobre el Basamento Cristalino. Leguizamón (1972) le asigna edad Pérmica inferior en base a sus estudios de paleoflora. La Formación Chancaní alcanza unos 600 m de espesor y también presenta una relación de discordancia con el basamento. Hünicken & Pensa (1977) estudiaron esta formación a la que definen de edad carbónica e integrada por brechas, areniscas, pelitas y conglomerados. Leguizamón (1977) le otorga una edad carbónica media a superior, de acuerdo a sus estudios de paleoflora. Como lo señalara Olsacher (1960), no se reconocen intrusivos en estos sedimentos pero sí se observan rodados de granitos rosados y metamorfitas que testimonian la finalización de los eventos ígneos-plutónicos antes de su formación.

2.7 Vulcanitas y piroclastitas cretácicas y terciarias

Kay y Ramos (1996) estudiaron los basaltos de rift del sector oriental y sur de las Sierras de Córdoba, abundantes en las proximidades de las fallas de Punilla y La Calera obteniendo edades cretácicas, coincidentes con similares edades que ya habían obtenido González y Kawashita (1972) y González y Linares (1990). Kay y Ramos (1996) encuentran una similar relación isotópica y elementos incompatibles que los que tienen los derrames basálticos del Paraná.

Al norte de la Pampa de Pocho, Olsacher (1960) distingue un sector occidental con rocas de chimenea y también diques, y otro oriental con conos mejor preservados donde se reconocen tobas, tufitas y brechas volcánicas en un área de basamento cristalino. Gordillo & Linares (1981) caracterizaron estos episodios como de tipo explosivo y sus rocas fueron clasificadas por Bernasconi & Lanfranco (1969) como traquibasaltos, traquiandesitas, lacitas cuarzosas y laciandesitas cuarzosas. Gordillo & Linares (1981) definieron un carácter alcalino a débilmente calcoalcalino en estas vulcanitas diferente del vulcanismo calcoalcalino del Terciario andino.

Gordillo & Linares (1981) determinaron dos ciclos magmáticos, mediante dataciones K/Ar. Para el más antiguo obtuvieron una edad de 7,5 ± 0,7 Ma, en tanto que para el más joven su edad es de 5,3 ± 0,7 Ma. Este vulcanismo fue relacionado, por Malburgh Kay et al. (1988), al ascenso de magmas relacionados a la subducción andina a través de fallas activas en las edades antes mencionadas. Gordillo et al. (1983) también hallaron una nefelinita olivínica en la Sierra Grande intruyendo al Batolito de Achala, correspondientes a un ciclo volcánico ultrabásico a básico con edades paleocenas que también se encuentra en otras localidades de Córdoba y San Luis.

2.8 Eventos metamórficos y deformación del basamento metamórfico.

En las Sierras de Córdoba han sido reconocidas varias fajas de cizalla por Sureda (1978), Martino (1993), Martino et al. (1993), Le Roux (1988), que se observan en el mapa de Kraemer et al. (1995, Fig I-2). En estas fajas son característicos los gneises de ojos, milonitas, y blastomilonitas que a veces presentan fenómenos cataclásticos posteriores.

Desde el punto de vista estructural la presencia de una foliación de rumbo NNO con inclinación al este es el rasgo más conspícuo. A esta foliación, y perpendicular a su rumbo, se asocia una lineación de estiramiento.

Kraemer et al. (1995) sintetizan la historia tecto-metamórfica para las Sierras de Córdoba sobre la base de los estudios de Gordillo & Lencinas (1979), Gordillo (1984), Martino (1988), Baldo (1992), Demange et al. (1993), Caffe (1993), Martino et al. (1994). Es así que se reconocen los siguientes episodios sucesivos: -Temperaturas crecientes con eventos de temperaturas y presiones medias (estaurolita-hipersteno); -Evento **M1**, de temperatura medias a alta (sillimanita); -Evento principal **M2** (pico térmico) de temperaturas altas a muy altas (700-800 °C, presión 7 a 8 Kb, profundidades 20-25 km) con cordierita-hipersteno; -Evento **M3**, cataclástico de grado medio que produce texturas miloníticas y en mortero, en los mármoles, y fibrolitización en la sillimanita.

En cuanto a la deformación, la producida previa o sincrónica al evento metamórfico M2 equivale a: -D1 y D2 de Dalla Salda (1984a, 1984b, 1987); -Pre D1 y esquistosidad S1 y S2 de Martino (1988); -D1y D2 de Demange et al. (1993); -S1 de Caffe (1993). Las deformaciones que por aplastamiento y plegamiento se producen luego del evento M2 equivalen a: -D2 (Martino 1988); -D3 de Demange et al (1993); S2 de Caffe (1993); -D2 de Dalla Salda (1984a y b, 1987) aunque sólo parcialmente. La deformación por cizalla postmetamórfica equivale a: -La denominada foliación milonítica Sm de Martino (1994); -S3 de Caffe (1993); -Cizallamiento dúctil de Demange et al (1993); -D2 y D3, aunque parcialmente, de Dalla Salda (1984 a y b, 1987).

Existen cerca de 300 dataciones disponibles para el basamento de las sierras de Córdoba (Linares & González 1990), la mayoría de ellas obtenidas en roca total por método K/Ar y las restantes por Rb/Sr. Kraemer et al. (1995) calculan la media de los datos obtenidos por K/Ar con un resultado de 489 Ma (Ordovícico inferior). Estas edades se pueden relacionar al magmatismo paleozoico (490 Ma) reconocido para Córdoba por Rapela et al. (1991). Kraemer et al. (1995) realizaron el mismo cálculo para las dataciones Rb/Sr obteniendo una media para las metamorfitas de 580 Ma, con una frecuencia máxima de 640 Ma (Proterozoico superior). Los autores infieren que las edades más antiguas corresponden a las edades mínimas para el evento de metamorfismo de alto grado de las sierras de Córdoba. Esto último concuerda con las conclusiones de Cingolani & Varela (1975) que, mediante Rb/Sr por isocrona establecen en 640 Ma la edad mínima del evento metamórfico principal que se correspondería con el pico térmico del ciclo orogénico Brasiliano-Panafricano (900-500 Ma) en el concepto de Brito Neves & Cordani (1991)

2.9 Tectónica postmetamórfica

Las carácterísticas de la fracturación cratónica indican un fallamiento postmetamórfico y alzamiento ("uplift") regional activo desde el Cretácico inferior hasta el Cuartario (Gordillo & Lencinas 1979). Estos mismos autores señalan la posibilidad de un inicio previo, antes del Carbónico. Este fallamiento generó la estructura actual de estas sierras del tipo "fosa y pilar". En la figura I-2 se observan los principales lineamientos que probablemente correspondan a reactivaciones de fallamientos más antiguos. Las lineaciones más dominantes se observan según cuatro orientaciones, N-S, NNO, E-O y NNE (Martino et al. 1995).

Las pecualiaridades tectónicas de estas sierras fueron reconocidas por varios autores como "montañas en bloques". Gonzalez Bonorino (1950) interpretó el fallamiento como de tipo inverso generado por dos mecanismos compresivos. Lucero & Rinaldi (1972) sugieren el mecanismo de

"cuña compuesta" originado inicialmente en una compresión seguida de fenómenos gravitacionales. Cuerda (1973) interpreta estructuras de tipo "pilar-puente" a partir de fallas inversas con máximo rechazo en las zonas centrales y por lo tanto esfuerzos compresivos. Sin embargo este último autor observa que fallas transversales internas en los bloques significan una respuesta a esfuerzos traccionales ortogonales a los compresivos. Introcaso et al. (1987) coinciden con González Bonorino (1950) en que se trata de fallas inversas de alto ángulo pero señala que una tectónica profunda de tipo tangencial produce la disminución del alto ángulo superficial. Gordillo & Lencinas describen muy claramente el basculamiento de los bloques que les otorga una morfología asimétrica (con pendientes suaves al este) y a su vez señalan estructuras imbricadas de extensión local y también el alzamiento diferencial regional y vertical que existió. La mayoría de los autores reconocen que las estructuras metamórficas habrían condicionado en alguna medida a las estructuras más modernas.

A partir de los trabajos de Jordan y Allmendinger (1986) y Rodgers (1987) se plantea una similitud geológica entre las Sierras Pampeanas y la Provincia Larámica de Estados Unidos y comenzaron a modificarse algunas ideas sobre la tectónica cenozoica de estas sierras. Entre ellas, la premisa de rigidez para el fallamiento que luego de trabajos como el de Kraemer et al. (1995) indican que el basamento, durante el fallamiento, pudo haber sufrido deformación dúctil a escala macroscópica con acompañamiento de deformación frágil (microfacturación) o plegamiento de superficies planares preexistentes. Los trabajos de Massabié (1987) y Kraemer et al. (1988 y 1993) demuestran que el fallamiento no siempre es de alto ángulo sino que cuando el bloque inferior no presenta deformación ha sido de bajo ángulo (30°-40°); cuando ha sido de alto ángulo la deformación en el bloque inferior indicaría que inicialmente fue de bajo ángulo y luego una rotación hacia atrás en el bloque cabalgante originó su incremento. También ha sido revisado el carácter de geometría curva (lístrica) propuesto por González Bonorino (1950). La sísmica profunda del borde occidental de las Sierras Pampeanas (Comínguez y Ramos 1990) indica que los bloques del basamento están limitados por fallas esencialmente planas que convergen hacia la corteza media con ángulos menores a 45°. La deformación neógena y cuartaria de las Sierras Pampeanas estaría vinculada al cambio progresivo en el ángulo de subducción y cambios en la velocidad de convergencia en dicho período generando importantes cambios en las condiciones del campo de esfuerzos entre Plioceno y Pleistoceno.

2.10 Interpretaciones geotectónicas

Se resumen a continuación las interpretaciones geotectónicas que han merecido las Sierras Pampeanas Orientales.

Dalla Salda (1987), considerando la estructura interna del basamento y los episodios térmicos propone una evolución bajo régimen de movilización y acreción vertical. Define, para las sierras de Córdoba, una zona occidental externa con escaso magmatismo y bajo metamorfismo, y una zona central o interna con abundante magmatismo y metamorfismo medio a alto. Su propuesta se complementa tectónicamente con un rift inicial en el Precámbrico superior seguido de fases compresivas (D1) y posteriormente una etapa de cinturón móvil con dos episodios principales: D2 (Precámbrico superior - Paleozoico inferior) y D3 (Ordovícico a Silúrico).

Ramos (1988, 1991) propone un origen colisional para el Proterozoico (Ciclo Brasiliano o Ciclo Pampeano) de las sierras de Córdoba. Ello incluye la colisión del terreno Pampeano o Pampia (Ramos & Vujovich 1993) contra el cratón del Río de la Plata con dos estadíos de evolución, el

primero correspondiente al Ciclo Pampeano y el segundo al Famatiniano. La sutura que representan la existencia de un arco magmático y rocas básicas en el sector oriental (Sierra Chica) indican que inicialmente la subducción sería hacia el oeste con la placa del cratón del Río de la Plata por debajo de las Sierras Pampenas Orientales. En la zona occidental se habría desarrollado una faja plegada, representada por las rocas de grado bajo y medio que allí existen. El océano que separaba las Sierras Pampeanas Orientales del cratón del Río de la Plata se habría cerrado, por colisión de ambos, a fines del Ciclo Brasiliano. Durante el Ciclo Famatiniano (Cambro-Ordovícico) se desarrolló una nueva zona de subducción en el borde occidental de las Sierras Papeanas que generó otro extenso arco magmático. Este arco terminó su actividad con la colisión de la Precordillera con las Sierras Pampeanas, con la consecuente cratonización del área.

Dalla Salda et al. (1992) justifican la composición y estructura de las Sierras de Córdoba en la colisión de Laurentia con el borde occidental del Gondwana en el Ordovícico (fase Tacónica u Oclóyica). Esta colisión provocó un evento metamórfico de alto grado con fusión parcial y migmatización, emplazamiento de granitoides sintectónicos, una fase de deformación principal S2 (NNO a NO), fajas de cizallla, corrimientos y emplazamiento de migmatitas dúctiles a lo largo de S2. Proponen que la evolución tectónica del basamento estaría comprendida dentro del Orógeno Famatiniano.

Por último Kraemer et al. (1995) proponen el siguiente esquema geotectónico:
-Etapa inicial de margen pasivo (900 - 1000 Ma) sobre el cratón del Río de la Plata. El antepaís estable ubicado al este y la cuenca oceánica al oeste (con litología asociada a margen estable: carbonatos-pelita-areniscas).
-Transición a margen activo (900 Ma) con subducción de corteza oceánica hacia el este. Se inicia la deformación y metamorfismo regional en el prisma sedimentario.
-Expansión de retroarco (800 Ma). La cuenca se ubica en la Sierra Chica.
-Colisión del terreno Pampia con el cratón Río de la Plata (750 Ma). Produce la deformación previa y/o sincrónica al evento M2. El pico térmico se produciría a los 640 Ma. Fin del ciclo a los 550 Ma.
-Reactivación final. Se produce plegamiento y cizalla luego del pico de M2. Intrusión de filonianas tonalíticas. Esta etapa coincide con los movimientos compresivos del Ciclo Pampeano (600 -570 Ma) y también la compresión asociada a la fase Tilcárica (570 - 540 Ma).
Alrededor de los 550 Ma el basamento de las sierras de Córdoba habría adquirido los carácteres metamórficos y deformacionales más importantes.

3. DESCRIPCION GEOLOGICA DEL AREA DE ESTUDIO

El área definida para este estudio queda íntegramente comprendida dentro de la hoja Geológico Económica 21 h -Cerro Champaquí- (Olsacher 1972). Este autor distingue dos unidades estratigráficas (Fig.I-3): -basamento cristalino; -rocas sedimentarias. Dentro del basamento cristalino separa las metamorfitas y las rocas ígneas. Se realiza a continuación una breve síntesis de sus observaciones sin mencionarse las edades pues resultan desactualizadas a la luz del conocimiento actual. En la figura I-3b se presenta la imagen satelital (LANDSAT) del área y en la figura I-3c la topografía.

Entre las metamorfitas diferencia gneis migmatítico o gneis macizo, gneis esquistoso inyectado y micacitas gneísicas, gneis de "ojos", cuarcitas micáceas, anfibolitas y calizas cristalinas. El gneis macizo con estructura nebulítica se encuentra fundamentalmente en la Sierra de Santa Rita. En cuanto al gneis esquistoso inyectado son los que dominan y se trata de esquistos grises, grano medio a grueso con intercalaciones concordantes de venas aplítico-pegmatíticas o de cuarzo puro que Olsacher identifica como resultado de un proceso de inyección de material que llama magmatógeno. El gneis de "ojos" sólo está presente al norte de la hoja en cercanías de la localidad de Santa Rosa. Como cuarcitas micáceas señala a la faja de la Sierra de Altautina de unos 25 km de longitud y las de la Sierra de Santa Rita aunque con algunas diferencias de grado metamórfico y por último las de la zona oriental de la Sierra de Pocho. Las anfibolitas son observadas por el mencionado autor en toda la hoja como cuerpos aislados dentro de los esquistos con dimensiones reducidas o bien en asociación con las calizas cristalinas, a todas ellas las considera para-anfibolitas. Los cuerpos de calizas cristalinas en la hoja 21 h son indicados por el autor como concentrados exclusivamente en la Sierra de Altautina, extendiéndose desde las proximidades del cerro San José hasta el río de los Sauces en el sur. Las calizas cristalinas se intercalan concordantemente entre los esquistos y su inclinación es uniforme, al este.

Entre las rocas ígneas del basamento cristalino reconoce dioritas en la Sierra de Santa Rita, especialmente en los lugares Bañado de Paja y Altar de Cristo. Se trata de filones concordantes con los gneises, de espesor variable entre 20 cm y 6 m, con longitudes que llegan a los 30 metros. Olsacher (1972) observa que estos filones tienen contactos difusos con los gneises hospedantes. En la hoja Cerro Champaquí el predominio de granitos es destacable considerando la superficie que abarcan. El granito comprende la porción de la Sierra Grande o de Achala que queda involucrada en esta hoja y sus continuidades hasta las inmediaciones de Ciénaga de Allende, Piedra Blanca y Los Pozos, en el flanco oriental de la Sierra de Altautina. Los cuerpos menores del cerro San José, La Yeya y Cóndor Huasi son considerados por este autor como derivaciones evidentes del batolito de Achala. Para los granitos Olsacher resalta la disposición paralela N-S con cierta foliación en esa dirección y abundancia de diaclasas en cuatro sistemas. Reconoce asimismo que los procesos de migmatización en las metamorfitas habrían ocurrido con anterioridad a las intrusiones que por otra parte no desarrollaron efectos de aureola de contacto. Pegmatitas y aplitas son muy abundantes dentro de los cuerpos graníticos como en las metamorfitas. Olsacher señala el carácter de tipo simple que es común a la mayoría de ellas aunque cerca de Mojigasta, Pachango y Los Hornillos encontró otras con minerales como triplita, niobita, granate, apatita, berilo, espodumeno, uraninita y fosfatos de uranio. Para las aplitas reconoce que aparecen como cuerpos difusos dentro del granito o como filones definidos o cuerpos ovales. Aplitas alojadas en metamorfitas se encuentran, con cierta abundancia, solamente en la Sierra de Santa Rita.

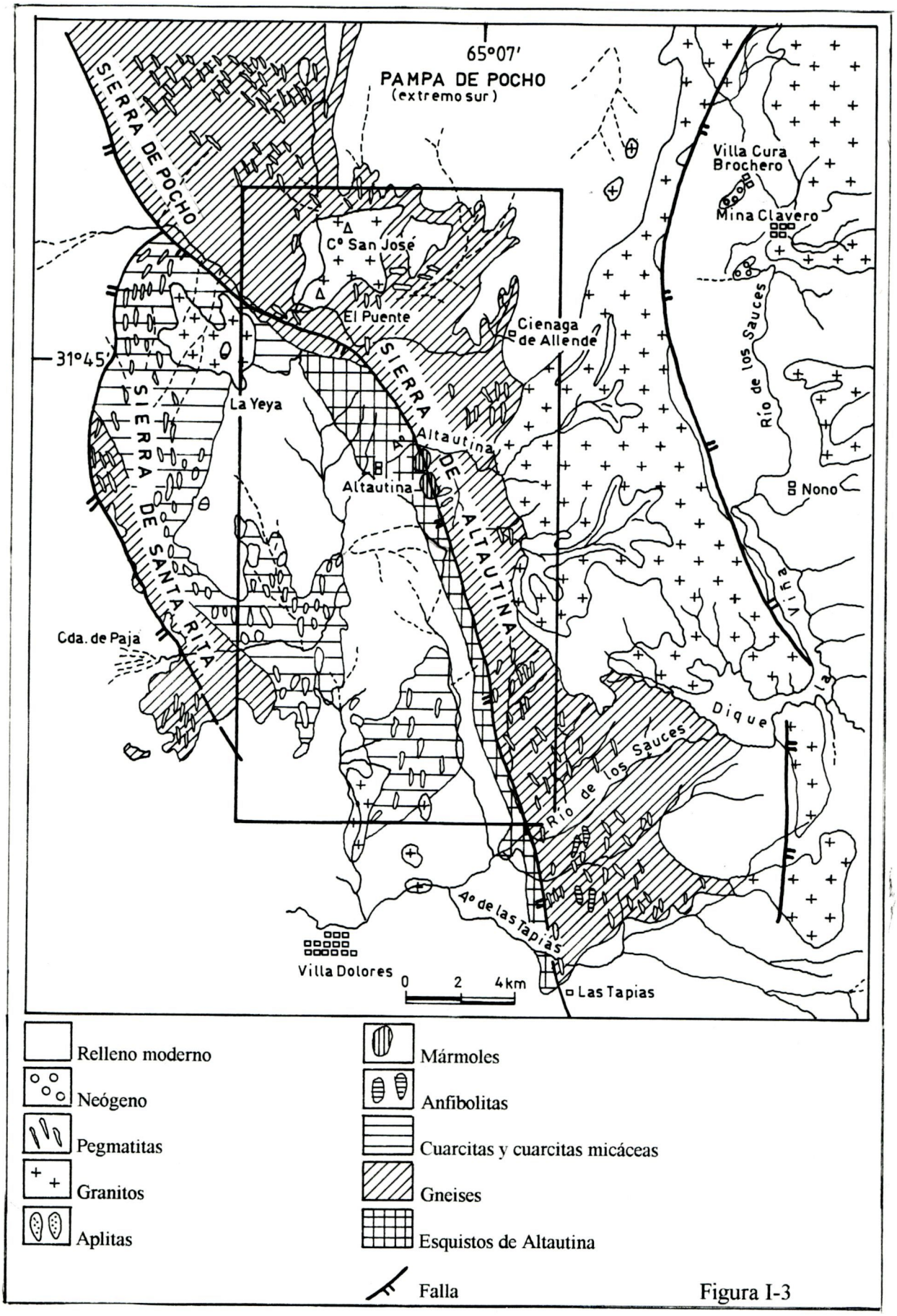
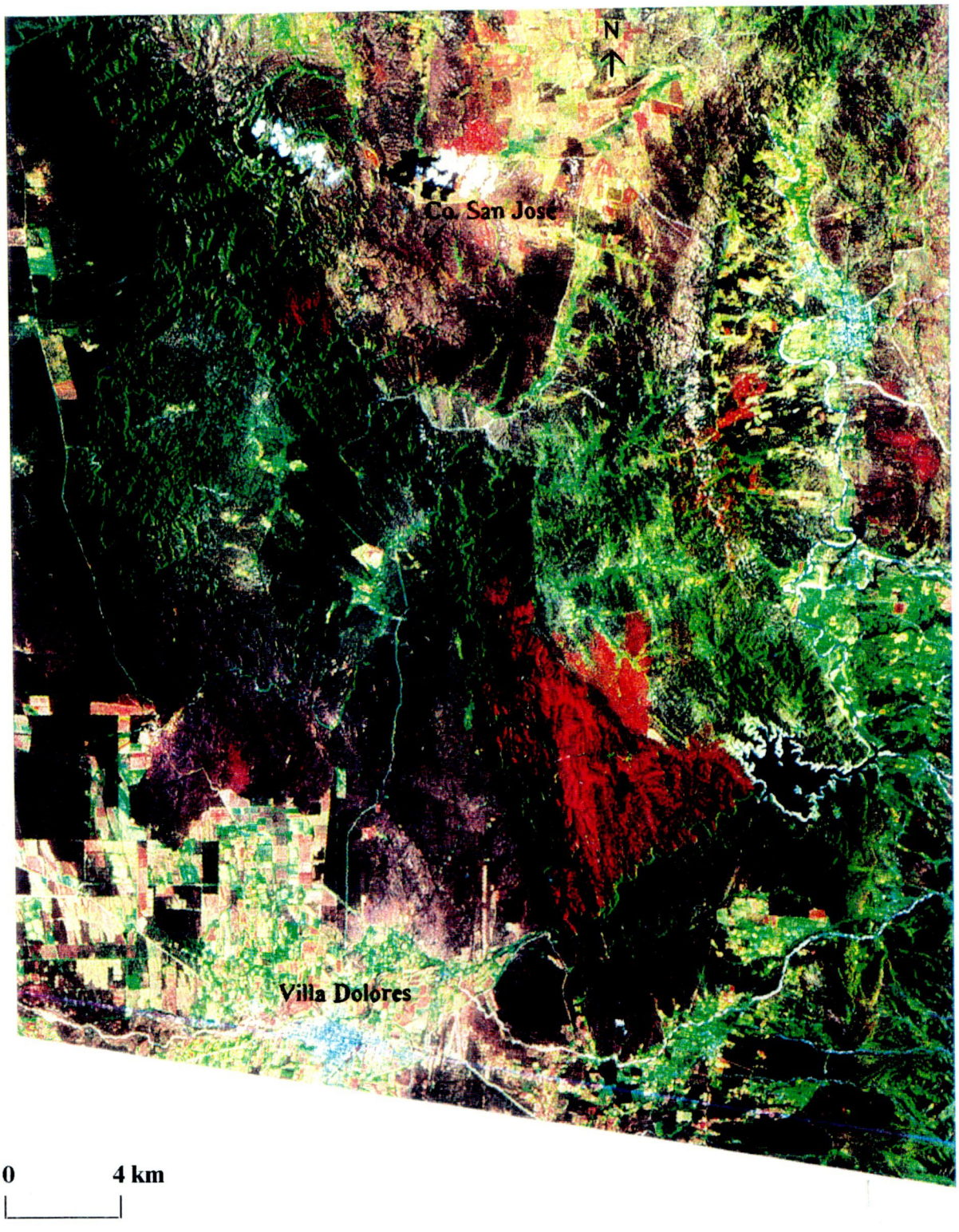


Figura I-3. Mapa geológico que incluye Sierra de Altautina (Olsacher, 1972, con leves modif.)

Figura I-3b. Imagen satelital de la Sierra de Altautina (abarca igual área que Fig. I-3)



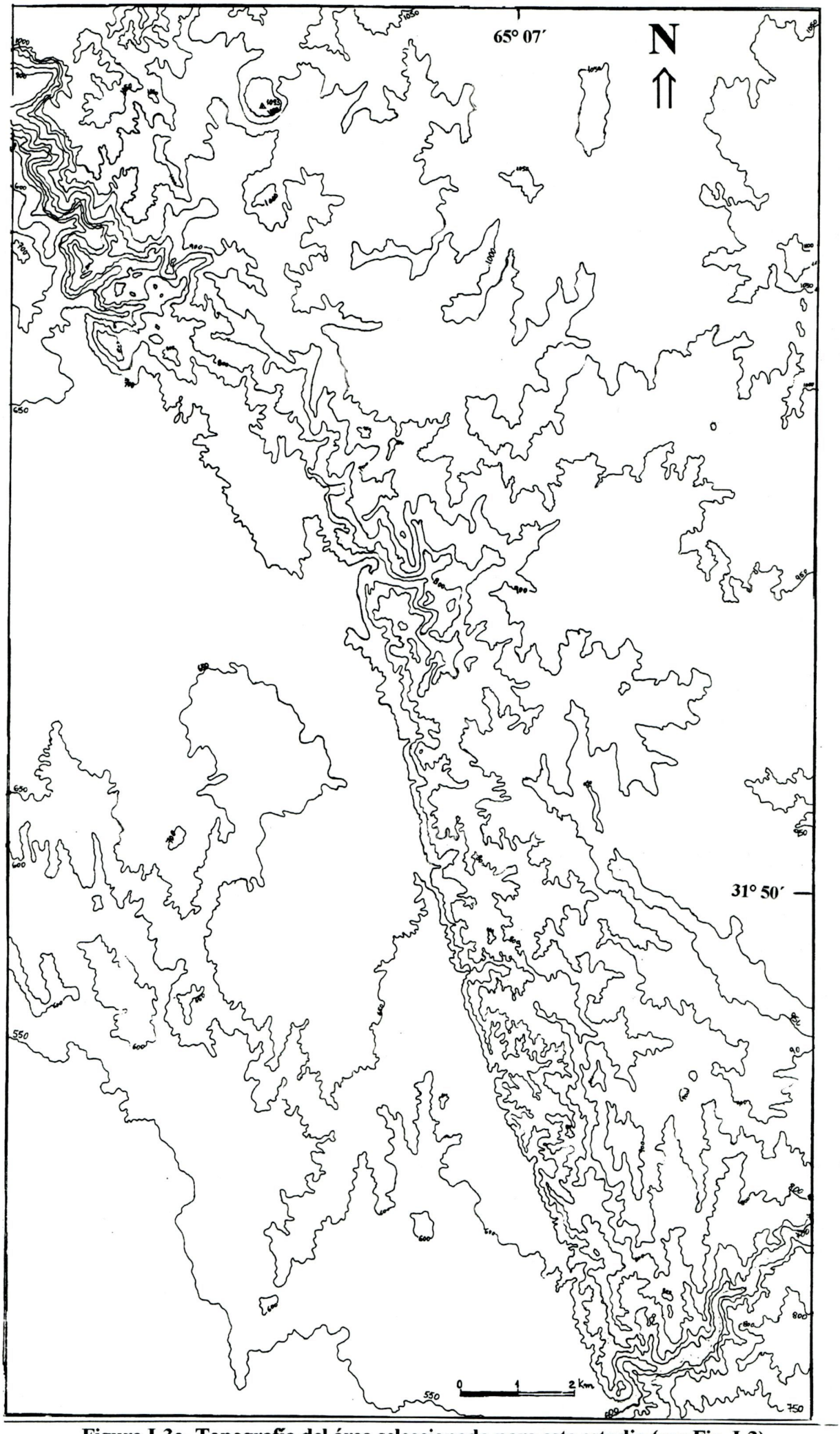


Figura I-3c- Topografía del área seleccionada para este estudio (ver Fig. I-3)
En base a las hojas topográficas 3166-35-2, Mina Clavero (IGM, 1970) y 3166-35-4, Villa Dolores (IGM, 1972), ambas a escala original 1:50.000.

Como rocas sedimentarias diferencia los depósitos neógenos (Formación Chancaní) de los pampeanos y post-pampeanos. Estos conforman llamativas terrazas en el bolsón de Nono. También constituyen conos de deyección. Al oeste de Villa Dolores, ya en la llanura, como también en el valle de Altautina predominan un "loess" arenoso a limoso. Castellanos (1917) sintetiza en tres ciclos erosivos desarrollados sobre el basamento cristalio en el bolsón de Nono identificando varios pisos. En la Pampa de Pocho sólo merece destacarse el indicio de cinco terrazas cerca de Panaolma.

Respecto de la estructura Olsacher (1972) incluye dos ciclos diastróficos: el primero que otorgó sus carácterísticas al complejo cristalino de edad Precámbrica; y el segundo durante las fases tardías del Terciario cuyos efectos otorgaron la fisonomía actual de bloques a la zona.

Dentro del marco geológico que se acaba de describir, el área delimitada para este estudio (Fig. I-4) se compone de escasas unidades geológicas:

1- El basamento plutónico-metamórfico, integrado por:

1.a-Metamorfitas;

1.b-Eventos intrusivos y filonianos representados por los granitoides de tres pequeños stocks, las estribaciones más occidentales del Batolito de Achala y abundantes pegmatoides y aplitas;

2-Relleno moderno.

La topografía de la zona se puede apreciar en la figura I-4b. Desde el punto de vista tectónico la estructura es sencilla, con un estilo homoclinal dominante que se interrumpe localmente con numerosos plegamientos de variada intensidad y escala. El carácter homoclinal con inclinación al naciente está determinado por el elemento tectónico dominante del área, cual es la gran falla inversa que levantó la Sierra de Altautina (ver imagen satelital, Fig. I-3b). La esquistosidad general del basamento es de rumbo NNO-SSE con inclinaciones dominantes hacia el este.

3.1 Basamento metamórfico de la Sierra de Altautina

Este conjunto metamórfico representa una secuencia esencialmente clástica (esquistos-gneises migmatizados y metacuarcitas micáceas) en la cual se intercalan: -lentes de calizas cristalinas -mármoles- a las que se asocian rocas calcosilicáticas y anfibolitas; -anfibolitas sin relación con lentes carbonáticas; -biotitas flogopíticas; -un pequeño cuerpo de hornblenditas; y exhalitas, representadas por cuarcitas spessartíticas -"coticules"- y turmalinitas. Las descripciones de las distintas litologías se presentan en detalle en el capítulo Petrología y Geoquímica. A continuación se desarrolla una descripción general de la geología del área.

Entre los elementos litológicos señalados sólo tienen una representación areal significativa las lentes de mármoles, es por ello que en el mapa geológico (Fig. I-4) las demás se representan con símbolos o han sido sobredimensionadas, tal el caso de algunas lentes calcosilicáticas o el cuerpo de hornblenditas que se observan en el mapa referido. Resulta evidente el amplio predominio de los esquistos y gneises migmatíticos aunque debe aclararse que en áreas señaladas en el mapa como de tal composición, especialmente entre el pobablado de Ciénaga de Allende y la cumbre de la Cuesta de Altautina y más precisamente en la zona de la mina El Salto, existen niveles de cuarcitas micáceas que se intercalan en los mismos. Sin embargo, se puede definir una zona con un casi total predominio de cuarcitas micáceas (ver Fig. I-4) que se extiende desde la parte superior de la Cuesta de Altautina hasta la falla que levantó la sierra, observándose su continuidad al oeste de la falla en el bloque inferior de la misma.

El episodio de deformación que mejor registro tuvo en el área (ver más adelante) imprimió a la foliación general un rumbo dominante N330° y una inclinación de valor promedio 55°E. Los ejes de pliegues y micropliegues en términos generales poseen similares rumbos e inclinaciones. Las variaciones sobre estos valores se observan a escalas locales y serán tratados al describir el entorno geológico de los distintos depósitos de scheelita que se abarcaron en este trabajo.

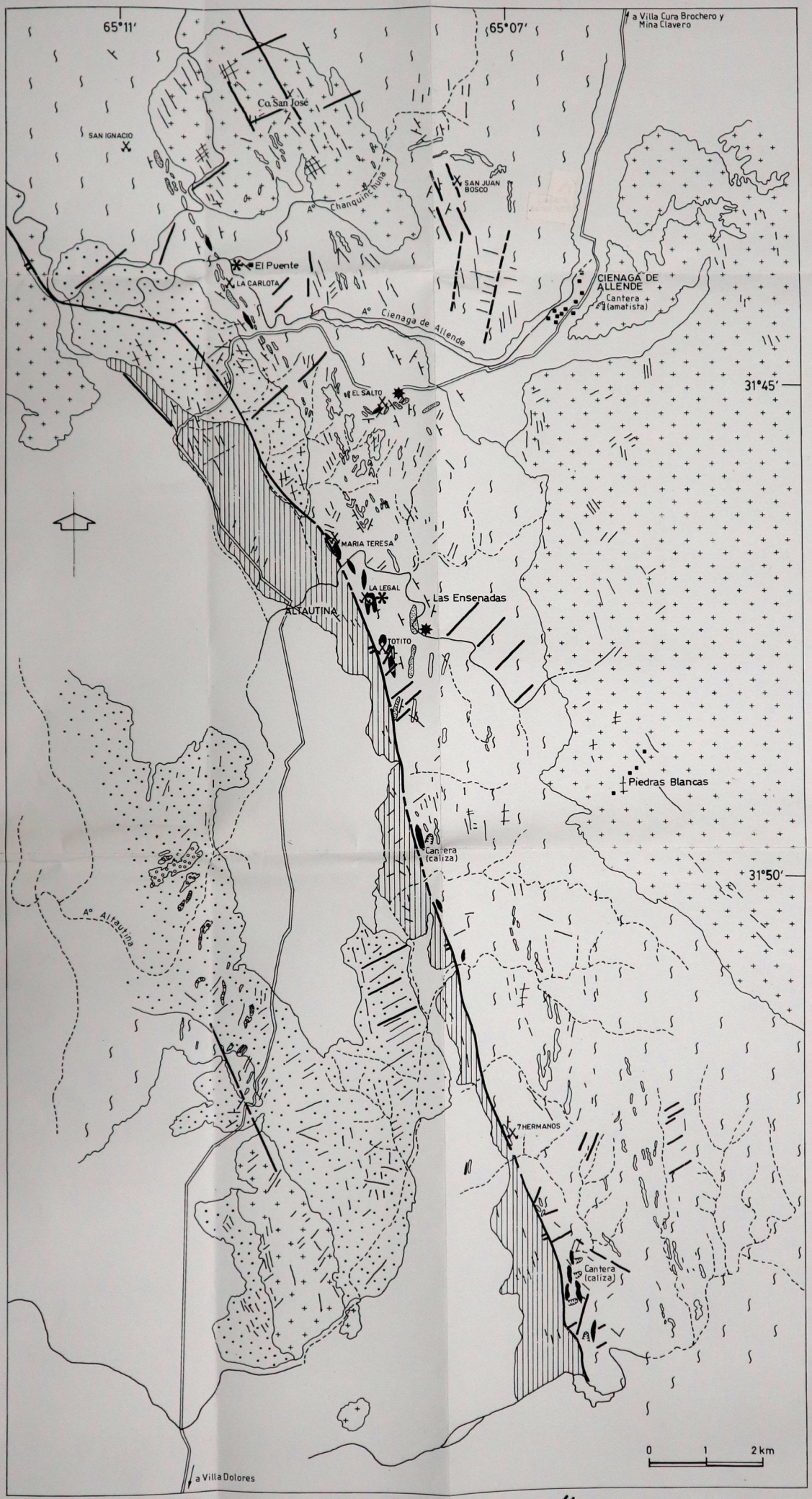
Los esquistos y gneises migmatizados constituyen la litología dominante entre las metamorfitas de la zona como ya fuera señalado anteriormente. Estas rocas presentan coloración generalmente grisácea oscura pero tambien es frecuente observar tonos claros, verdosos, rosados y castaños. La diferencia que aquí se establece entre esquistos y gneises responde esencialmente al tamaño de grano y las fábricas que presentan: grano fino a medio con foliación marcada para los esquistos, y grano grueso a muy grueso para los gneises con estructuras desde nebulosas hasta del tipo "augen gneis". Otros elementos que los diferencian son la mayor abundancia de feldespato en los gneises y de segregados félsicos en los esquistos. No existen contactos netos entre esquistos y gneises sino zonas transicionales es por ello que en el mapa geológico (Fig. I-4) se han marcado las áreas como dominancia de uno u otro. Por su paragénesis corresponderían a los gneises tonalíticos comunes de Gordillo y Lencinas (1979).

El calificativo "migmáticos" se aplica por ser muy frecuente, pero no constante, la presencia de esquistos compuestos con porciones oscuras (restita) y otras félsicas (leucosomas). Los leucosomas ponen en evidencia claras estructuras migmáticas como las definidas por Mehnert (1971): venulación, flebítica, estromatítica, plegada, ptigmática o arterítica, siendo más frecuentes las dos primeras. Esta litología corresponde a la que Olsacher (1972) llamó gneis esquistoso inyectado. Las fotos de la figuras I-5 y I-6 ilustran este aspecto. Muchos pegmatoides, de variadas dimensiones, muestran evidencias de ser productos de segregaciones metamórficas (Fig. I-7). Los pegmatoides, así considerados, poseen relaciones de contacto difusas con las metamorfitas hospedantes, han sido afectados por las mismas deformaciones y raramente contienen minerales en cuyas composiciones participen volátiles o elementos propios del estadío pegmatítico. Las observaciones que avalan la existencia de migmatización tambien indican que este proceso no ha actuado con igual intensidad en toda el área y son escasos los hallazgos de minerales indicadores (sillimanita) que permitan concluir de ello un alto grado metamórfico para la zona. Sin embargo el feldespato potásico es abundante y señalaría procesos de granitizaión.

Las estructuras migmáticas están ampliamente expuestas en esquistos de la zona de Ciénaga de Allende, mina El Salto, paraje El Puente y otras. Segregaciones de leucosomas de diferente composición se han observado en las últimas estribaciones orientales de la Sierra de Santa Rita. En la cuesta que tiene el camino que une Altautina con Villa Dolores cuando corta las estribaciones mencionadas, en el lugar llamado Altar de Cristo. En este sitio se observan (Fig. I-8) segregaciones de composición diorítica y de apariencia textural ígnea con bordes de contacto difuso con las cuarcitas y gneises que los alojan. Mehnert (1971) señala que en los procesos de migmatización si no existen adiciones de fluidos granitizantes se produciran sólo transformaciones in situ que terminan en rocas dioríticas y apariencia magmática. Olsacher (1972) interpretó estas dioritas como intrusiones ígneas aunque reconoció sus contactos difusos. Se entiende como una mejor posibilidad el considerarlas productos de migmatización.

Los esquistos migmáticos desarrollan una marcada esquistosidad que a su vez sirve para observar la superposición de deformaciones a través de plegamientos de variada escala y tipo incluídos los "kink" que responden a similares deformaciones regionales. Es muy frecuente que estas superposiciones deformacionales generen figuras de interferencia (Dalla Salda, 1987) las que

Figura I 4: MAPA GEOLOGICO. SIERRA DE ALTAUTINA



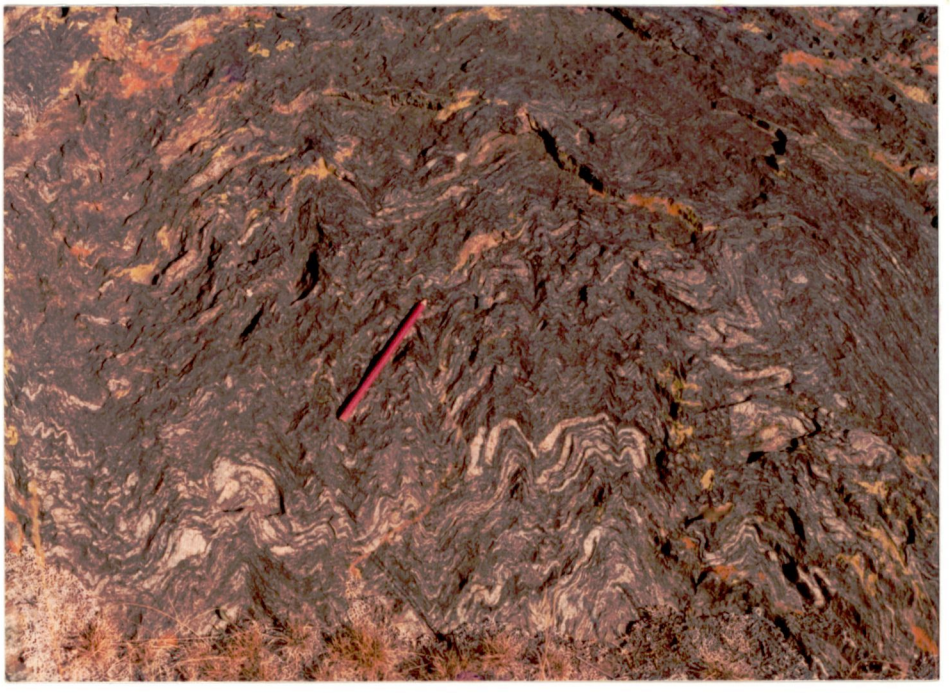


Figura I-5.Estructuras migmáticas detipo plegado en esquistos, área mina El Salto



Figura I-6. Estructuras migmáticas de tipo ptigmáticas en gneises, área El Puente.



Figura I-7. Leucosoma pegmatoideo en migmatita.

son claramente visibles en los segregados félsicos (Fig. I-9). En el mapa geológico (Fig. I-4) las deformaciones de escala regional dentro de los esquistos migmáticos quedan mucho más claras si se observan las distribuciones de litologías intercaladas como pegmatoides, mármoles y rocas calcosilicáticas.

Los gneises, con las fábricas antes mencionadas, se encuentran concentrados al este del cerro San José en el área de las minas San Juan Bosco, La Dita etc.

Las cuarcitas micáceas se encuentran intercaladas entre esquistos migmáticos, en niveles de escasa potencia (hasta 5 metros) a la altura de la mina El Salto, acompañando el plegamiento del lugar. Su mayor expresión se halla en las inmediaciones de la falla que limita el borde occidental de la Sierra de Altautina y en el borde oriental de la Sierra de Santa Rita. Se trata de rocas gris claro a medio, blanquecinas, pardo rosadas, de grano medio a fino con fractura cuarcítica y con una exfolición en lajas gruesas y abundante diaclasamiento claramente observable al iniciar el descenso de la Cuesta de Altautina (Fig. I-10). Al igual que el resto de las rocas metamórficas están afectadas por las mismas deformaciones aunque su diferente competencia en el caso de los plegamientos genera frecuentes fracturaciones de plano axial (Fig.I-11). Ocasionalmente también se observan segregaciones cuarzo-feldespáticas que ponen en evidencia las deformaciones con más claridad que las propias cuarcitas.

Las lentes de mármoles aparecen alineadas en dirección NNO-SSE desde el oeste del cerro San José hasta más allá de los límites del mapeo, en las cercanías del Dique Compensador del Dique La Viña. Sus cuerpos constituyen siempre lentes concordantes con los esquistos o gneises, aunque las dimensiones son variables. De norte a sur merecen señalarse, al oeste y suroeste del cerro San José las lentes de mármoles de las minas La Gringa y La Extremeña, más al sur y a la altura de la localidad de Altautina se encuentra la cantera Anta o María Teresa, La Legal y por último las canteras de la zona de El Sauce, al sur. Presentan potencias de hasta 25 m y longitudes máximas de 150 metros, aunque la lente de María Teresa está cortada por la quebrada del Arroyo Altautina y se observa su continuación al sur de la misma lo que le daría una longitud original mucho mayor.

Todas las lentes de mármol presentan inclinaciones al este como las inclinaciones generales de la zona. Han sido afectadas por deformaciones que no se ponen tan claramente en evidencia por la ausencia de foliación aunque a escala de fotograma y sobre el terreno es posible advertir las superposiciones de deformaciones que generan figuras de interferencia del tipo "media luna". Resulta un claro ejemplo de esto último la lente de la cantera La Legal, a la altura de Altautina, que en el mapa geológico forma una evidente "media luna". Las carácterísticas petrológicas se describen en capítulo aparte y detalle de las mismas al tratar las mineralizaciones con las cuales presentan estrecha vinculación. Una carácterística remarcable de las lentes de mármol es el constante borde de rocas calcosilicáticas que se observan en sus bordes (Fig. I-12). Este borde tiene generalmente un espesor de 1 a 2 metros. Como se verá en el capítulo dedicado a la Petrología estas rocas se interpretan como un "skarn de reacción" producido por metamorfismo regional. Del espesor casi constante que se observa en el borde calcosilicático se deduce que sin importar la potencia de la lente carbonática su desarrollo fue siempre similar. Esto último ha generado que lentes delgadas de calizas hoy estén constituídas exclusivamente por rocas calcosilicáticas tal como se puede apreciar en el plano geológico (Fig. I-4), en el cual se han sobredimensionado. Las facies calcosilicáticas presentan una zonación paragenética desde el contacto transicional con los mármoles hasta los esquistos o gneises del encajonante. Ello se traduce en ciertas variaciones en los colores que varían desde blanco verdoso claro hasta verde oscuro. Una descripción de los subtipos definidos se encuentra en el capítulo Petrología. En general poseen escasa foliación y han acompañado las

deformaciones de manera coherente, aunque su diferente competencia ha generado un conspicuo "boudinage" en esta litología (Fig. I-13). Lugares donde se puede observar claramente estas deformaciones son mina La Carlota, mina La Pilila, mina El Salto.

Las anfibolitas, de color gris verdoso, con foliación marcada, son escasas como intercalaciones en los gneises o esquistos. Con certeza se observaron sólo dos niveles que desaparecen longitudinalmente, uno de ello un centenar de metros al sur del puesto M. Quinteros y el otro unos 200 m al oeste del mismo puesto. No se descarta que correspondan a un mismo nivel pero su continuidad no pudo comprobarse. En ambos lugares son concordantes con los gneises respetando un rumbo N330° con inclinaciones importantes al este y una potencia de aproximadamente 1 metro. Resultan rocas difíciles de diferenciar en el conjunto de esquistos y gneises migmáticos por lo cual tampoco se elimina la posibilidad de pensar en una mayor abundancia de estas intercalaciones en el resto de la secuencia. Sin embargo las anfibolitas asociadas al conjunto mármoles-rocas calcosilicáticas son mucho más abundantes. Se ubican generalmente en contacto con los esquistos y gneises y desarrollan espesores variables, desde 50 cm hasta 1 metro. Debe señalarse que la presencia de anfibolitas no se ha observado en relación a todas las lentes de mármoles-rocas calcosilicáticas. Se describira su posición en mayor detalle al tratar los depósitos minerales. Las anfibolitas acompañan las deformaciones regionales y locales, diferenciándose por su coloración verde oscuro de las rocas calcosilicáticas. Los lugares donde se pueden observar (Fig. I-14) siempre coinciden con antiguas labores mineras que realizaron destapes en busca del mineral de wolframio que se asocia a las rocas calcosilicáticas, alguno de ellos se encuentran en mina El Salto, mina La Carlota y otras.

Unos 500 m al sur del puesto M. Quinteros se halla una rudimentaria explotación a cielo abierto donde se extrae con intermitencia una roca llamada "piedra sapo". Se trata de una lente de unos 50 metros de largo, concordante (rumbo N330° y buzamiento al este) con los esquistos migmáticos y constituída por una hornblendita de color gris verdoso y marcado brillo sedoso. En el mapa geológico su afloramiento ha sido sobredimensionado.

Una litología de muy relativa expresión dentro de las metamorfitas son las biotititas flogopíticas y han sido omitidas en el mapa geológico. Se trata de rocas muy oscuras y compactas, con incipiente foliación que ha modo de lentejones, o "bolsones lenticulares" de escaso espesor (30 a 50 cm) y longitudes variables (hasta 3 m) se han hallado en relación a las vetas de cuarzo-turmalina portadoras de scheelita de la zona este del cerrro San José y también a rocas calcosilicáticas o intercaladas en mármoles, como se observó en la cantera Noguerol en las cercanías de El Sauce. Se profundiza acerca de estas rocas en el capítulo Petrología.

Por último, entre las metamorfitas merecen señalarse dos litologías de muy escasa representación pero que probablemente aporten a la interpretación metalogenética. Se trata de rocas claramente interpretadas como productos exhalativos ("exhalitas") volcánicos-hidrotermales. Estas rocas corresponden a turmalinitas y cuarcitas spessartíticas. Estas últimas también llamadas "coticules". Las primeras son rocas gris muy oscuro con escasa o nula foliación compuestas casi esencialmente por turmalina que fueron halladas sólo en dos lugares, en la cantera de mármol La Legal como una intercalación de unos 50 cm y longitud visible de 1,5 metros; el otro punto donde se observó es en el paraje El Puente como una intercalación delgada (20 cm) entre gneises migmáticos con una longitud aflorante de unos 80 centímetros. Por su parte las cuarcitas spessartíticas son rocas de típico aspecto cuarcítico, grano medio con un carácterístico bandeamiento de colores castaño rosados y verdosos. Se encontraron en una labor subterránea de la mina Esperanza en el distrito Las Ensenadas como un nivel de 70 cm concordante entre esquistos migmáticos que constituyen el piso de una lente de rocas calcosilicáticas portadora de scheelita.



Figura I-8. Segregaciones migmáticas dioríticas en el Altar de Cristo.

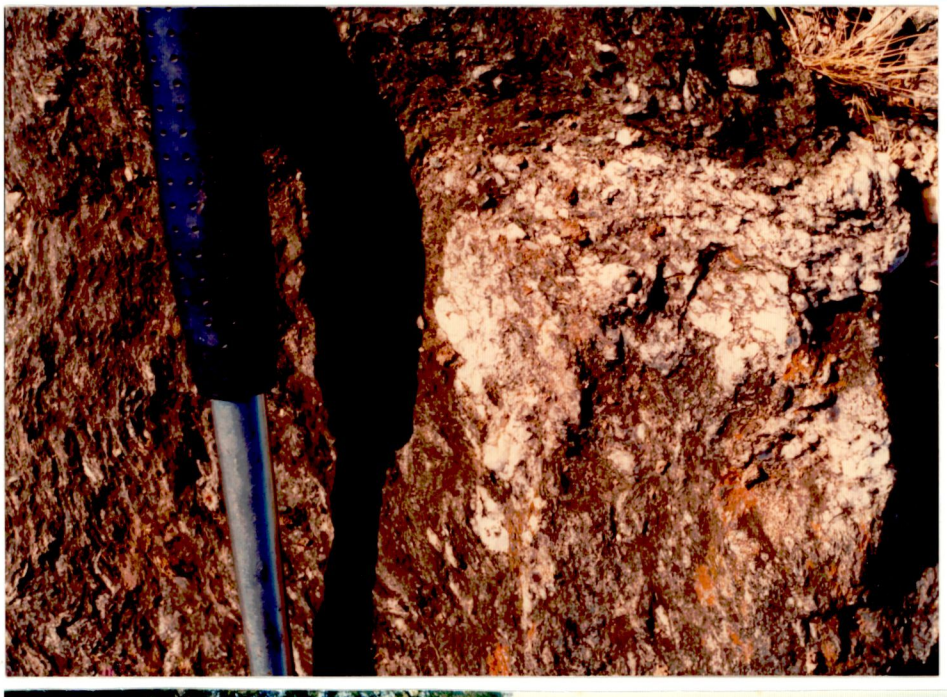


Figura I-9. Segregación félsica con deformaciones superpuestas con figura de interferencia tipo media luna.



Figura I-10. Diaclasamiento en cuarcitas micáceas. Cuesta de Altautina.

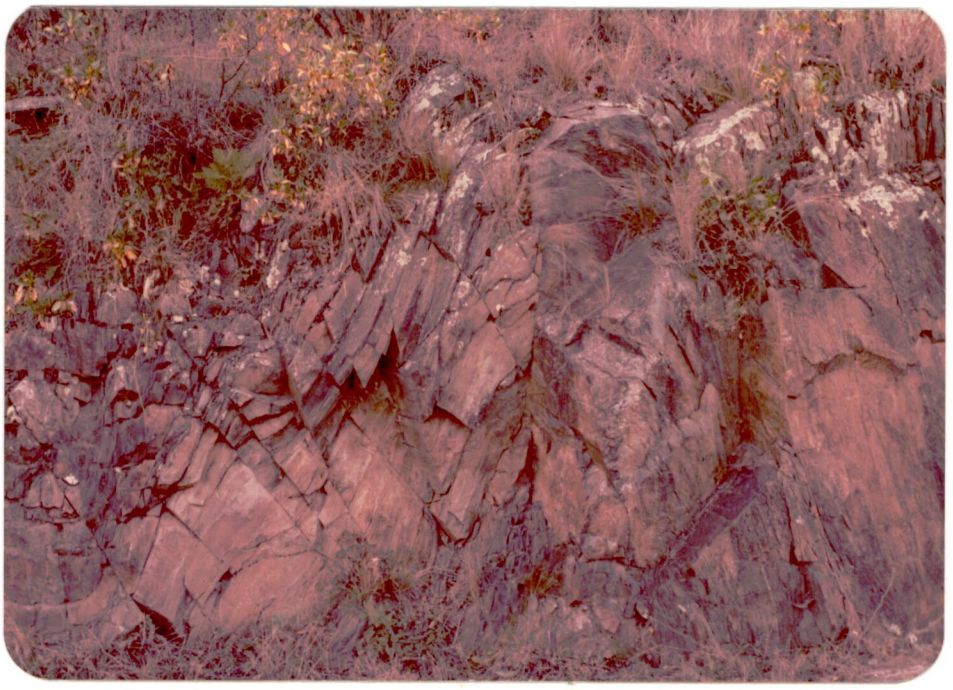


Figura I-11. Metacuarcita plegada con fracturación de plano axial.



Figura I-12.Borde calcosilicático en la lente de mármol de cantera Ma.Teresa

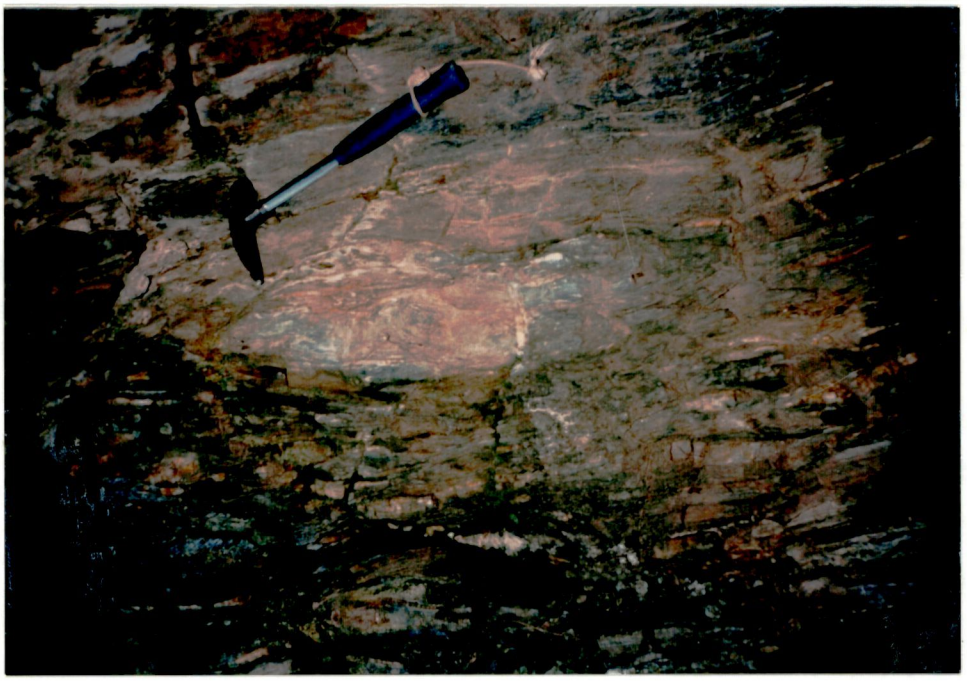


Figura I13"Boudinage" en rocas calcosilicáticas. Mina La Pilila.

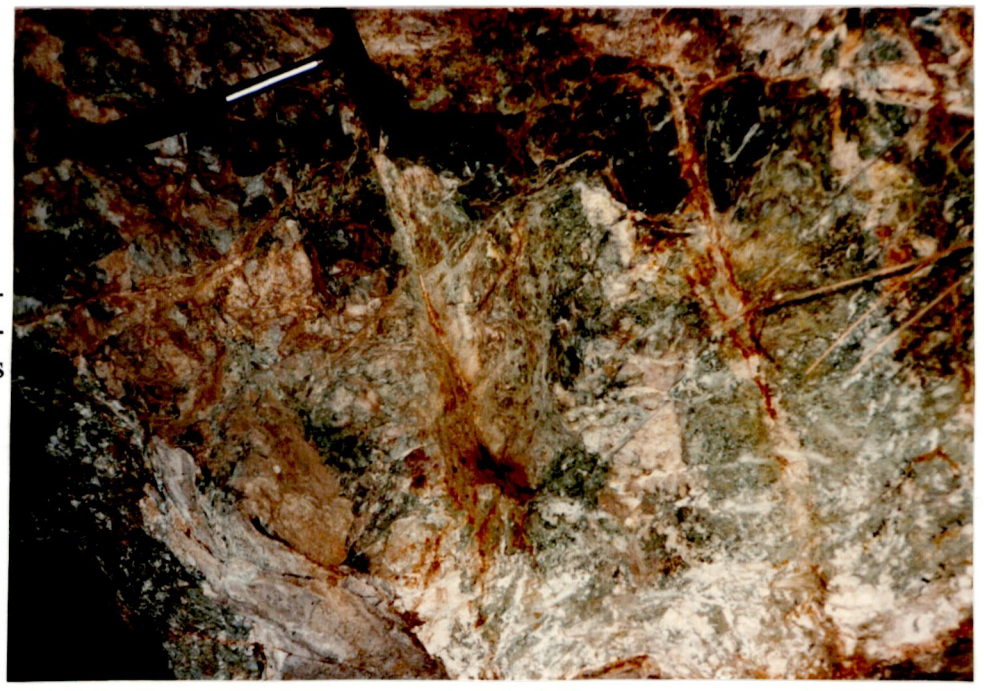


Figura I-14. Anfibolitas en contacto con rocas calcosilicáticas. Mina La Gringa

Cuarcitas spessartíticas se observan en abundancia en las escombreras de labores inundadas de mina El Salto y en la entrada de una galería de esa misma mina. Estas rocas se describen con más detalle en el capítulo destinado a la petrología y en la descripción local de las minas donde se hallaron.

Los "Esquistos de Altautina" (Gamkosián 1945) se encuentran exclusivamente en el labio inferior de la gran falla, bordeándola. Están integrados por esquistos, filitas, cuarcitas micáceas de colores dominantemente claros (ver Petrología). A pesar de estar constituídos también por una secuencia clástica son separados de las anteriores por su menor grado metamórfico y la ausencia de procesos migmáticos y filones pegmatoides. La dirección general de esta faja es NNO-SSE y a partir de Cóndor Huasi y más aún en la Cuesta de Altautina se desvía hacia el NO para recuperar su rumbo primitivo. Las inclinaciones varían entre 45° y 65° NNE y E. Se puede observar muy bien en la parte más baja de la Cuesta de Altautina y en las inmediaciones de la localidad homónima. Sin duda, y como ya lo observaran Gordillo & Lencinas (1979), esta faja de esquistos de menor rango metamórfico ha sido preservada por su posición estructural en un bajo pero debe corresponder a las partes superiores de la gran secuencia metamórfica en la cual el rango metamórfico alcanzado - grado biotita- fue menor. En el borde occidental de la Sierra de Pocho se encuentra una franja similar de filitas verdes que sólo alcanzan el grado clorita. La relación de continuidad con los Esquistos de Altautina no es clara. De todos modos ambas fajas corresponden a niveles estratigráficos superiores pero, como lo expresaran Stelzner (1885) y Gordillo & Lencinas (1979), ellas representan bien una zona de menor grado metamórfico o una Formación más moderna dispuesta sobre el basamento metamórfico más antiguo del resto de las Sierras de Córdoba.

3.2 Basamento ígneo de la Sierra de Altautina

a-Granitoides

Se incluyen en esta categoría los granitoides que corresponden a las últimas estribaciones del batolito de Achala y tres sotcks que, de norte a sur, son el cerro San José, el cuerpo La Yeya en las inmediaciones de la estancia homónima y el llamado Cóndor Huasi al sur del área mapeada. El mayor de ellos es el stock del cerro San José (Fig. I-15) con una superficie de unos 12 km^2, lo otros dos son cuerpos menores especialmente el de Cóndor Huasi.

Las últimas expresiones del batolito de Achala, ubicado al este del área, llegan aproximadamente hasta Ciénaga de Allende. Estan bien expuestos en los cortes de la ruta provincial 35, especialmente a la salida de Cura Brochero en la llamada Cuesta de Cura Brochero. Su extensión dentro del área mapeada corresponde a afloramientos muy regolitizados de difícil mapeo, sin embargo una buena exposición se encuentra a unos 2 km de Ciénaga de Allende por el camino de tierra que lleva a Mina Clavero. Alli existen destapes realizados con el objeto de una prospección por amatista realizada en la década del 70. El granito no está fresco sino fuertemente meteorizado y diaclasado. Justamente en los planos de diaclasas es donde se halla amatista de regular calidad y muy fragmentada.

En cuanto a los stocks, sus afloramientos presentan contactos netos o interdigitados con los esquistos o gneises, sin observarse efectos térmicos. El stock del cerro San José muestra un pronunciado relieve mesetiforme con una elevación de planta casi cuadrada que constituye el cerro propiamente dicho. Esta elevación ha sido controlada por algunos de los sistemas de diaclasas de inclinación vertical que abundan en este stock. Está constituído por un granito rosado con facies porfiroides y aplíticas con ocasionales inclusiones de cristales de berilo. El diaclasamiento es un carácter muy desarrollado (Fig. I-16), en varios sistemas, con predominio del que posee rumbo E-O. También se destaca una lineación de rumbo similar a la foliación regional dominante. La descripción petrológica detallada se efectúa en el capítulo dedicado a la petrología. El stock La Yeya ofrece similares carácterísticas y culmina en el cerro Intihuasi , ya fuera del área mapeada. En Cóndor Huasi el color del granito es más blanquecino. Sus afloramiento están muy cubiertos y en los lugares donde se puede observar abundan las lineaciones paralelas a la foliación regional y también el diaclasamiento. Olsacher (1972) menciona para éste último frecuentes inclusiones de turmalina negra que durante este estudio no se pudieron hallar. En el cerro San José, y también en el stock La Yeya, la meteorización produjo formas características como grandes bloques sueltos, piedras hongos, cuevas, etc.

La edad del stock San José (ver datos isotópicos en Petrología), obtenida por el método Rb/Sr, es de 395.0 ± 3.6 Ma correspondiente al Devónico inferior. Los otros dos stocks podrían, con mucho reparo, corresponder a otra edad.

b-Pegmatoides, pegmatitas y otras filonianas

Los pegmatoides y aplitas son muy abundantes en el área tanto en las metamorfitas como en los stocks graníticos, especialmente en sus partes marginales. Las aplitas son mucho más abundantes dentro de los stocks graníticos.

Los cuerpos filonianos de pegmatitas tienden a formas tabulares, lenticulares y ovaladas, con ensanchamientos, adelgazamientos y estrangulamientos locales. Cuando alcanzan espesores

considerables constituyen cuerpos irregulares. Su mineralogía es común a todos ellos y muy simple (ver capítulo Petrología). Se cree necesario apuntar en este momento que las formas descriptas para estos cuerpos en este mismo párrafo corresponden tanto a pegmatitas como a lo que se consideran leucosomas pegmatoideos producto de los procesos de migmatización (en el sentido de Mehnert 1971). Se han mencionado en conjunto porque una rápida visualización sobre el terreno conduce a ello. Sin embargo son abundantes las escalas de observación de los procesos de segregación migmática que se han producido, desde el mesoscópico al microscópico, ya mencionado en la descripción de esquistos y gneises migmáticos. Aún cuerpos importantes de pegmatoides como los que se encuentran en el área de la mina El Salto, que acompañan la deformación de las metamorfitas, fueron interpretados como migmatitas por colegas como el Dr. Luis Dalla Salda (com. pers.). No obstante se cree que el hallazgo de turmalina en textura de eutéctico y también texturas gráficas en los cuerpos más tabulares, permiten diferenciar aunque con dificultad los pegmatoides de segregación migmática de aquellos correspondientes a un evento hipabisal probablemente relacionado a los granitoides. Las pegmatitas son de tipo homogéneo con escasa mica (biotita). No se observa mineralogía accesoria con excepción de escasa turmalina schorlítica. Al sur del área mapeada, a la altura de Villa Dolores, en la localidad Las Tapias se encuentra la única pegmatita con abundante cantidad de minerales de Li y Be (ver Petrología). Los pegmatoides suelen presentar zonas centrales con diferenciaciones altamente silíceas que llegan a constituir núcleos de cuarzo como los que se observan algunos cientos de metros al sur de la mina La Pilila a la altura de la llamada Cuesta Vieja.

En el mapa geológico se puede observar claramente que la disposición de los pegmatoides acompaña coherentemente la deformación, al punto que se convierten en guías de la misma. Esto último resulta muy notorio al suroeste del puesto M. Quinteros, en el área de la mina El Salto, donde los pegmatoides al igual que las rocas calcosilicáticas señalan el plegamiento intenso de escala decamétrica a centimétrica y permiten una mejor reconstrucción que la que ofrecen las foliaciones de las metamorfitas. Figuras de interferencia por deformaciones sucesivas también se expresan en los pegmatoides, como "medias lunas" o "boudinage", para ello obsérvese en el mapa geológico la zona sur de la sierra de Altautina. Los espesores de los cuerpos definidamente tabulares pueden alcanzar los 8-10 m, en tanto que sus longitudes son muy variables. Llama la atención, por su longitud, el "cordón rosado" que se extiende, con interrupciones en las quebradas, desde el borde occidental del cerro San José, a la altura de la mina La Elvira, hasta las cercanías de Altautina (Fig. I-17). El rumbo dominante de los pegmatoides es N330° pero existen numerosos en la dirección N20°. Con frecuencia la mayor competencia de los pegmatoides tabulares, respecto de las metamorfitas, genera resaltos en el paisaje como endicamientos en arroyos. Por la misma razón los cuerpos irregulares mayores conforman lomadas como las que se encuentran al sur de la mina El Salto.

Como otro elemento filoniano se encuentran vetas de cuarzo-turmalina que se localizan exclusivamente en la zona inmediata al este y sur del stock del Cerro San José. Tal como se observa en el mapa geológico éstas estructuras son absolutamente concordantes con los gneises del sector. Otra estructura similar se encuentra unos 300 m al oeste del puesto M. Quinteros, en la mina La Toyita. Estos filones ofrecen una mineralogía similar integrada por cuarzo blanco lechoso de grano grueso con abundante diseminación de haces de turmalina negra acerada-mate ("carbonilla" de los lugareños) en cristales bien desarrollados de hasta 30 cm de longitud. A ello se le suma que todas ellas son portadoras de mineralización scheelítica. Están frecuentemente acompañadas en sus cajas, o como "caballos" dentro de ellas, por biotititas flogopíticas. Sus dimensiones son importantes aunque en el mapa se han sobredimensionado y se detallarán al describir los depósitos minerales correspondientes. La asociación cuarzo-turmalina se encuentra también en la bajada de la Cuesta de

Altautina. Allí, intercaladas en las facies cuarcíticas dominantes, se suelen observar vetillas de cuarzo-turmalina de unos 5 a 10 cm de espesor en absoluta concordancia con las metamorfitas.

3.3 Estructura y deformación

3.3.1 Deformación metamórfica

Inicialmente se tratarán las estructuras planares del basamento metamórfico del área. Estas estructuras corresponden a esquistosidad de flujo y foliación, observables en toda el área aunque con mayor dificultad en los gneises más macizos, aunque en los de carácter más bandeado es observable diferenciación metamórfica por migración de elementos.

Los valores de rumbo e inclinación obtenidos para toda el área se han volcado en una proyección equiareal como polos de planos. El procesamiento de los datos se realizó mediante el programa Dips (Diederichs y Hoek, 1989). En las figuras I-19 y I-20 se observa la proyección mencionada en ambos hemisferios, superior e inferior, y en la figura I-21 los planos correspondientes a los polos de mayor densidad. Para la concentración de polos de planos se utilizó el método Fisher (Phillips, 1977). De esta manera resultan dos orientaciones fundamentales de petrofábricas: las más abundante de dirección NNO-SSE y la otra de rumbo NNE. Algunas estructuras de dirección E-O resultaron sin representación estadística en los gráficos de petrofábrica. En las proyecciones se han numerado las concentraciones de polos y sus planos respectivos en orden inverso al porcentaje de concentración que representan (1, máxima concentración de polos).

La dirección NNO es la que presenta polos de mayor concentración y todos los planos inclinan al este. El polo de máxima concentración resulta el correspondiente al rumbo N356° con inclinación de 50°E (plano 1). A su alrededor existe una dispersión generada fundamentalmente en variaciones de inclinación, las que sin embargo dominan hacia el este. En dirección NNO se identifican otros polos de alta concentración que en orden decreciente de concentraciones son: -N330° con inclinación 55° E (plano 2); -N341° con inclinación 71° E (plano 3) y los planos 4 y 5 correspondientes al rumbo N330° con inclinaciones verticales a subverticales. Estos dos últimos representan un par de planos conjugados con intersección a muy bajo ángulo y escasa dispersión en las inclinaciones.

La dirección NNE presenta un pequeña densidad de polos (2,5 a 5 %), corresponde al plano 6 de rumbo N27° con inclinación 52° S y observa una muy escasa dispersión.

En cuanto a pliegues y micropliegues, la proyección de sus ejes (Figs. I-22) muestra un claro predominio de orientación en direcciones meridianas. Se observan tres poblaciones, la de mayor densidad corresponde a los ejes de pliegues de alta inclinación hacia el norte con alguna dispersión simétrica a su alrededor que no los aleja demasiado del rumbo N1° ni de la inclinación de valor 85° N. La segunda concentración importante corresponde al rumbo N360° con inclinación vertical, la proyección demuestra que su concentración es de menor grado que la anterior. La tercer concentración genera un polo definido con escasa dispersión isótropa alrededor del rumbo N360° con inclinación 29° N. Se debe destacar que sobre el terreno se midieron algunos ejes de pliegue de dirección NNE que resultaron sin representación estadística.



Figura I-15. Relieve mesetiforme en el cerro San José.



Figura I-16.Marcado diaclasamiento en el granito del cerro San José.



FiguraI-17.Afloramiento de pegmatitas de gran longitud. Zona mina La Extremeña.

Numerosas figuras de interferencia generadas por la superposición de fases de deformación por plegamiento fueron reconocidas en el área, a diferentes escalas. Justamente son estas figuras las que ponen en evidencia una deformación, previa a las señaladas, de dirección dominante E-O y que resultó sin significado estadístico en las proyecciones. Las estructuras planares de esta dirección están representadas en algunos bandeamientos relícticos, en las terminaciones flamiformes del bandeamiento de anfibolitas y rocas calcosilicáticas. La superposición de deformaciones está representada en la marcada lenticularidad de algunas litologías más competentes al flujo tectónico como anfibolitas y rocas calcosilicáticas observable en casi todos los cortes o destapes relacionados a la prospección y explotación minera que existió en el área en aquellos depósitos de scheelita relacionados a rocas anfobólicas y calcosilicáticas. En muchas ocasiones el espesor no alcanzó a generar lentes sino muy frecuentes "budinages" de anfibolitas y rocas calcosilicáticas que a su vez fueron plegados según planos axiales de dirección NNO e inclinaciones al este como los que se obsrvan en la entrada de algunas labores inundadas de mina La Carlota. La lenticularidad marca una previa deformación casi ortogonal (E-O) a la dominante de dirección NNO. Aunque muy escasamente, se han observado algunos pliegues intrafoliados de orientación casi E-O correspondientes a segregaciones silíceas envueltas en una esquistosidad más joven de dirección NNO. Algunas estructuras de este tipo se hallan en algunas labores de la mina El Salto donde segregaciones silíceas se encuentran intrafoliadas en anfibolitas. En esquistos y gneises son frecuentes los pliegues acostados , apretados de escala decimétrica, según una dirección casi E-O que fueron posteriormente deformados por pliegues paralelos con planos axiales orientados NNO y de fuerte inclinación; en muchos casos y según estos últimos planos axiales se observa el desarrollo incipiente de una esquistosidad "strain slip" marcada por la redistribución de filosilicatos. Estas últimas figuras de interferencia se observan en abundancia en la zona de Ciénaga de Allende, parte alta de la Cuesta de Altautina y en la subida, por la escarpa de falla, que conduce al distrito Las Ensenadas. A mayor escala este último tipo de superposición de defromaciones se pueden apreciar claramente en el mapa geológico, más especialmente en la zona de mina El Salto, a través de la distribución de litologías como rocas calcosilicáticas o pegmatoides. En los casos en que el segundo plegamiento fue más apretado se generaron estructuras tipo "media luna" que ya se han señalado desde la escala microscópica hasta la regional en la lente de mármoles de la cantera La Legal. Figuras de interferencia entre las direcciones E-O y la NNE son casi nulas, aunque se de recordar que también es escasa la representación de esta última dirección de deformación.

Dalla Salda (1984a) tipificó la evolución tectónica de las Sierras de Córdoba en tres etapas de deformación con el resultado de tres dominios tectónicos. El inicial (D1) está representado por fuerte plegamiento con estructuras orientadas OSO, subverticales, y resulta el dominio de menor representación estadística. Le sigue el dominio D2 evidenciado por estructuras planares y ejes de pliegues de orientación NNO que inclinan tanto al NNO como al SSE, en tanto en las estructuras planares domina la inclinación al este. Según la dirección D2 Dalla Salda reconoce también pegmatitas, direcciones preferidas de migmatización, entre otras. El dominio D3, semejante al anterior en cuanto a su estilo tiene una orientación NNE. La etapa III de este autor corresponde al ciclo de fracturación cratónica que habría comenzado en el Carbónico y está controlado por las estructuras más antiguas. Kilmurray y Dalla Salda (1977) reconocen para las Sierras de San Luis también tres dominos tectónicos de similar orientación a los ya descriptos remarcando que el segundo (F2) resultó en estructuras adecuadas como vías de acceso a pegmatitas y aplitas.

Los tres dominios definidos por Dalla Salda (1984a) están presentes en el área de la Sierra de Altautina. El dominio D1 se pone en evidencia a través de las figuras de interferencia, bandeamiento luego deformado en las rocas calcosilicáticas y algunas diferenciaciones de cuarzo y pegmatoideas. Esta primer deformación (S1), escasamente observable sino más bien inferida, habría

sido paralela a la sedimentación original y producto de esfuerzos de dirección N-S de escasa inclinación. Los planos de deformación de la siguiente etapa (S2) corresponden al dominio D2 y se refleja en la esquistosidad/foliación, ejes de pliegues y figuras de interferencia, siendo dominante en el área y obviamente la respuesta a esfuerzos compresivos de dirección NE-SO subhorizontales a juzgar por la alta inclinación de las estructuras resultantes. El tercer dominio (D3) sólo aparece en algunas estructuras planares del tipo "strain slip" pero son de escasa frecuencia como se pudo observar en las proyecciones.

Las pegmatitas y filones cuarzo-turmalínicos presentan en su totalidad orientaciones meridionales. Es evidente que el dominio D2 fue el de mayor desarrollo generando zonas de debilidad que permitieron las intrusiones antes señaladas que no muestran evidencias de previas deformaciones. Esto último resulta una clara diferencia con los abundantes pegmatoides que ofrecen deformaciones según D1 y D2 con frecuentes superposiciones de ambas. Pegmatoides discordantes respecto a la foliación D2 son frecuentes y probablemente correspondan a diferenciaciones metamórficas producidas cuando cesaron los esfuerzos mayores.

El diaclasamiento es un carácter muy frecuente especialmente en las facies más cuarcíticas y debe responder a etapas finales de la deformación donde la rigidez aumento por descenso de la presión. En la proyección equiareal de los polos de planos de diaclasas (Fig. I-23) son visualizables los numerosos sistemas que se generaron (alrededor de 15 concentraciones estadísticas).

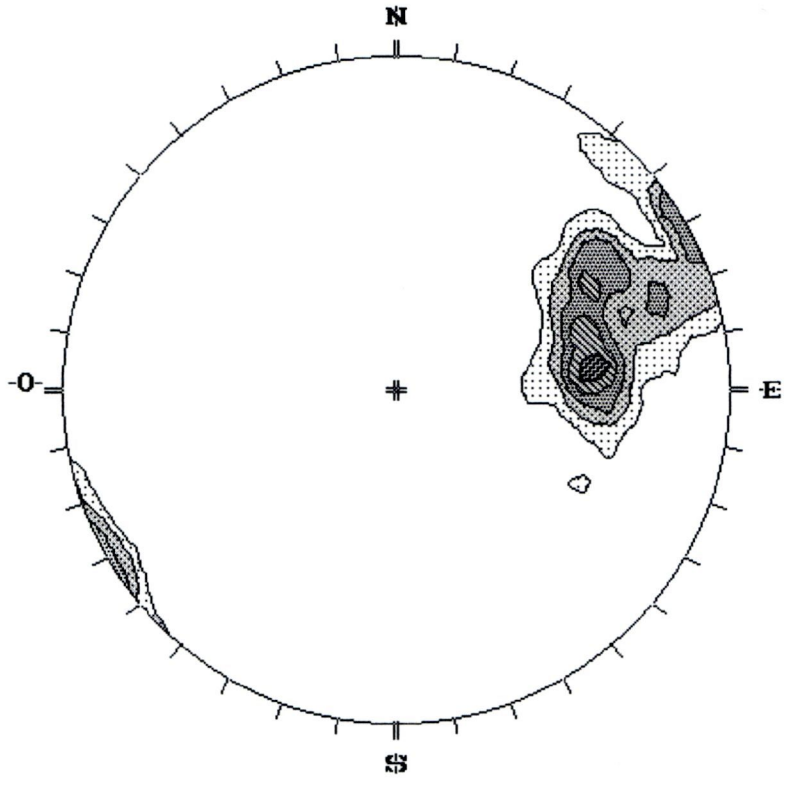
La tendencia dominante marca inclinaciones muy altas, algunos pares conjugados y menor densidad en las concentraciones de inclinación horizontal, subhorizontal o de bajos ángulos. El histograma con las frecuencias de las inclinaciones de los planos de diaclasas (Fig. I-24) permite observar que sólo el 11 por ciento registra inclinaciones menores a 35°. Los stocks graníticos poseen un abundante desarrollo de diaclasas pero en ellos dominan los sistemas de inclinación vertical con dirección E-O y los horizontales a subhorizontales.

3.3.2 Metamorfismo y deformación: síntesis

Para una adjudicación de eventos metamórficos acontecidos en la zona se tomará como referencia la síntesis elaborada, y presentada al comienzo de este capítulo, por Kraemer et al. (1995) para las Sierras de Córdoba sobre la base de los estudios de Gordillo & Lencinas (1979), Gordillo (1984), Martino (1988), Baldo (1992), Demange et al. (1993), Caffe (1993), Martino et al. (1994). Como eventos de deformación se utilizan los propuestos por Dalla Salda (1984a). Las particularidades que justifican los grados metamórficos alcanzados se pueden encontrar en el capítulo sobre Petrología.

Los eventos metamórficos que afectaron el área de la Sierra de Altautina se inician con la elevación de temperatura y presiones hasta llegar al M1 (temperaturas medias a alta, sillimanita) con mejores indicadores en las litologías carbonáticas y anfibolitas (anfibolitas hornbléndicas). El evento M2 (pico térmico del Proterozoico superior) tiene un registro de menor masividad focalizándose en los sectores de más intensa migmatización con presencia de feldespato potásico y granate, no se ha encontrado cordierita probablemente debido a rocas originales sin composición adecuada. El evento M3 no parece haber actuado con gran intensidad a excepción de algunas texturas de insinuación cataclástica especialmente en esquistos y gneises pero que no definen áreas. De forma sincrónica con el metamorfimo M2 se producen las deformaciones de los dominios D1 y D2, mientras que la deformación postmetamórfica corresponde en parte al dominio D2 y al

Esquistosidad y/o foliación



Concentración de polos (método Fisher)

< 0 %
< 2.5 %
< 5 %
< 7.5 %
< 10 %
< 12.5 %
< 15 %
< 17.5 %

Proyección equiareal

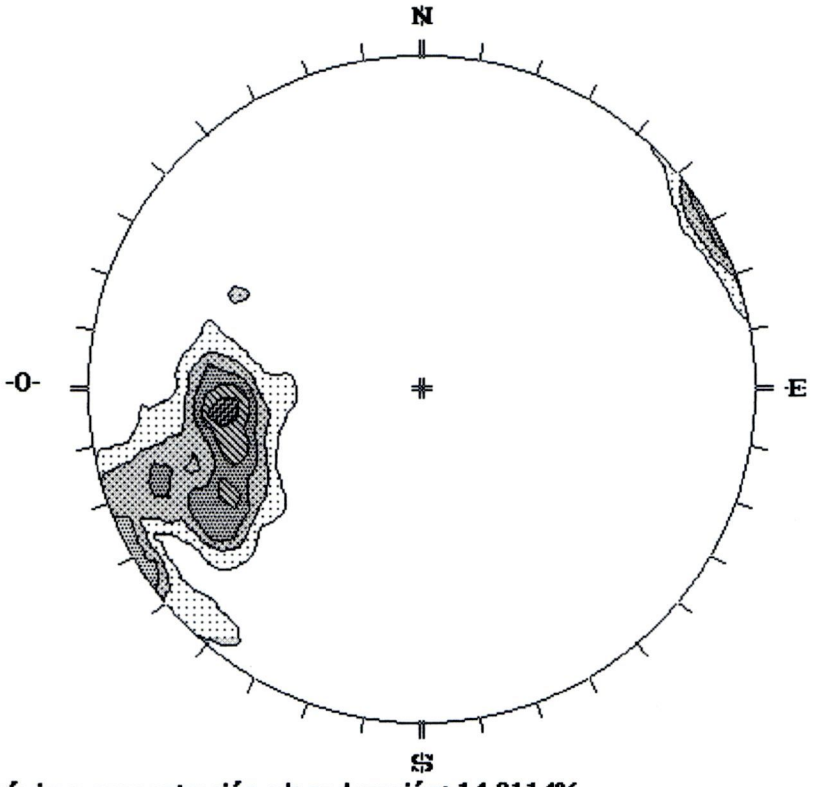
hemisferio sup.

103 polos

máxima concentración no ponderada : 14.2114 %

Figura 19

Esquistosidad y/o foliación



Concentración de polos (método Fisher)

< 0 %
< 2.5 %
< 5 %
< 7.5 %
< 10 %
< 12.5 %
< 15 %
< 17.5 %

proyección equiareal

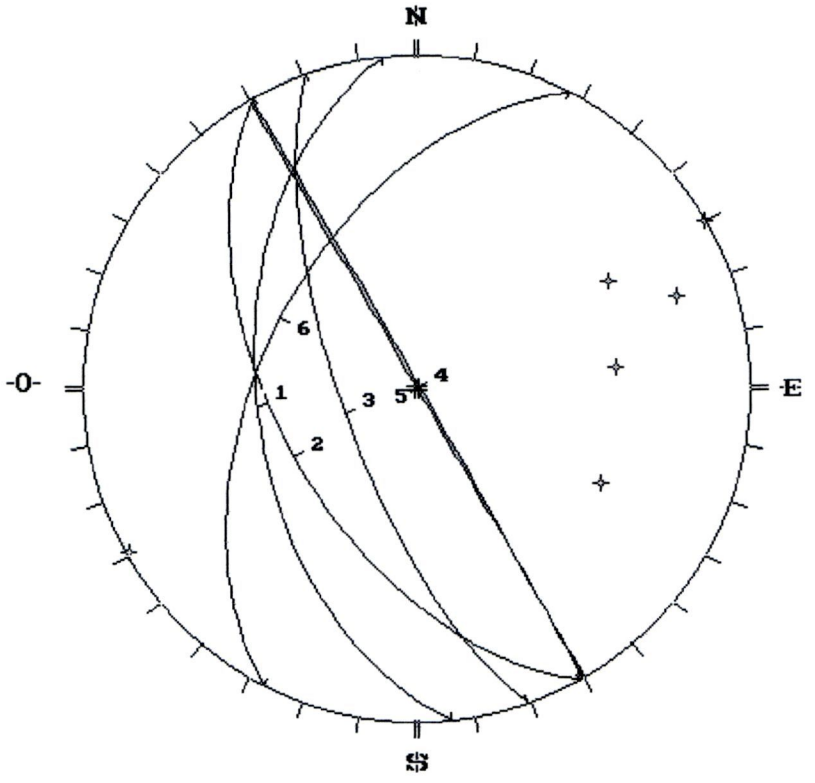
hemisferio inferior

103 polos

máxima concentración s/ponderación: 14.2114%

-Figura 20-

Esquistosidad y/o foliación



Orietación de los planos

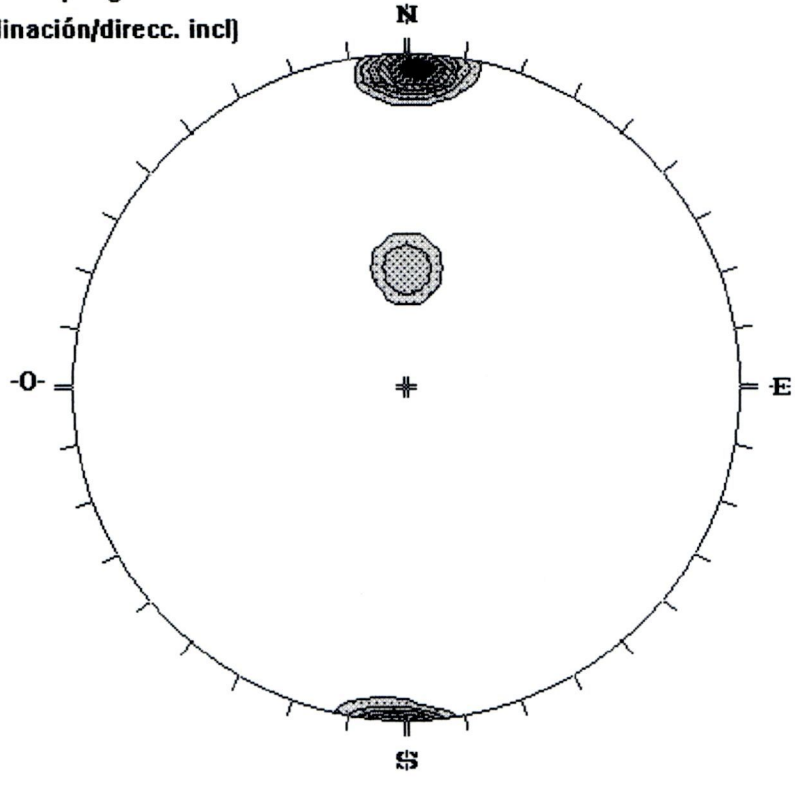
#	incl/direccincl
1	50/084
2	55/061
3	71/071
4	90/060
5	89/240
6	52/117

proyección equiareal

hemisferio sup.

Figura 21

Ejes de pliegues (inlinación/direcc. incl)



Concentración de polos

(método Fisher)

< 0	%
< 10	%
< 20	%
< 30	%
< 40	%
< 50	%
< 60	%
< 70	%

proyecc. equiareal

hemisferio superior

45 polos

Figura 22

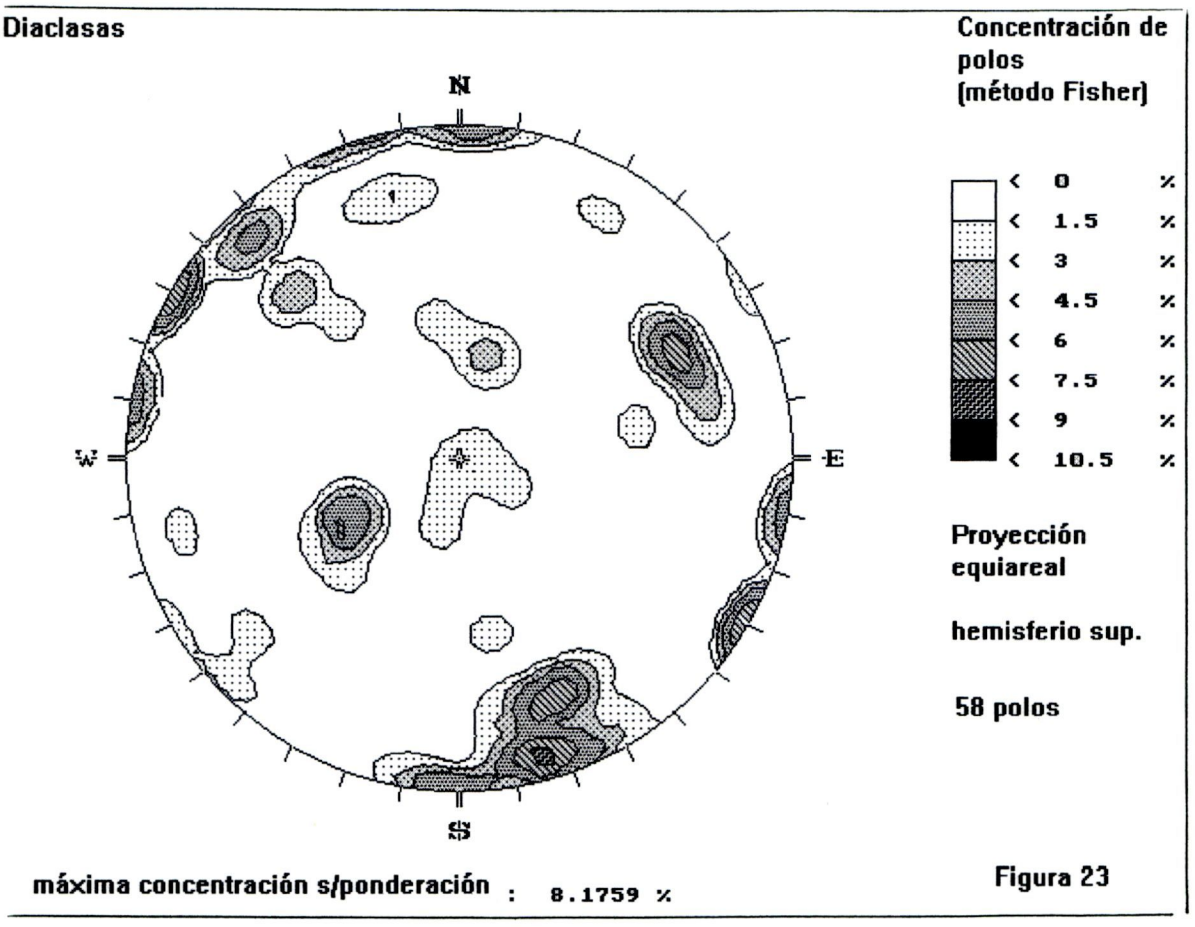


Figura 23

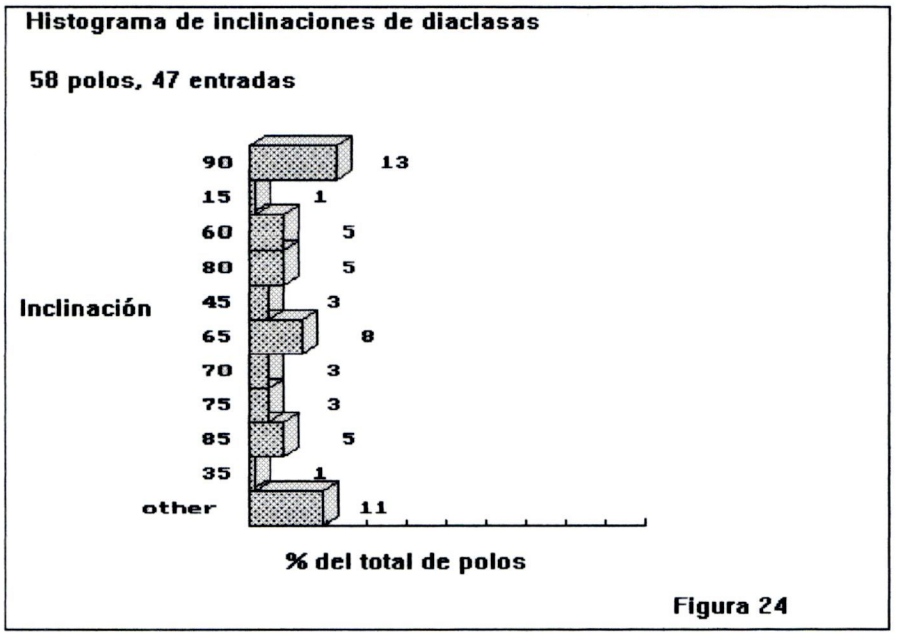


Figura 24

escasamente desarrollado D3. Respecto a la faja de los Esquistos de Altautina no se puede establecer con claridad si fueron afectados por el episodio metamórfico principal ya que están en contacto tectónico con las metamorfitas de mayor grado, tienen menor deformación y carecen de filones pegmatíticos o aplíticos. Según Gordillo y Lencinas (1979) podrían pertenecer "a un episodio eopaleozoico de muy débil intensidad".

El emplazamiento de los stocks graníticos se orienta según la deformación generada por el dominio D2. Los cuerpos tienen formas, especialmente los del cerro San José y Cóndor Huasi, de orientación dominante NNO y lineaciones que marcan una pseudo-foliación en igual dirección que inducen a pensar en un emplazamiento sincinemático.

3.3.3 Fallamiento postmetamórfico

El fallamiento que se produjo luego de la cratonización del basamento refleja claramente lo que muchos autores han mencionado, esto es la marcada influencia de las estructuras metamórficas adquieriendo así carácterísticas regmáticas. La falla regional que levanta la Sierra de Altautina (y continúa en la Sierra de Pocho) responde a las carácterísticas generales de los principales lineamientos que conformaron estas montañas en bloques, tanto en su orientación como en su caracater inverso. Su orientación es NNO aunque sufre una suave desviación hacia el ONO a la altura del bloque cuarcítico para retomar su rumbo a la altura del cerro Salado. Su escarpa de falla (Fig. 25) representa un desnivel de 250 metros. Otras fallas de considerable extensión resultan



Figura I-25. Escarpa de la falla de la Sierra de Altautina. Foto tomada de NO a SE. Al fondo Sa. Grande.

paralelas a la principal y constituyen el borde occidental de los afloramientos de los llamados Esquistos de Altautina, en el bloque inferior de la falla principal, como así también el flanco occidental de la Sierra de Santa Rita. Inmediatamente al este del área Kraemer et al. (1993) estudiaron en detalle la falla de Nono concluyendo que es el producto de dos deformaciones, la primera en el Plioceno habría sido de bajo ángulo en tanto que a su reactivación en el Pleistoceno concurrieron efectos de rotación que generaron el alto ángulo que posee.

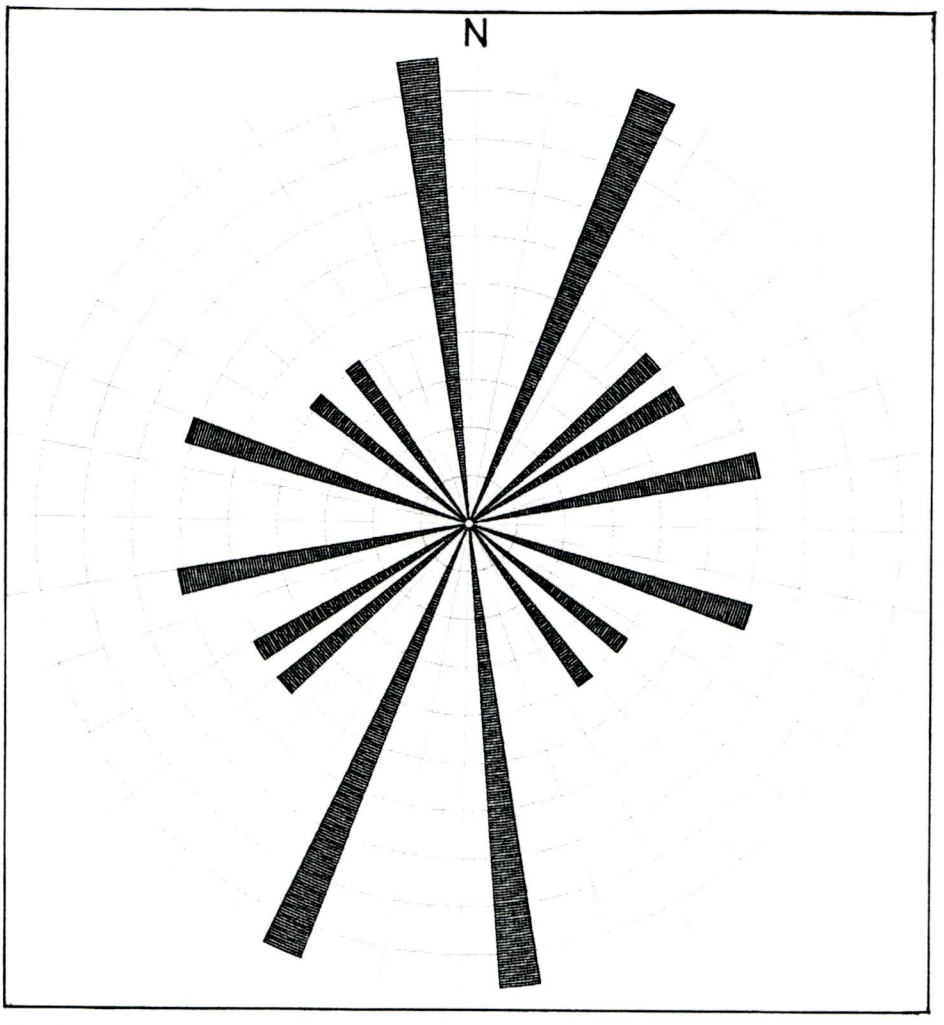


Figura I-26. Diagrama de rosas de las fallas mayores.

El resto del fallamiento de distribución regional es observable en el mapa geológico, aunque un mejor detalle del mismo se obtuvo analizando la red de drenaje en los fotogramas. Sobre la base de más de cien determinaciones de direcciones en el drenaje se confeccionó la rosa de la figura I-26. Las direcciones de mayor representación resultan la NNO y NNE, le sigue la NE, luego las orientaciones ENE y ONO y por último en menor cantidad la NO. Es evidente, como lo señalaran tantos autores, que las deformaciones del basamento plutónico-metamórfico han controlado gran parte del fallamiento.

En la zona septentrional de la Sierra de Altautina prevalecen los rumbos meridionales y los de dirección NO-SE son minoritarios. Las porciones centrales de la serranía y en especial las regiones vecinas al arroyo Altautina, desde sus nacientes hasta la salida al llano, están afectadas por fallas E-O (quebrada de Altautina), meridionales y NO-SE

A escala local , y como producto del alivio a las deformaciones impresas en rocas de mayor competencia, se observa una fracturación de variada orientación que será abordado en la descripción de las zonas mineralizadas.

Capítulo II
PETROLOGÍA

CAPITULO II
PETROLOGIA

En este capítulo se presentan las descripciones litológicas macro y microscópicas (220 secciónes delgadas y 30 pulidas), composición química de los diferentes tipos como así también evaluaciones geoquímicas e interpretaciones de probables protolitos.

Los análisis químicos fueron realizados en tres laboratorios, habiéndose usado para control la repetición de dos muestras en todos ellos (W72 y W38). A continuación se detallan los laboratorios, muestras analizadas (*) y métodos utilizados.

ACTLABS (Activation Laboratories Ltd., Ancaster, Canadá): Los elementos mayoritarios se obtuvieron por Espectrometría de Emisión de Plasma (ICP-fusión); los elementos minoritarios Cu, Pb, Zn, Ag, Ni, Cd, Bi, V, Be mediante igual método (ICP-digestión total); Nb, Rb, Pb, Ga, Sn, S por Fluorescencia de Rayos X y los restantes elementos minoritarios como asi también Tierras Raras se analizaron a través de Activación Neutrónica.

Laboratorio del Instituto de Geología General y Aplicada de la Universidad de Munich, Alemania. Los análisis de elementos mayoritarios se efectuaron por Fluorescencia de rayos X, los elementos minoritarios por ICP y las tierras raras a través de ICP-AES.

LAQUIGE (Laboratorio de Química Geológica y Edafológica, Fecic-Conicet, Buenos Aires: Los análisis de SiO2 se obtuvieron por gravimetría y colorimetría del filtrado Al; Al_2O_3, CaO, MgO, MnO por absorción atómica; Na_2O y K_2O por fotometría de llama; Fe_2O_3, TiO_2, P_2O_5 por colorimetría y FeO, H_2O^+, H_2O^- pérdida por calcinación (gravimetría).

El procesamiento de los datos químicos y los gráficos (**) en que se expresan se realizaron con el programa NewPet (Daryl, 1993) de la Memorial University of Newfoundland, Department of Earth Sciences, Centre for Earth Resources Research. Los valores normativos (condritos, manto primitivo y MORB) utilizados para tierras raras y diagramas normalizados y extendidos de multielementos son los de Taylor y McLennan (1985) y Sun (1980). En los casos en que se utilice otra normalización será indicada.

*Muestras analizadas en los distintos laboratorios:
-ACTLAB: W22, W38, W40, W45, W68, W74, W108, W113, W118, W211, WES.
-Instituto de Geología General y Aplicada, Univ. de Munich: W8, W19, W32, W36, W37, W28, W57, W63, W66, W72, W72bis, W75bis, W85, W87, W95, W402, W410.
-LAQUIGE: W13, W47, W58.

**Los gráficos presentados en diagramas triangulares, que debieran ser triángulos equiláteros, presentan un pequeño achatamiento debido a incompatibilidad de impresora. No obstante, los campos y representaciones no se encuentran alterados.

1- ESQUISTOS Y GNEISES MIGMATIZADOS

Los esquistos y gneises migmatizados presentan coloración generalmente grisácea oscura pero tambien es frecuente observar tonos claros, verdosos, rosados y castaños. El grano fino a medio con foliación marcada es característica para los esquistos, y el grano grueso a muy grueso para los gneises con estructuras desde nebulosas hasta del tipo "augen gneis". Otros elementos que los diferencian son la mayor abundancia de feldespato en los gneises y de segregados félsicos en los esquistos.

Los **esquistos biotíticos** desarrollan una marcada esquistosidad que a su vez sirve para observar la superposición de deformaciones a través de plegamientos de escala meso y microscópica que responden a similares deformaciones regionales. Es muy frecuente que estas superposiciones deformacionales generen figuras de interferencia (Dalla Salda, 1987) las que son claramente visibles en los segregados félsicos, tanto en observaciones de campo como microscópicas (Fig. II-2 y II-3). A ojo desnudo los esquistos de grano fino suelen mostrar un marcado bandeamiento con porciones composicionalmente claras y otras muy micáceas, mientras que los de grano grueso resaltan por el brillo micáceo en las estructuras planares.

Microscópicamente los esquistos presentan textura granoblástica alternando con granolepidoblástica para las porciones en las cuales los minerales laminares desarrollan marcadas orientaciones preferenciales. Las deformaciones mencionadas son también observables como microplegamientos, generalmente armónicos o como texturas de tendencia oftálmica que no llegan a definir un clivaje de crenulación. Las segregaciones félsicas (de hasta 0,5 cm) acompañan las deformaciones, aunque su competencia diferencial, genera frecuentemente morfologías pseudo "boudinage" con sigmoides, acuñamientos y claras figuras de interferencia como las de tipo media luna (Fig. II-3). La composición mineralógica promedio contiene un 60% de minerales claros, esencialmente cuarzo y minoritaria plagioclasa (oligoclasa-andesina). El 40 % restante lo constituyen filosilicatos con proporciones ligeramente superiores de biotita respecto de muscovita. Otros componentes frecuentes son granate almandínico y turmalina. Como accesorios normalmente se encuentran apatita, circón, turmalina, ocasionalmente titanita, epidoto, pirita y raramente nidos de sillimanita fibrosa. La cloritización de la biotita es un fenómeno retrógrado frecuentemente observado.

El cuarzo y plagioclasa conforman mosaicos generalmente equigranulares con puntos triples muy frecuentes y tambien constituyen una fina mesostasis en las bandas oscuras sobre las que se disponen alineadamente las folias de micas. La extinción de tipo fragmentosa es característica en el cuarzo. Las plagioclasas están escasamente sericitizadas. Las micas presentan un buen grado de cristalización con láminas de muscovita flexuradas. La biotita evidencia recristalización postcinemática (post D2 o D3 ?) a juzgar por los frecuentes arcos poligonales (Fig. II-4) que desarrolla siguiendo lineaciones de microplegamientos anteriores ("arete de poisson" de Bard, 1980). La biotita se presenta con su color y pleocroísmo normal y muy raramente es verde grisácea, cuando presenta una composición más flogopítica. Los procesos de cloritización son muy frecuentes pero no intensos. En los esquistos cercanos a las rocas del piso de la mina La Carlota es el único sitio donde se ha observado biotita neoformada con el típico aspecto del producto de alteración hidrotermal.

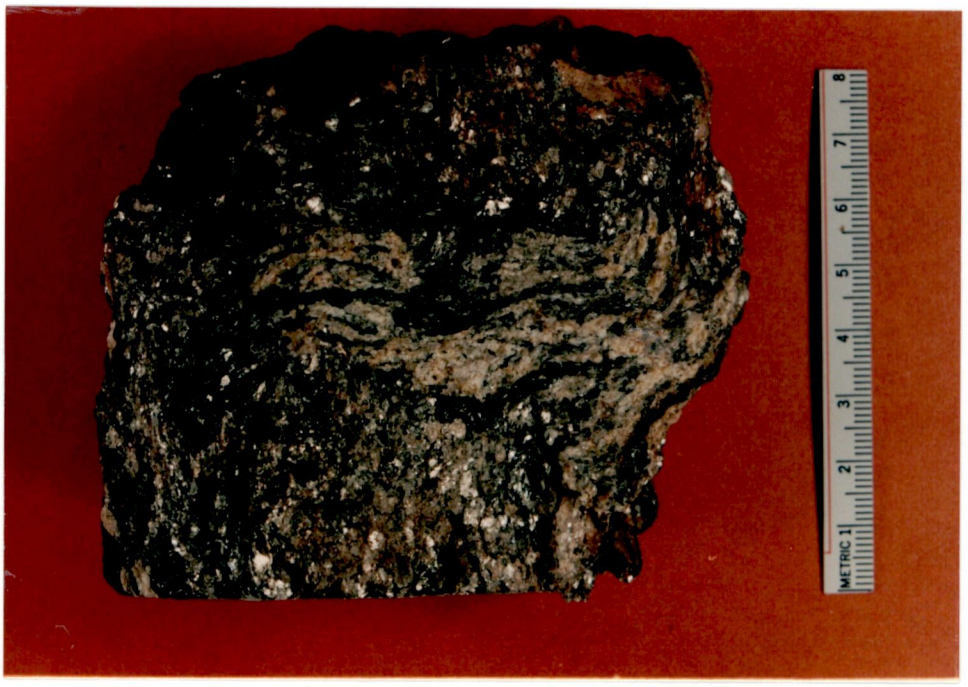


Figura II-1- Gneises migmatíticos.



Figura II-2- Figura de interferencia en esquistos migmatizados

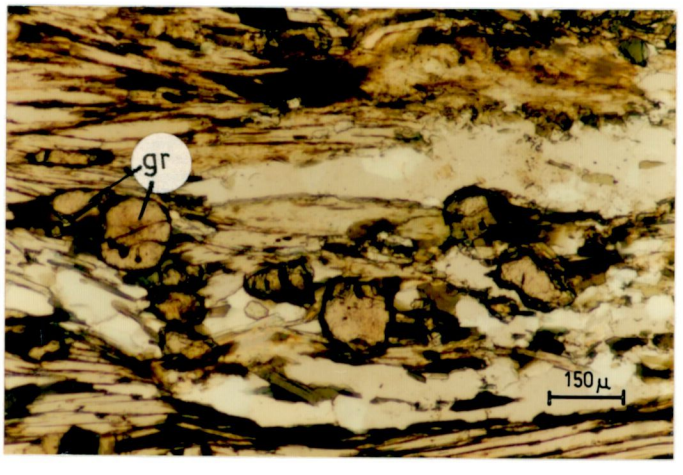


Figura II-3- Imagen microscópica (Pol ||)- Esquisto biotítico almandínico y segregaciones félsicas.

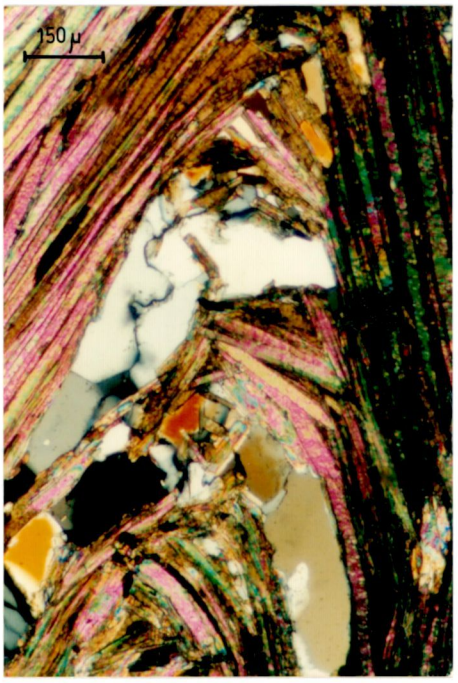


Figura II-4- Imagen microscópica (Pol. X)- Esquisto biotítico. Biotita en arco poligonizado y segregación silícea formando figura en "media luna"

Granate de composición dominante almandínica, con las siguientes proporciones moleculares Alm 56%, Sp 31 %, Pi 8.40 %, Gross 3.87% se encuentra con cierta frecuencia en los esquistos biotíticos, concentrados en las franjas biotíticas y alcanzando un tamaño máximo de 300 micrones. La zonación química es casi nula y de tipo directa con una muy ligera disminución del MnO hacia los bordes (ver Cap. 3)). Los cristales de granate se presentan con diferentes aspectos: color rosado amarillento, con suave elongación según el plano principal de esquistosidad, en porfiroblastos dentro de arcos poligonales de biotita, fracturados y rotados (Fig. II-3), con inclusiones poiquilíticas cuando desarrollan mayores tamaños y escasamente helicítico (Fig. II-5). Los granates han cristalizado en condiciones estáticas, antes de la deformación D2 o D3 pero con mayor frecuencia lo hicieron sincinemáticamente con ellas. El reemplazo retrógrado a biotita o clorita es muy escaso.

Los minerales accesorios se distribuyen entre los componentes mayoritarios. La turmalina suele ser abundante (ver esquistos turmalínicos), en cuanto a epidoto y titanita son accesorios que sólo están presentes cuando el esquisto se encuentra en las proximidades de contactos con anfibolitas o rocas calcosilicáticas.

En varios lugares existen bancos, que no superan algunas decenas de centímetros de espesor y que en el área resulta difícil definir si pertenecen a un único nivel, en los cuales los esquistos biotíticos al ser observados microscópicamente poseen algunos elementos que permiten suponer una participación volcánica en sus protolitos. Estos son: fenoblastos compuestos de un fino agregado de cuarzo y feldespato alcalino levemente sericitizado en los cuales se insinúan líneas de fluidalidad; llamativos fenoblastos de albita muy frescas, macladas, con frecuente zonación que suelen estar rotados y acompañados de cuarzo triturado conformando colas de presión a su alrededor (Fig. II-6). Los elementos descriptos y también agregados de cuarzo, conforman lentillas, producto de las deformaciones superpuestas, que están alineadas según la esquistosidad principal. Este conjunto lenticular es acompañado minoritariamente por un agregado fino lepidoblástico de muscovita, biotita y clorita que en definitiva conforman una roca muy esquistosa pero con escasa presencia de minerales ferromagnesianos. Rocas similares textural y mineralógicamente son descriptas por Yardley et al. (1989) como provenientes del metamorfismo de sedimentos volcanogénicos o flujos lávicos.

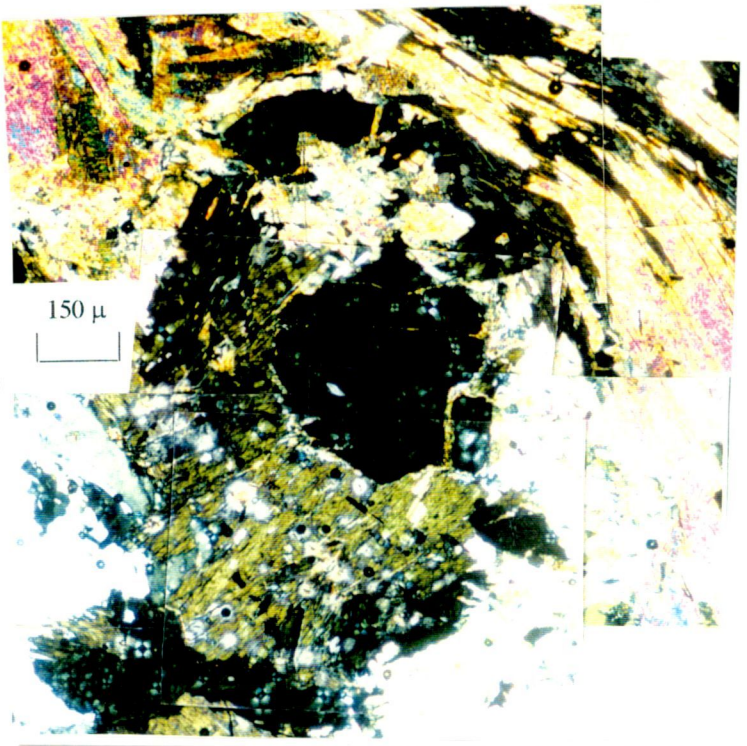


Figura II-5.- Imagen microscópica (Pol X)- Granate helicítico en esquisto biotítico.

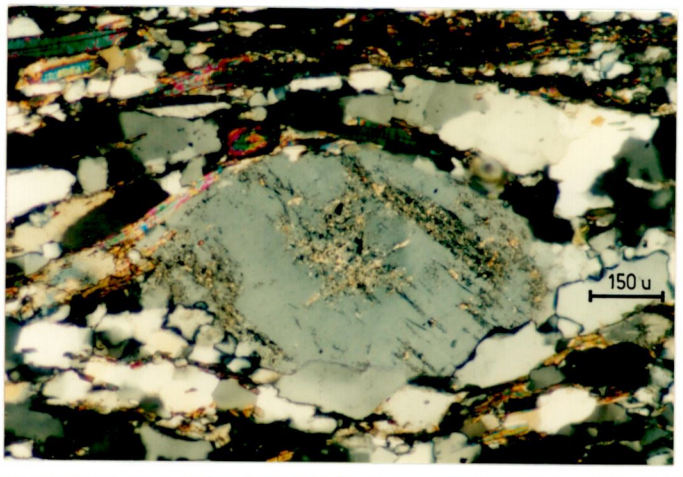


Figura II-6- Imagen microscópica (Pol X). Fenoblastos de albita con escasa sericitización, rotado, con "colas de presión" de cuarzo triturado y muscovita.



Figura II-8- Gneis biotítico con textura pseudooftálmica.

Las abundantes segregaciones finas de cuarzo-feldespato alcalino, o sólo cuarzo, son en general paralelas a las estructuras planares de la roca y acompañan sus deformaciones. En los bordes de estas venillas se produce con frecuencia una mayor concentración de biotita en el esquisto. En los casos en que portan feldespato, éste siempre es minoritario y generalmente argilitizado llamando la atención las formas lenticulares ("schlieren") paralelas a la esquistosidad principal que adoptan los feldespatos alterados. El cuarzo por su parte se observa en agregados granulares de mayor tamaño que el de los esquistos, con escasa extinción fragmentosa y con abundantes inclusiones fluídas alineadas. Sillimanita acicular, en nidos, se ha observado dentro de segregaciones de cuarzo.

Los **gneises biotíticos** poseen grano grueso a muy grueso y textura granoblástica inequigranular, en ocasiones definiendo texturas pseudooftálmicas (Fig. II-8). Mineralógicamente se componen de fenoblatos de cuarzo, abundante plagioclasa algo sericitizada (albita/oligoclasa), microclino en menor proporción que plagioclasa. La biotita parcialmente cloritizada, y la muy escasa muscovita se disponen en haces paralelos que rodean los fenoblastos ya señalados. Comoaccesorios se hallan apatita, circón, escasa titanita y sillimanita. El cuarzo se observa con leve extinción ondulosa y las micas se acomodan en torno de "ojos" félsicos. Las segregaciones félsicas tienen características similares a las descriptas para los esquistos aunque en los gneises son muy escasas y resultan de grano más fino que la roca. Tanto la textura como la mineralogía sugieren un protolito diferente al de los esquistos. Se han observado algunas segregaciones de tipo micropegmatíticas con presencia de texturas gráficas .

1.1-Análisis químicos

Los resultados de los análisis químicos y evaluación de sus resultados se realiza en forma conjunta con los de las metacuarcitas (ver punto 2.1).

2-METACUARCITAS MICÁCEAS

Estas metamorfitas se encuentran intercaladas entre esquistos biotíticos, en niveles de escasa potencia (hasta 5 metros) a la altura de la mina El Salto, acompañando el plegamiento del lugar. Su mayor expresión se halla en las inmediaciones de la falla que limita el borde occidental de la Sierra de Altautina y en el borde oriental de la Sierra de Santa Rita. Se trata de rocas gris claro a medio, blanquecinas, pardo rosadas, de grano medio a fino con fractura cuarcítica y con una exfolición en lajas gruesas y conspicuo diaclasamiento. Al igual que el resto de las rocas metamórficas estan afectadas por las mismas deformaciones, ocasionalmente también se observan segregaciones cuarzo-feldespáticas que ponen en evidencia las deformaciones con más claridad que las propias cuarcitas.

Microscópicamente, la textura es granoblástica equi o inequigranular. El componente dominante es cuarzo (95 a 99%) y el resto plagioclasa (oligoclasa) y en menor cantidad microclino, que en su conjunto constituyen la mesostasis sobre la que se distribuyen muscovita y biotita con orientación preferencial paralela a la foliación general. Como accesorios muy minoritarios se encuentran apatita, circón y raramente pirita. El cuarzo con extinción ondulante se encuentra poligonizado, junto a los feldespatos, con presencia de puntos triples. Las plagioclasas están suavemente sericitizadas pero el microclino normalmente es fresco. La cloritización de la biotita es

escasa. Las segregaciones de félsicos presentan similares características a las descriptas para los esquistos biotíticos.

2.1-Composición Química

En el cuadro II-1 se presentan los resultados de los análisis químicos de esquistos, gneises y metacuarcitas. Las muestras analizadas y la zona a la que pertenecen son las siguientes:
-W38 (mina La Carlota); W68 (mina Esperanza): esquistos biotíticos;
-W95 (mina La Gringa): esquisto biotítico c/abundante turmalina;
-W113 (mina Hércules); W118 (mina La Rubia Norte): gneises.
-W8 (mina El Salto); W19 (mina El Salto): cuarcitas.

Los valores de Si, Al, Fe (% peso atómico) se han volcado en el diagrama triangular de Moore y Dennen (1970) para clasificación de sedimentos clásticos (Fig. II-10). En el triángulo las rocas se ubican en los campos de areniscas, grauvacas y lutitas, apartándose ligeramente del triángulo interno definido por estos autores como área ideal, en este gráfico, para los distintos sedimentos. Las muestras que se ubican en el campo de las grauvacas (W38 y W95) representan a los esquistos de mayor distribución areal, en tanto la roca en el campo de las lutitas (W113) corresponde al típico gneis del área que en el mapa de la figura se señala con predominio de esta litología. Se observa que esta última roca es la que más se aparta del triángulo ideal para sedimentos, haciéndolo hacia un campo de mayor contenido en Al indicando un probable origen ígneo de tendencia granítica (ver curva granito-basalto en el triángulo). Esta misma litología es la que presenta microtexturas que llevan a pensar en una fábrica plutónica inicial. La roca W118, otro típico gneis, se ubica en el campo de las areniscas por su elevado contenido en SiO_2 debido a la abundancia de segregaciones silíceas que la caracterizan.

Los cálculos normativos de los esquistos, gneises y metacuarcitas los ubican en el campo de los granitos (Fig. II-11) en el triángulo anortita-albita-ortoclasa de Elthon (en Daryl, 1993). De acuerdo a ello correspondería la denominación de esquistos y/o gneises graníticos.

El diagrama extendido de multielementos (Fig. II-12) de estas rocas presenta un diseño semejante al del compuesto lutítico de América del Norte (NASC: North American shale composite, (Gromet et al., 1984) y también al de arenas cuarzosas promedio del Fanerozoico (AvPhqzar, Boryta y Condie, 1990) que se observa en la figura II-13. Sin embargo, las muestras de la Sierra de Altautina poseen un empobrecimiento adicional en Pb que, sumado al del Sr, indicarían sedimentos muy arcillosos sin contenido carbonático. En el empobrecimiento en Sr otro factor que ha contribuído es, seguramente, la lixiviación por meteorización.

En las figuras II-14 y II-15 se muestra el diseño de tierras raras normalizado a condritos para estas rocas, como así también el patrón similar que ofrecen tanto las lutitas NASC (Gromet et al., 1984) como las areniscas del Fanerozoico (Boryta y Condie, 1990). Es destacable que el enriquecimiento que se observa en TR livianas no se corresponde con el agua de mar que está enriquecida en TR pesadas, ni tampoco se observa la anomalía negativa de Ce que también caracteriza las aguas marinas (Rollinson, 1993). Es posible, por lo tanto, suponer un claro predominio de sedimentos terrígenos en los protolitos de estas rocas.

La información química permite denominar a estas rocas como esquistos y gneises graníticos. Los protolitos corresponden a grauvacas, areniscas y lutitas sin contenidos carbonáticos y resulta descartable una importante participación del agua de mar. En el caso de lo gneises se podría asumir, en función de sus microtexturas como de su ubicación en el diagrama de Moore y Dennen (1970), un protolito ígneo granítico.

-CUADRO II-1-

óxidos %	W38	W68	W95	W113	W118
SiO_2	64.83	81.89	62.79	56.40	84.47
Al_2O_3	15.21	8.34	15.63	20.42	7.73
Fe_2O_3	7.63	2.20	7.06	4.93	1.82
MnO	0.09	0.03	0.11	0.19	0.03
MgO	2.76	0.75	3.97	3.78	0.59
CaO	0.64	0.85	1.99	2.17	0.67
Na_2O	0.91	2.29	2.76	4.98	1.33
K_2O	5.17	1.66	3.14	4.05	1.88
TiO_2	0.69	0.31	0.94	0.50	0.25
P_2O_5	0.07	0.11	0.26	0.14	0.08
Pérd.calc.	2.25	0.69		1.82	0.81
Total	100.55	99.12		99.40	99.60
H_2O^+	0.39	0.10		0.15	0.03
H_2O^-	0.07	0.20		0.21	0.23

elem. ppm	W38	W68	W95	W113	W118
Ba	647	319	436	296	393
Sr	37	98	166	196	85
Y	26	18	34	13	19
Zr	127	127	240	363	135
Cu	133	20	6	37	17
Pb	23	19	10	23	21
Zn	185	76	---	293	23
Ag	1.5	<0.4	---	0.6	<0.4
Ni	29	18	63	54	12
Cd	1.9	<0.5	---	<0.5	<0.5
Bi	<5	<5	---	<5	<5
V	76	29	109	102	29
Be	3	3	---	29	<2
Au ppb	<5	6	---	<5	<5
As	<2	5	---	8	<2
Br	<1	<1	---	<1	<1
Co	14	5	20	4	6
Cr	260	30	490	170	300
Cs	54	12	---	160	2.8
Hf	3.5	4.3	---	9.7	4.4
Hg	<1	<1	---	<1	<1

Ir	<5	<5	---	<5	<5
Mo	5	<5	---	<5	<5
Rb	184	68	238	512	50
Sb	1.4	1.0	---	3.1	3.4
Sc	17	4.6	0	10	4.9
Se	4	<3	---	<3	<3
Ta	2	<1	---	<1	<1
Th	17	5.5	11	7.8	5.4
U	2.6	1.5	---	1.4	1.4

T.R. ppm	W38	W68	W95	W113	W115
La	51.0	17.7	30	25.9	16.8
Ce	84	36	124	57	37
Nd	40	20	---	21	14
Sm	7.1	3.2	---	4.1	2.8
Eu	1.3	0.8	---	1.0	0.7
Tb	0.9	0.5	---	<0.5	0.6
Yb	3.1	1.9	---	1.4	1.8
Lu	0.43	0.27	---	0.18	0.27

óxidos % en peso	W8	W19	**elem.ppm**	W8	W19
SiO_2	83.69	85.16	Rb	70	175
Al_2O_3	7.69	7.44	Ba	401	372
Fe_2O_3	2.32	1.78	Pb	7	7
MnO	0.03	0.03	Sr	58	99
MgO	0.86	0.56	La	4	0
CaO	0.73	0.38	Ce	28	55
Na_2O	1.57	1.93	Y	16	5
K_2O	1.79	1.77	Th	13	5
TiO_2	0.37	0.28	Zr	215	176
P_2O_5	0.09	0.08	Cu	31	2
Pérd. calc.	0.85	0.59	Co	8	1
			Ni	28	25
			V	39	25
			Cr	566	541
			Sc	0	0

Los elevados, y variables, contenidos de Cr que se observan en el cuadro II-1 se estima que obedecen a contaminación durante la molienda de las muestras.

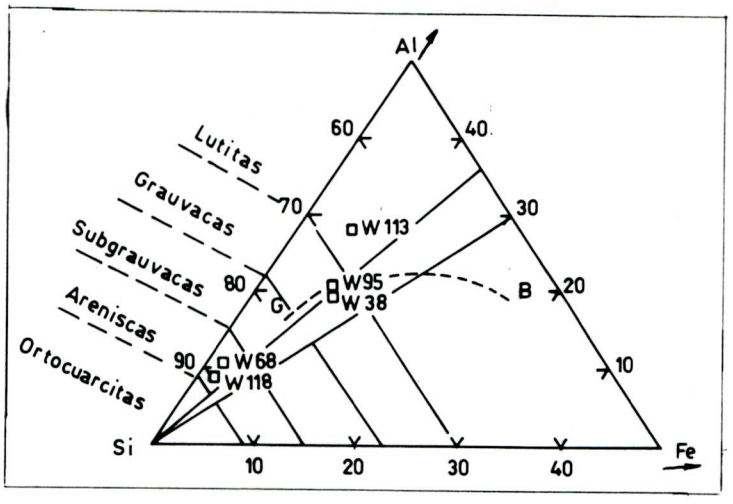


Figura II-10-Diagrama Si-Al-Fe (% peso atómico) para sedimentos clásticos. La línea G-B señala el rango composicional de granitos-basaltos. (Moore y Dennen, 1970)

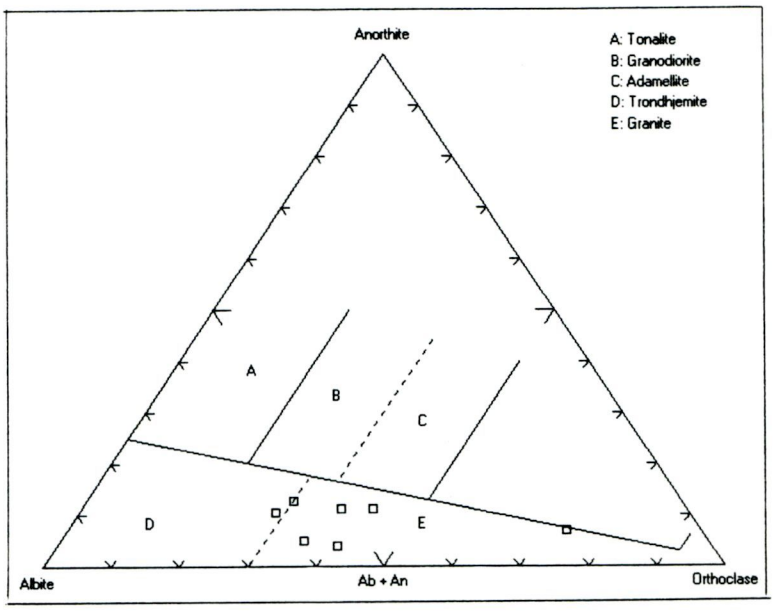


Fig. II-11- Diagrama normativo Ab-An-Or de Elthon (en Daryl, 1993) p/esquistos y cuarcitas

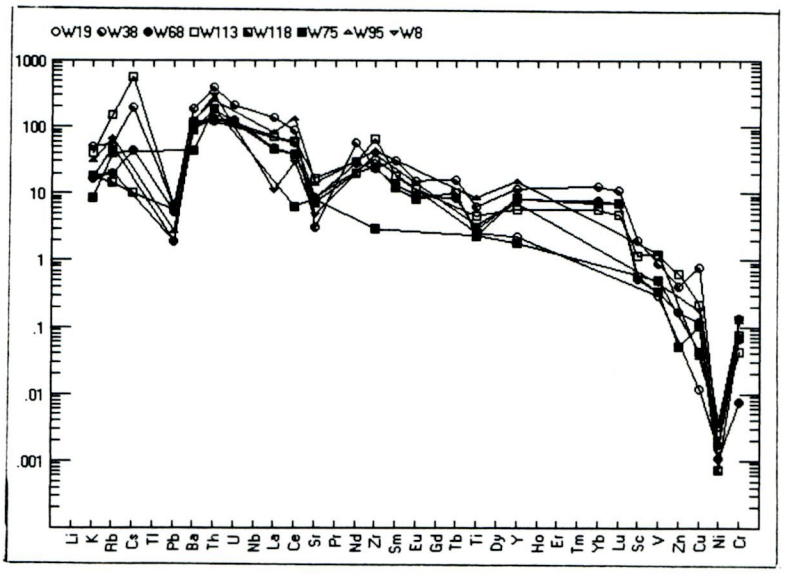


Figura II-12- "Spider"/ condritos de esquistos, gneises y cuarcitas

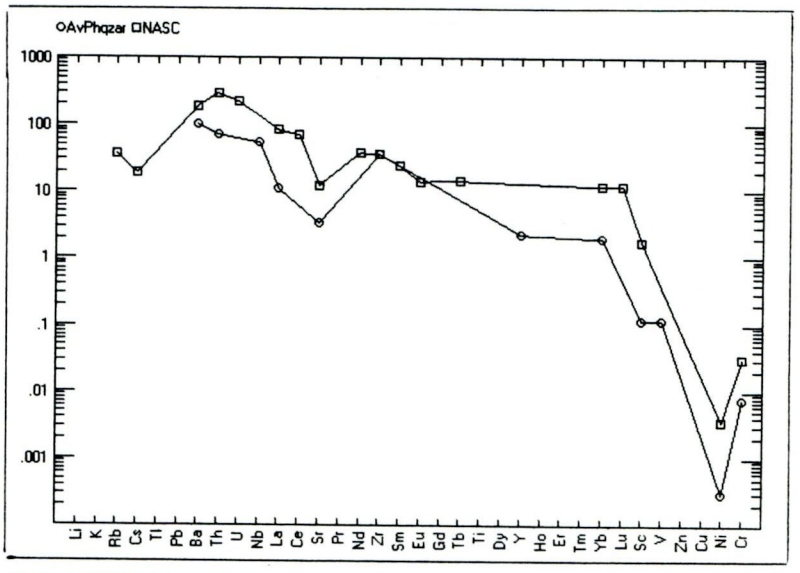


Figura II-13- "Spider" de NASC y AvPhqzar / condritos.

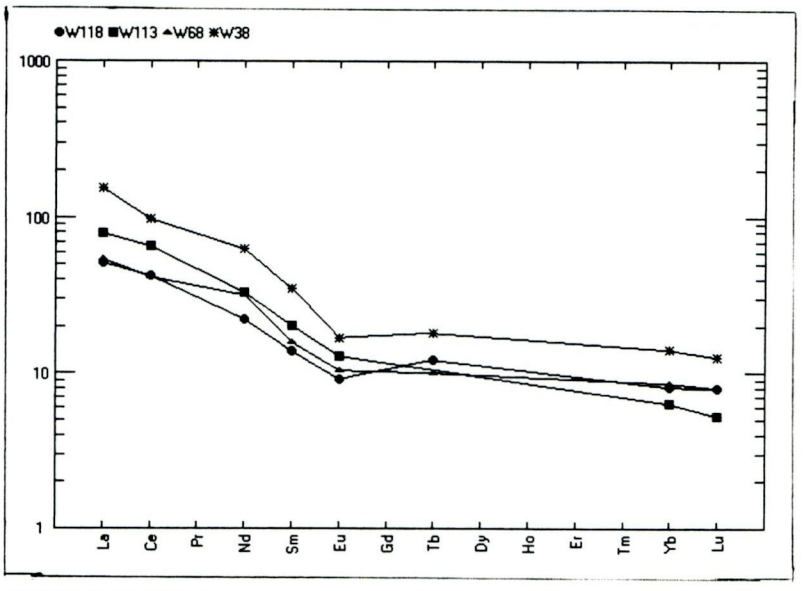


Figura II-14-.Diseño de Tierras Raras de esquistos/ condritos.

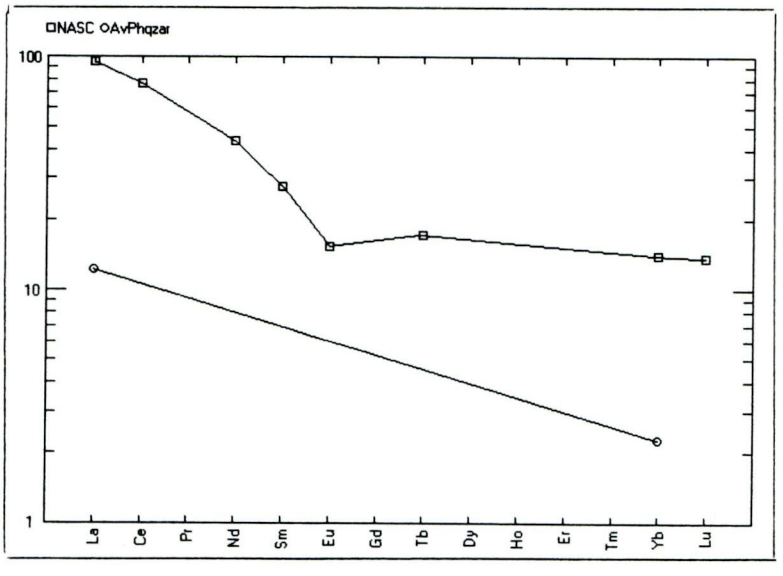


Figura II-15. Diseño de TR de NASC y AvPhqzar/ condritos

3-ANFIBOLITAS

Estas rocas se han hallado intercaladas entre los esquistos-gneises de la zona en bancos que no superan los 2 m de espesor y más generalmente asociadas a lentes calcosilicáticos y mármoles. Pueden ser divididas en dos subtipos que aquí se denominan anfibolitas 1 y 2.

-Anfibolitas 1-

Son rocas de coloración general gris verdosa, con bandeamiento fino dado por alternancia de bandas milimétricas oscuras y claras, con foliación ligeramente marcada (Fig. II-16). Megascópicamente presentan un tamaño de grano medio a fino. Se han hallado intercaladas entre gneises biotíticos, en asociación con delgados (centimétricos) niveles de rocas calcosilicáticas o en contacto con los bancos más potentes de anfibolitas 2 o rocas calcosilicáticas.

La textura observada microscópicamente es granonematoblástica y nematoblástica, con bandeamiento composicional. Mineralógicamente son sencillas, las bandas claras se componen de andesina en estado muy fresco y escaso cuarzo (Fig. II-17). Las oscuras se integran por una hornblenda s.l. de tendencia tschermakítica-edenítica (ver Capítulo 3). Los cristales son tabulares gruesos e hipidiomorfos. La mineralogía se completa con los siguientes componentes accesorios: zoisita-clinozoisita retrógradas, magnetita parcialmente martitizada, y escasas titanita, ilmenita y pirita.

-Anfibolitas 2-

Este tipo se ha encontrado siempre en contacto con rocas calcosilicáticas y posee un tamaño de grano más grueso, coloración verde oscuro muy característica, débil foliación a macizas. Presentan intercalaciones de bandas discontínuas (1 a 3 cm), paralelas a la foliación regional y color verde amarillento (Fig. II-18), en las cuales se suelen observar cristales de epidoto de hasta 1 cm de largo. Tambien suelen caracterizarlas la presencia de cubos de pirita diseminados a lo largo de niveles definidos y con tamaños considerables (hasta 1cm).

La escala microscópica muestra una textura granoblástica, en ocasiones granonematoblástica. Sus minerales dominantes son hornblenda s.l., zoisita-clinozoisita y escaso cuarzo. Como minerales accesorios se encuentran: tremolita en cantidades variables, en ocasiones bastante abundante, andesina, prehenita, biotita, clorita, apatita , titanita, magnetita parcialmente martitizada, ilmenita, rutilo y pirita.



Figura II-16. Anfibolita -1.

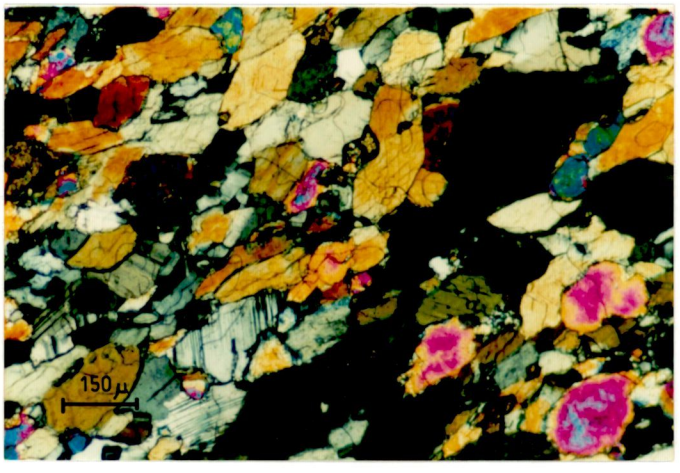


Figura II-17. Imagen microscópica de anfibolita-1 (Pol X) Hornblenda, plagioclasas.



Figura II-18- Anfibolita-2, bandas claras de epidoto

3.1-Composición Química

Los análisis químicos (Cuadro II-2) se han realizado en los dos tipos de anfibolitas descriptas. Entre las anfibolitas del tipo 2 la muestra W32 presenta mayor abundancia de tremolita que la W13.
Muestras analizadas: W211: anf.1 W32, W13: anf.2.

En base a los contenidos de elementos mayoritarios y trazas se han graficado estas muestras en los diagramas de Le Maitre (1989), SiO_2 vs $Na_2O + K_2O$, Irvine y Baragar (1971) FeO -Na_2O+K_2O - MgO; Miyashiro (1974) FeO/MgO vs SiO_2 y en el diagrama de discriminación para basaltos, Zr-P_2O_5 , de Winchester y Floyd (1976). Estos diagramas se encuentran en las figuras II-19, II-20, II-21 y II-22. A pesar de las variaciones en álcalis propias de los procesos de diagénesis, metamorfismo y alteración, los diagramas que no los incluyen coinciden en su ubicación como basaltos tholeíticos. Estas variaciones en los álcalis generan, por ejemplo, que la muestra W32 en el diagrama de Irvine y Baragar (1971) se ubique en el límite con el campo calcoalcalino, ligeramente dentro del mismo. Entre los elementos trazas se destacan valores elevados de Cr, Ni y Co.

Las anfibolitas 1 y 2 se diferencian por sus contenidos en CaO, K_2O y Rb. Hart y Mawalk (1970) demostraron que enriquecimientos en K_2O, Rb y Cs son los que ocurren en basaltos que han sido afectados por alteración submarina. De igual modo Humphris y Thompson (1979) indican que una alteración por agua de mar genera que los basaltos sufran una disminución de sus contenidos de SiO_2 y CaO. Estos efectos parecen observarse entre las anfibolitas 1 y 2 aquí presentadas, aunque no respecto al Cs. En referencia a las tierras raras, Nyström (1984) demostró que una alteración submarina sobre rocas volcánicas genera una disminución de hasta un 75 % en su contenido. Este efecto no se observa en las anfibolitas de la Sierra de Altautina como se vera más adelante.

Los magmas tholeíticos se pueden dividir según los elementos incompatibles y realizar relaciones tectónicas. Diversos autores han encarado esta discriminación, entre ellos Saunders (1984). Según este criterio los basaltos tholeíticos normales (N) están deprimidos en elementos incompatibles (respecto a condritos) y se ubican en dorsales oceánicas; los basaltos tholeíticos tipo E están enriquecidos en incompatibles con una alta relación entre los elementos más incompatibles respecto de los de menor incompatibilidad y corresponden a "hot spots" o plumas. Situaciones intermedias, en cuanto a los elementos incompatibles, corresponden a basaltos transicionales (T) entre N y E.

En el diagrama extendido normalizado a condritos (Fig. II-23) se observa que la relación entre los elementos de alta y baja incompatibilidad es muy aplanada, excepto la muestra W32 en donde los más móviles parecerían reflejar la acción de fases fluidas. El enriquecimiento es unas 10 veces mayor, como el que se señala (Saunders y Tarney, 1984) para los basaltos de dorsales oceánicas (MORB) sin embargo no presentan decrecimientos notorios en Ba, Rb, Th y Nb como señalan esos mismos autores (ver Fig. II-25). Las anomalías negativas en los metales de transición son las normales (Longmuir et al. 1977) para los MORB. En el diagrama de multielementos (Fig. II-24) , normalizados a MORB, los elementos que se apartan notoriamente son los mas móviles e incompatibles reflejando nuevamente el comportamiento de la fase fluida. A los efectos de una

CUADRO II-2

òxidos %	W211	W32	W13
SiO_2	48.02	49.72	45.21
Al_2O_3	14.99	16.13	9.45
Fe_2O_3	10.65	8.973	16.65
MnO	0.18	0.23	0.27
MgO	8.39	8.06	11.40
CaO	13.09	10.4	12.34
Na_2O	2.06	2.39	0.70
K_2O	0.26	1.11	0.80
TiO_2	1.27	1.09	0.51
P_2O_5	0.09	0.106	0.20
Pérd. calc.	1.44		
Total	100.44	98.333	
H_2O^+	0.19		1.20
H_2O^-	0.30		0.10

elem. ppm	W211	W32	W13	TR ppm	W211	W32
Ba	9	134		La	2.3	2.89
Sr	140	134		Ce	10	8.55
Y	32	26.3		Pr	---	1.22
Zr	84	89.5		Nd	7	6.21
Cu	33	33.6		Sm	2.7	2.25
Pb	6	8.92		Eu	1.0	0.74
Zn	68	155		Gd	---	4.22
Ag	0.5	---		Tb	0.9	---
Ni	168	134		Dy	---	3.85
Cd	<0.5	---		Ho	---	0.67
Bi	<5	---		Er	---	2.50
V	196	212		Yb	3.3	2.38
Be	<2	---		Lu	0.41	0.30
Co	43	37.2				
Cr	390	349				
Cs	2.0	---				
Hf	2.2	1.67				
Hg	<1	---				
Ir	<5	---				
Mo	<5	---				
Rb	<10	---				
Sb	2.1	---				
Sc	39	30.2				
Ta	<1	1.04				
Th	<0.5	1.29				
U	<0.5	1.57				
Ga	16	17.6	Pb	6	8.74	
Nb	2	2.27	Sn	<5	---	

Rb	<2	8.92				

mejor comparación en la distribución de multielementos se presenta el siguiente diagrama (Fig. II-25) normalizado a los valores de meteoritos condríticos de Thompson (1982) en el cual se incluyen los valores promedio de MORB tipo N (Saunders y Tarney, 1984) y del promedio para basaltos de islas oceánicas, OIB, de Sun (1980). Como se puede apreciar la anfibolita del tipo 1 (w211) presenta un diseño de gran semejanza con el de MORB-N excepto para el K. La anfibolita tipo 2 (w32) se aparta del MORB-N en K y Ta.

El diseño de los contenidos de tierras raras normalizados a condritos se puede observar en la figura 26. El patrón presenta una interesante similitud con el de basaltos de arcos de islas. Para estas últimas (Wilson, 1993) observa un enriquecimiento entre 4 y 20 veces respecto a condritos, un muy escaso fraccionamiento y una débil anomalía en Eu. Las anfibolitas de la Sierra de Altautina presentan un diseño muy aplanado, indicando el escaso fraccionamiento, un enriquecimiento de unas 10 veces que, sumado a la débil anomalía en Eu, imprime la similitud con los basaltos tholeíticos de arcos de islas antes mencionados. El alto porcentaje de hornblenda probablemente es la que controla que la anomalía de Eu sea sólo débilmente negativa.

En la figura II-27 se puede observar la distribución de las T.R. en las anfibolitas, normalizadas al contenido típico de agua de mar (Condie et al. 1991). Es notorio su fraccionamiento, con enriquecimiento en TR pesadas, y la anomalía positiva de Ce absolutamente inversa a la característica anomalía negativa en este elemento que posee el agua de mar. Las anomalías positivas en Ce respecto al agua de mar son consideradas reflejos de aportes hidrotermales (ver comentarios sobre TR en mármoles de la Sierra de Altautina).

De las dos normalizaciones para las TR que se acaban de presentar es evidente que estas anfibolitas poseen un patrón de mayor afinidad con el de los condritos que respecto al agua de mar. En este último caso se adiciona la anomalía en Ce que remite a un aporte ígneo y favorece la interpretación de protolitos basálticos para las anfibolitas.

La ubicación geotectónica de estos protolitos basálticos en función de la información geoquímica resulta altamente riesgosa, debido a las escasas muestras que se han podido analizar y a evidencias contradictorias. No obstante se utilizaron algunos diagramas tectónicos que se comentan a continuación. En el diagrama de Meschede (1986, Fig. II-28) las dos muestras se ubican entre los basaltos de arcos volcánicos, que corresponde también a basaltos N-MORB. En el diagrama de Wood (1980, Fig. II-29) la única muestra que posee datos entra en el campo de los basaltos de intraplaca. El gráfico triangular de Mullen (1983, Fig. II-30) muestra a dos de las muestras dentro del campo de los basaltos tholeíticos de arco de islas en tanto la tercera dentro de los basaltos calcoalcalinos. La relación Zr - Zr/Y del gráfico de Pearce y Norry (1979, Fig. II-31) permite posicionar las anfibolitas dentro del campo de basaltos de arco de islas o MORB.

La información geoquímica reunida permite señalar como probables protolitos de las anfibolitas a basaltos tholeíticos. Algunos elementos, ya analizados, parecen indicar que las anfibolitas del tipo 2 corresponden a basaltos con alteración por agua de mar. Una situación similar es demostrada para la Sierra del Morro por Delakowitz et al. (1991). En favor de esta interpretación se debe recordar que las anfibolitas tipo 2 son las que se encuentran en el terreno asociadas a lentes calcáreas y rocas calcosilicáticas, es decir a protolitos de sedimentación química.

Los diagramas de multielementos normalizados a condritos tambien indican acción de fluidos y características de basaltos tholeíticos MORB tipo N. Cuando la normalización se realiza respecto a MORB la distribución apunta hacia basaltos tholeíticos de arcos de islas, al igual que lo hacen las tierras raras normalizadas a condritos.

La interpretación geotectónica, con las precauciones a que obligan las pocas muestras analizadas, parecería tender a mostrar mayores afinidades con basaltos tholeíticos de arco de islas. Anfibolitas similares, en características petrográficas, geoquímica de mayoritarios y relaciones de campo, de la Sierra del Morro fueron objeto de un detallado estudio por parte de Delakowitz et al. (1991) quienes concluyen dando un marco geotectónico de cuenca de retroarco para esos basaltos tholeíticos. Sin embargo debe destacarse que en el patrón de tierras raras se observan grandes diferencias con las de la Sierra de Altautina, entre ellas el alto fraccionamiento para las de la Sierra del Morro. En los diagramas de elementos incompatibles tambien son notorias las diferencias, no observándose el aplanamiento respecto a MORB que presentan las anfibolitas de la Sierra de Altautina.

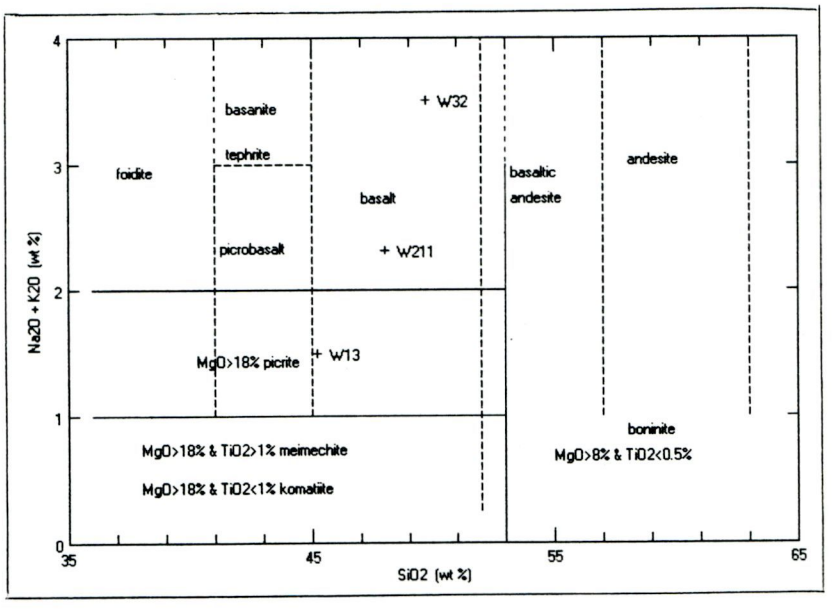


Figura II-19 -Anfibolitas en diagrama Le Maitre (1989)

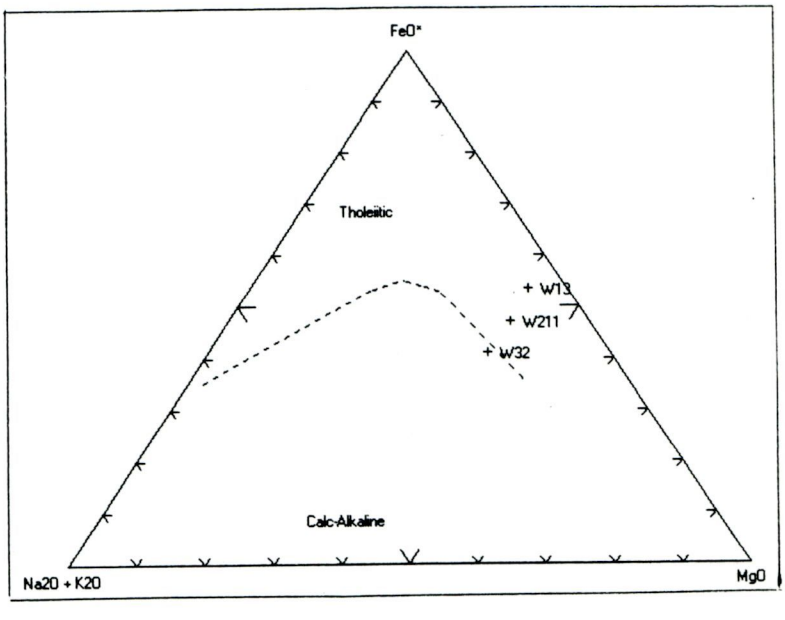


Figura II-20- Anfibolitas en diagrama Irvine y Baragar (1971)

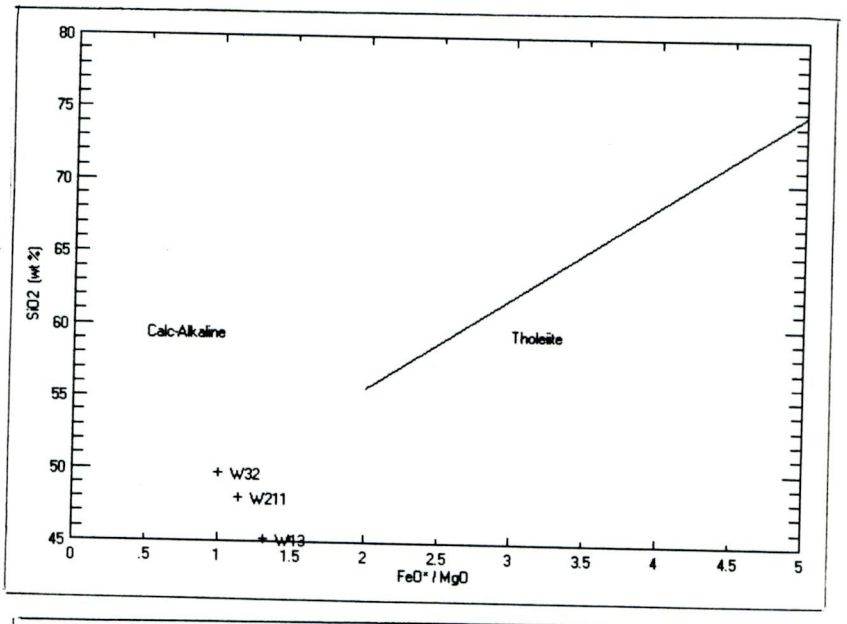


Figura II-21 -Anfibolitas en diagrama Miyashiro (1974)

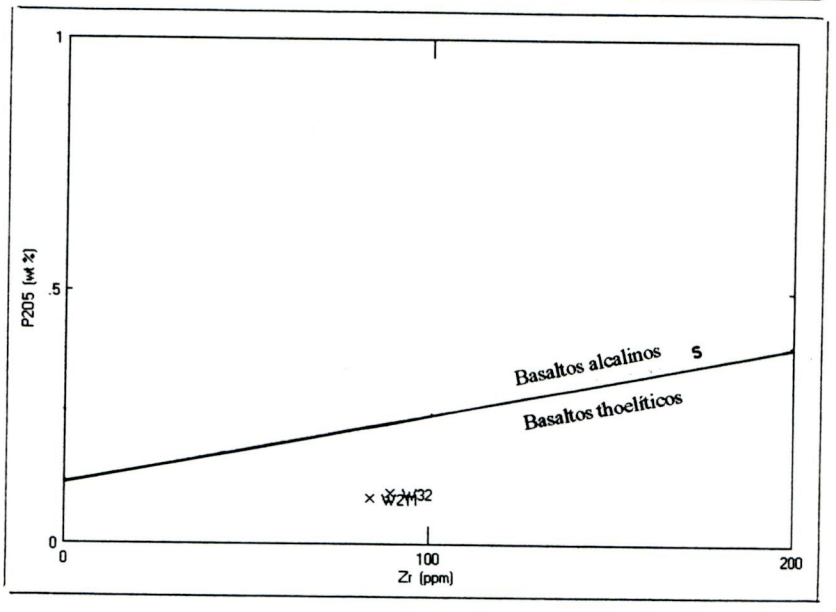


Figura II-22 - Anfibolitas en diagrama Winchester y Floyd (1976)

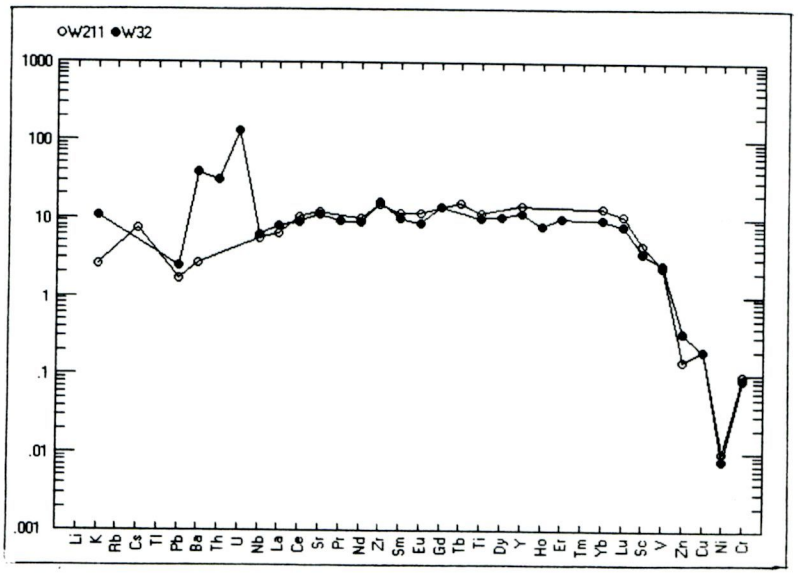


Figura II-23- "Spider" de anfibolitas/condritos

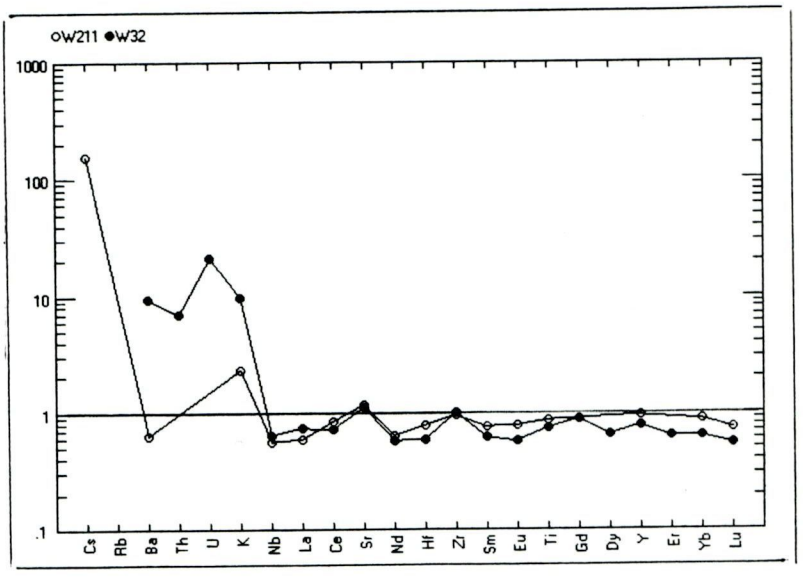


Figura II-24- "Spider" de anfibolitas/ MORB.

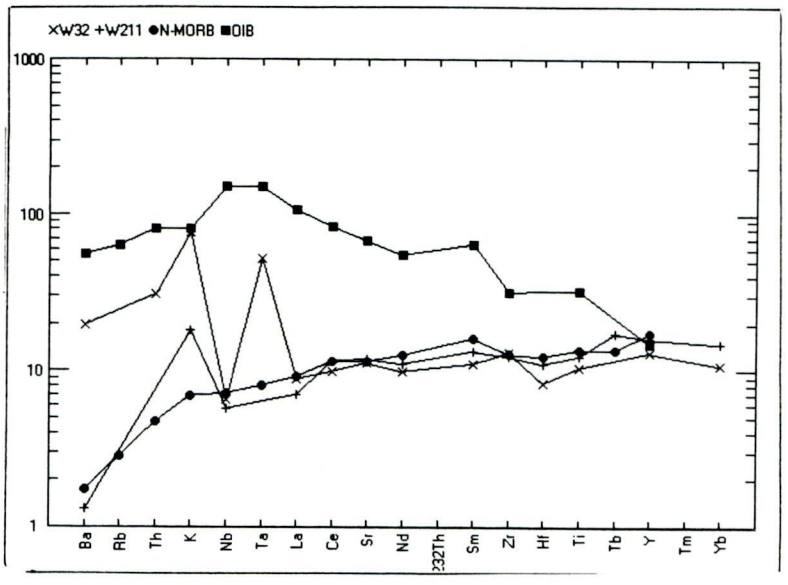


Figura II-25. "Spider" de anfibolitas, basaltos N-Morb y OIB /condritos (Thompson 1982).

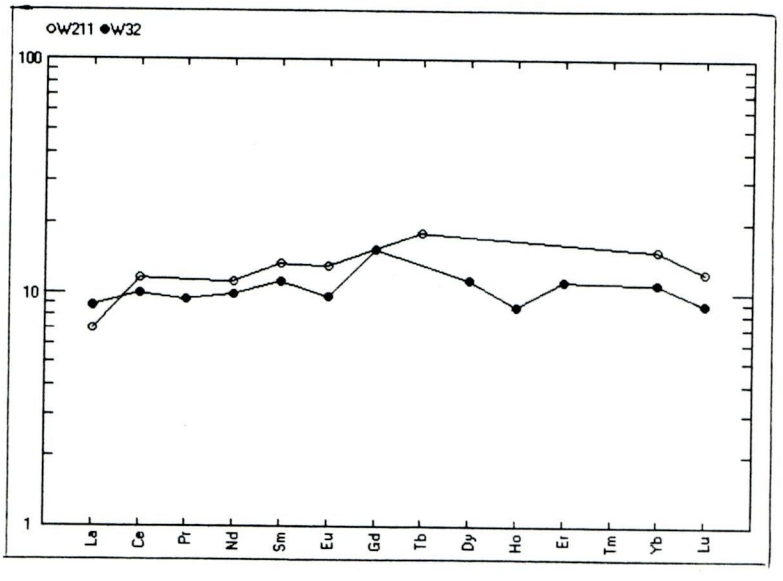


Figura II-26. Patrón de TR de anfibolitas / condritos.

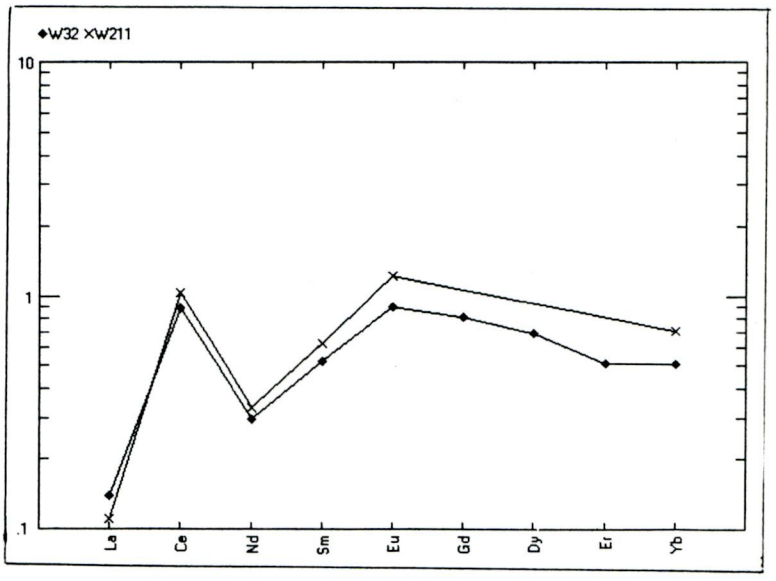


Figura II-27. Diseño de T.R. de anfibolitas / agua de mar.

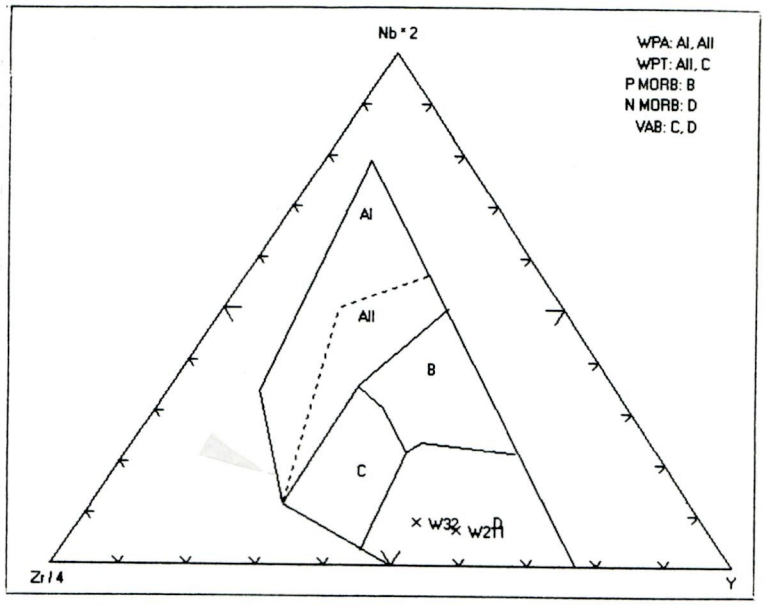


Figura II-28. Anfibolitas en diagrama Zr/4 - Nb.2 - Y (Meschede, 1986)

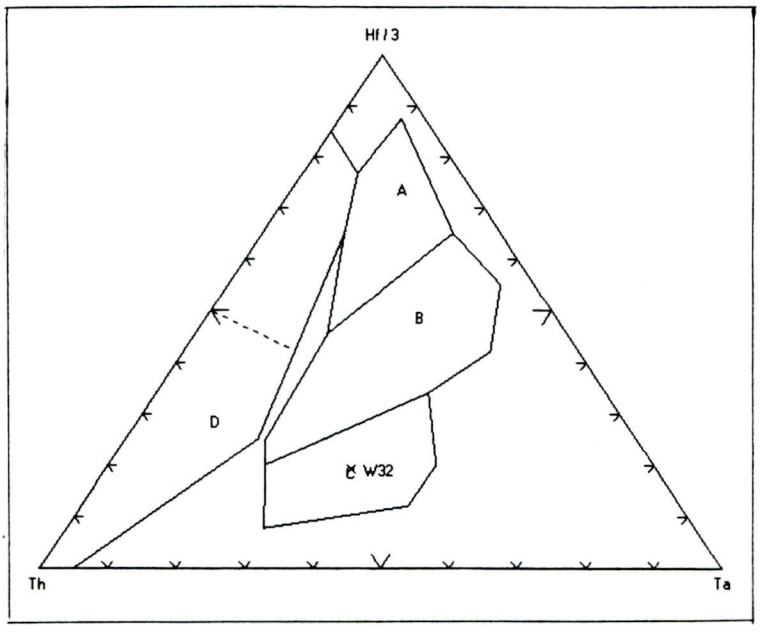


Figura II-29. Anfibolitas en diagrama Wood (1980)

A: N-MORB
B: E-MORB
C: basaltos de intraplaca
D: basaltos de margenes activos de placas

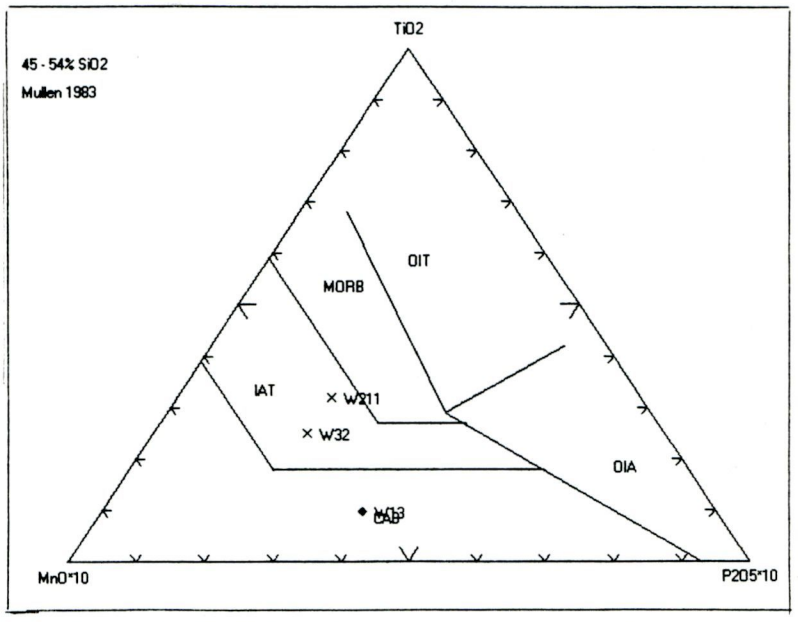


Figura II-30. Anfibolitas en diagrama de Mullen (1983)

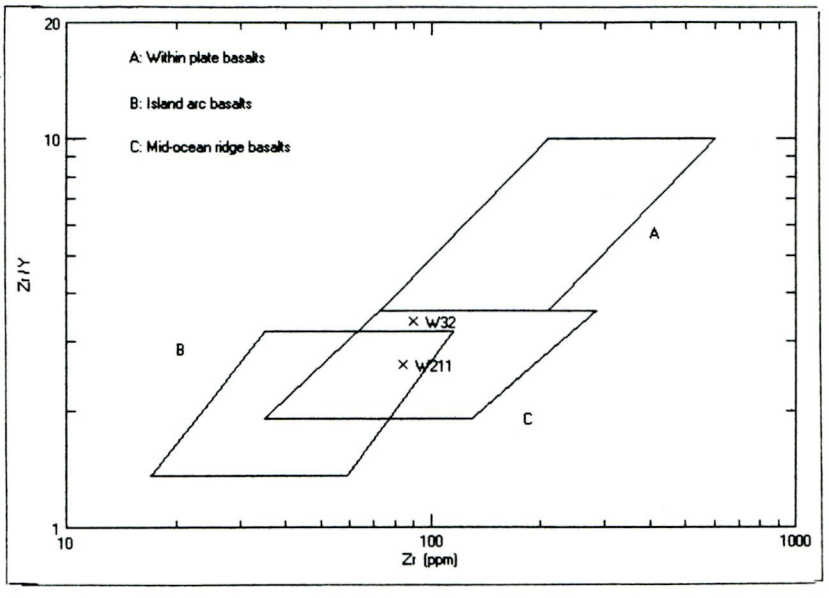


Figura II-31. Anfibolitas en diagrama de Pearce y Norry (1979)

4-ROCAS CALCOSILICÁTICAS Y MÁRMOLES

Bajo esta denominación se agrupa las rocas que se distribuyen entre las anfibolitas y los mármoles, aunque se debe mencionar nuevamente que para el caso de lentes de escaso espesor (1 a 2 metros) no existe mármol asociado. También debe resaltarse que las anfibolitas no siempre están presentes en esta secuencia. La litología denominada calcosilicática se ha dividido en tres tipos que se enumeran en forma creciente según su distribución desde las anfibolitas, y/o gneises, hasta los mármoles. Entre ellas presentan pasajes graduales. Su diferenciación básica es el incremento de calcita, desde el tipo 1 al 3. Texturalmente también se observa una disminución fuerte de la foliación desde el tipo 1 a 3. Segregaciones silíceas (ocasionalmente portadoras de pirita en cristales bastante idiomorfos de hasta 0,5 cm) o cuarzo-feldespáticas son frecuentes en el tipo 1, acompañando las deformaciones.

-Calcosilicática 1.a-

Este tipo corresponde a rocas de grano fino a medio con una laminación manifestada en la coloración, alternando zonas de color verde a gris claro y blanquecinas con otras verde oscuro (Fig. II-32). El conjunto produce una roca maciza sin estructuras planares con ocasionales segregaciones de cuarzo que ponen en evidencia las deformaciones del conjunto metamórfico.

La textura observada al microscopio es granoblástica inequigranular, con bandeamiento composicional. En ocasiones las bandas poseen textura decusada y/o parcialmente nematoblástica. Las bandas oscuras se componen de hornblenda s.l. y anfíbol cálcico de tendencias tremolítica/actinolítica (con predominio de tremolita) en proporciones semejantes, y escaso epidoto (Fig. II-33). La hornblenda s.l. se presenta en tablas más gruesas que la tremolita y los epidotos son xenomórficos. Las bandas claras se integran casi exclusivamente por zoisita/clinozoisita de frecuente birrefringencia anómala y plagioclasa accesoria. Como minerales minoritarios se presentan flogopita, diópsido (ambos suelen mostrar crecimiento a expensas de hornblenda), biotita, titanita que suele constituir hileras paralelas a las bandas, cuarzo, microclino, prehenita y andesina. La tremolita, en tablillas, con frecuencia desarrolla textura decusada formando nidos o pequeñas bandas que son megascópicamente blanquecinas.

En estas rocas ocasionalmente se encuentra scheelita diseminada en cristales subhedrales o alojada en venas silíceas que la invaden.

-Calcosilicática 1.b-

Este subtipo se caracteriza por su aspecto macizo y color verde pasto claro a castaño rosado claro (Fig. II-34). Su competencia diferencial genera numerosos lenticulaciones laterales o también frecuente "boudinage".

En la mina Carlota esta roca calcosilicática suele presentar "nidos" con minerales de gran tamaño y muy buen desarrollo cristalino, compuestos por calcita, zoisita/clinozoisita e hidrogrossularia (hibschita, ver Comp. quím. de algunos minerales..). Los lugareños llaman "reventones de cristales" a estas asociaciones de megacristales. Tanto los cristales de calcita como los de granate tienen un tamaño promedio de 1 a 1,5 cm y una gran tendencia al idiomorfismo. La calcita de estas asociaciones se observa con sus típicas formas romboédricas. Los cristales de granate se presentan casi constantemente con formas combinadas de rombododecaedro y trapezoedro. Su color es castaño rojizo y, aún a ojo desnudo, es posible observar el frecuente reemplazo de sus núcleos por calcita en proporciones variables. La zonación de los cristales no es claramente visible al microscopio aunque es puesta en evidencia por los reemplazos que generalmente se interrumpen de manera abrupta dejando un neto borde relíctico del granate. La mayoría de los granos presentan un comportamiento anisotrópico. Las mediciones de su índice de refracción arrojaron valores entre 1.728 y 1.725. En la mina El Salto dentro de estas facies suelen encontrarse también "reventones de cristales" pero en este sitio el hidrogranate no está presente y se trata de asociaciones de cuarzo-epidoto-fluorita.



Figura II-32. Roca calcosilicática tipo 1.a-

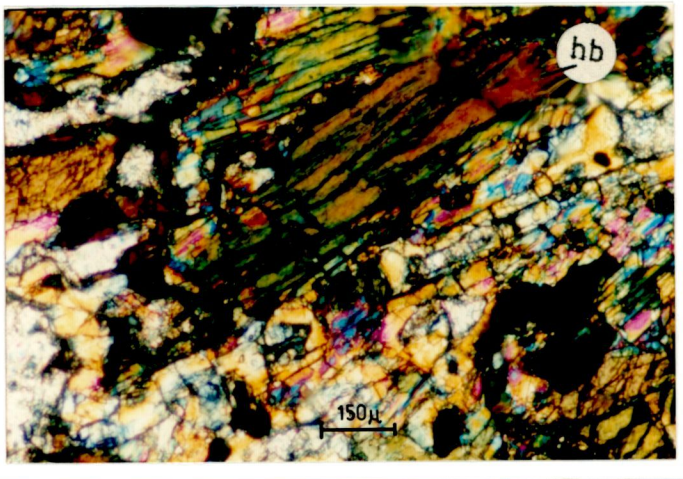


Figura II-33. Imagen microscópica de calcosilicática 1.a. Tablillas más gruesas de hornblenda, abundante tremolita y escaso epidoto.



Figura II-34. Roca calcosilicática 1.b-

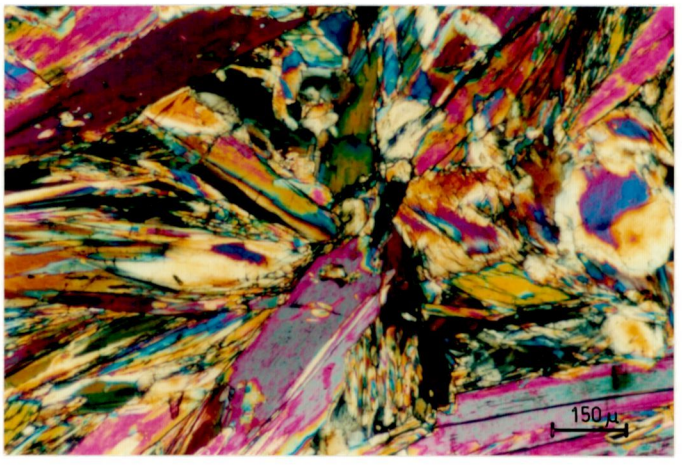


Figura II-35. Imagen microscópica de roca calcosilicática 1.b, tremolita con textura decusada. (Pol X)

Como en el caso del subtipo litológico anterior estas rocas calcosilicáticas presentan movilizaciones silíceas o cuarzo-feldespáticas. Al microscopio la textura dominante es la decusada generada en la abundancia de anfibol acicular en idioblastos entrecruzados con fuerte trabazón (Fig. II-35). Su componente mineralógico esencial (60 hasta 90 %) es anfibol cálcico de franca tendencia tremolítica acompañada de zoisita/clinozoisita y diópsido, el que a veces presenta bordes corroídos en pasaje a tremolita (Fig. II-36 y II-37). Los cristales del clinopiroxeno suelen presentarse entamaños importantes (hasta 5-10 cm) y han sido interpretados como wollastonita. La determinación de la composición química de este mineral ha permitido descartar tal posibilidad, correspondiendo a un diópsido (ver Capítulo III). Los minerales citados suelen desarrollarse sobre una fina mesostasis compuesta de cuarzo, plagioclasa y escaso microclino. Como accesorios se hallan prehenita, flogopita, titanita, hornblenda, cuarzo, oligoclasa/andesina, apatita, calcita y escasa turmalina.

Estas rocas constituyen el tipo calcosilicático con mayor abundancia de scheelita de grano finos (300 µ tamaño promedio), subidiomorfos y más raramente alojados en venas silíceas o micropegmatoideas (ver Geología del área).

-Calcosilicática 2-

Esta facies, transicional hacia los mármoles, también es maciza pero su coloración es blanca a blanca grisácea con delgadas intercalaciones grises o verdosas. El tamaño de grano que las caracteriza es fino a medio.

La textura microscópica es granoblástica inequigranular. Se constituyen por 50 a 70 % de calcita que generalmente conforma un mosaico sobre el que se desarrollan los minerales silicáticos (Fig. II-38). La calcita de estas rocas, como la de los mármoles, presenta abundantes maclas polisintéticas efecto de las presiones que las afectaron. En algunas muestras los minerales silicáticos se organizan en bandas no muy bien definidas. Los minerales que acompañan a los carbonatos son tremolita, epidoto/clinozoisita, flogopita, clorita y escaso talco.

Con lámpara ultravioleta se han observado diseminaciones muy finas, aunque escasas, de scheelita.

-Mármoles-

Son rocas macizas, blancas a blanco grisáceo, muy raramente blanco con tintes azulados o rosados, de aspecto sacaroide y grano medio a grueso.

Se diferencian de las anteriores por el dominio absoluto de carbonatos (calcita/dolomita) en una textura granoblástica donde se distribuyen algunas impurezas como clorita, cuarzo, flogopita, brucita, talco (Fig. II-39). El mosaico granoblástico de carbonatos muestra una fuerte suturación por crecimiento intercristalino. En algunas se observa textura orbicular con nidos de serpentina entre los cuales se observan diminutos relictos identificables como olivina (Fig. II-40).

-Calcosilicática 3- (cuarcitas epidóticas)

Se trata de rocas cuarcíticas grisáceas, macizas con bandeamiento de color por alternacia de delgadas bandas verdosas. Se las halla intercaladas con esquistos o gneises biotíticos en contacto o en las cercanías de mármoles. El tamaño de grano es medio a grueso con textura granoblástica equi a inequigranular a veces granonematoblástica. Las rocas poseen un bandeamiento composicional con bandas claras cuarcíticas en las cuales el mosaico presenta el cuarzo con extinción ondulante y abundantes puntos triples. Como componentes calcosilicáticos, concentrados dominantemente en bandas, se observan diópsido con bordes corroídos, epidoto de color amarillo claro con débil pleocroísmo, actinolita y flogopita (Fig. II-41). En tanto que son minerales accesorios oligoclasa, titanita, biotita y apatita. Esta roca suele ser portadora de scheelita.

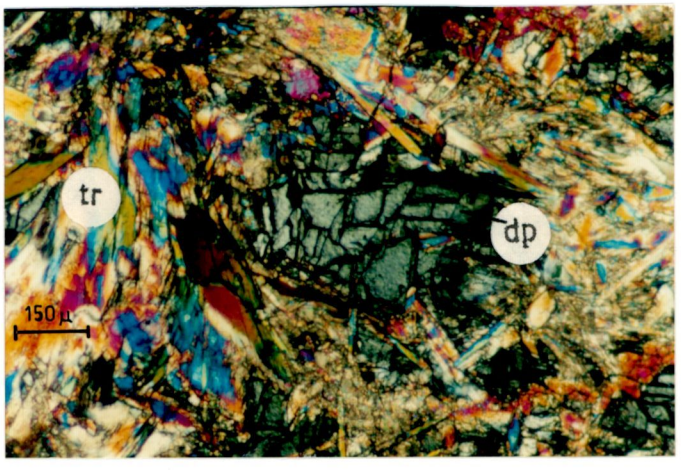


Figura II-36. Imagen microscópica. Diópsido entre tremolita decusada (Pol X).

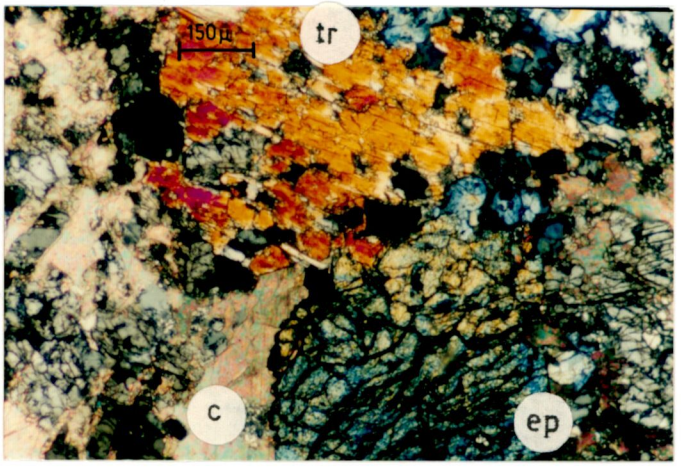


Figura II-38.Imagen microscópica, roca calcosilicática 2. Calcita, tremolita, epidoto (Pol X)

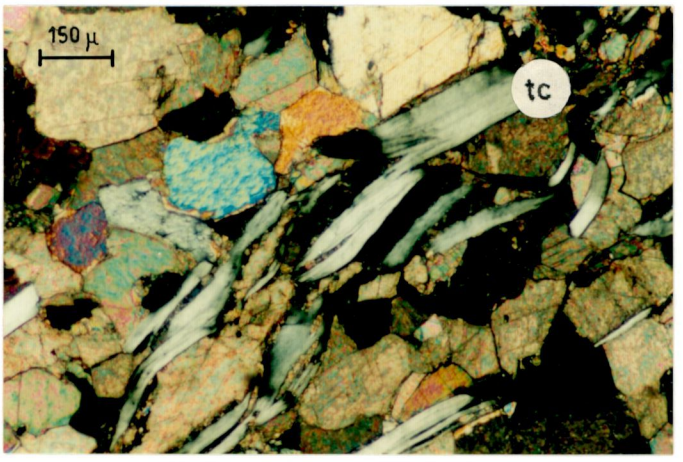


Figura II-39. Imagen microscópica de mármol con impurezas de talco. (Pol X)

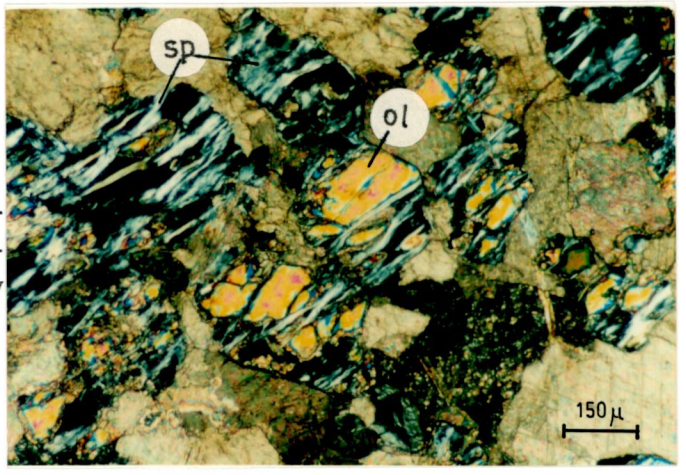


Figura II-40. Imagen microscópica de mármol con textura orbicular, serpentina y olivina.

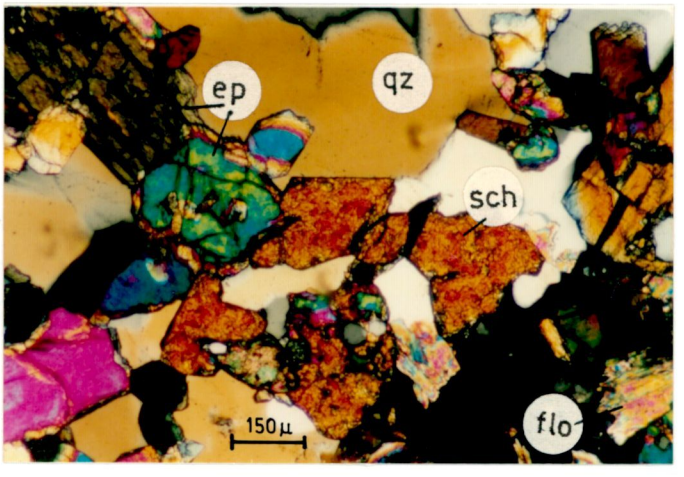


Figura II-41. Imagen microscópica. Cuarcita epidótica. Cuarzo, epidoto, scheelita, flogopita. (Pol X)

4.2-Composición química

Los datos químicos obtenidos de estas litologías se encuentran en el cuadro II-3 y corresponden a las siguientes rocas:

-W28 (mina El Salto), W58 (mina Chichita), W63 (mina Esperanza): rocas calcosilicáticas tipo 1.

-W36 (mina La Carlota), W66(mina Esperanza), W75 (cantera La Legal), W85 (mina El Misterio): rocas calcosilicáticas tipo 2.

-W74 (mina La Legal), W40 (mina La Carlota): mármoles
-W37 (mina La Carlota): roca calcosilicática 3

-CUADRO II-3-

òxidos %	W28	W66	W58	W75	W63	W85	W36
SiO_2	46.52	46.21	47.68	46.60	50.86	46.67	49.14
Al_2O_3	13.45	15.01	13.57	14.84	3.10	14.80	12.70
Fe_2O_3	10.11	4.93	7.07	4.90	5.38	4.90	5.40
MnO	0.11	0.17	0.36	0.17	0.01	0.17	0.08
MgO	8.30	11.59	11.28	12.60	16.91	12.57	9.50
CaO	18.99	20.26	15.36	20.09	17.33	20.06	22.07
Na_2O	0.82	1.17	0.53	0.93	0.21	0.93	0.16
K_2O	0.18	0.71	0.68	0.70	0.39	0.70	0.6
TiO_2	1.22	0.38	0.95	0.38	0.03	0.38	0.73
P_2O_5	0.05	0.18	0.16	0.18	0.05	0.18	0.12
Pérd.calc.					5.75		
Total	99.794	100.64		101.43		101.40	100.573
H_2O^+			1.02				
H_2O^-			0.16				

elem. ppm	W28	W66	W58	W63	W75	W85	W36
Rb	5.16	20.69		0	192.05	19.087	25.15
Ba	---	---		210	---	---	---
Pb	4.59	6.50		0	110.65	5310.30	8.27
Sr	242.01	197.50		18	96.13	437.60	138
La	---	---		6	---	---	---
Ce	---	---		0	---	---	---
Y	20.86	3.04		13	4.45	0.09	3
Th	---	---		881	---	---	---
Zr	53.85	31.68		14	11.30	20.15	49.9
Cu	85.03	29.35		14	17.15	9.22	53.0
Co	33.54	5.60		20	9.75	11.0	8.09
Ni	72.51	46.10		15	53.90	29.53	65.97
V	187.77	40.03		30	42.92	64.55	50.10
Cr	215.92	104.91		162	43.42	313.55	149.34
Sc	---	---		0	---	---	---
Ga	20.35	14.65		---	17.72	23.20	15.30
Zn	90.86	64.30		---	1219.78	7608.64	142

òxidos %	W74	W40	W37
SiO_2	5.32	2.94	45.56
Al_2O_3	0.32	0.44	9.03
Fe_2O_3	0.31	0.66	8.98
MnO	0.06	0.09	0
MgO	18.62	0.59	13.13
CaO	31.85	52.12	18.11
Na_2O	0.02	0.09	0.11
K_2O	0.03	0.05	1.53
TiO_2	<0.01	0.02	0.52
P_2O_5	0.12	0.05	0.10
Pérd. calc.	42.65	42.30	2.92
Total	99.31	99.35	
H_2O^+	0.21	0.36	
H_2O^-	0.12	0.68	

elem.ppm	W74	W40	W37	TR ppm	W74	W40
Ba	<1	12	500	La	2.7	4.3
Sr	197	658	140	Ce	4	7
Y	5	5		Nd	<5	<5
Zr	6	12		Sm	0.6	0.7
Cu	2	28	40	Eu	0.1	0.3
Pb	6	8	10	Tb	<0.5	<0.5
Zn	8	674		Yb	0.2	0.4
Ag	<0.4	0.4	320	Lu	<0.05	0.05
Ni	2	2	17			
Cd	<0.5	107.6				
Bi	<5	<5				
V	3	5				
Be	<2	2				
Auppb	<5	9				
As	<2	3				
Br	<1	<1				
Co	1	1				
Cr	7	16	68			
Cs	<0.5	0.7				
Hf	<0.5	<0.5				
Hg	<1	<1				
Ir	<5	<5				
Mo	<5	8				
Rb	<10	<10	150			
Sb	<0.2	0.5				
Sc	0.4	0.6				
Se	<3	<3				
Ta	<1	<1				
Th	<0.5	0.5	5			
U	0.8	0.9				

Entre los elementos mayoritarios, tomando sus valores promedios, se observan las siguientes diferencias entre los distintos tipos:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2
tipo 1	48.35	10.04	7.52	0.16	12.16	17.22	0.52	0.41	0.93
tipo 2	47.15	14.33	5.03	0.147	11.55	20.62	0.79	0.67	0.46
tipo 3	45.56	9.03	8.98	0	13.13	18.11	0.11	1.53	0.52
mármol	4.13	0.38	0.48	0.07	9.60	41.99	0.05	0.04	0.01

En el tipo 2, respecto del 1, las mayores diferencias se observan en el aumento de CaO, Al_2O_3 ligeramente Na_2O y K_2O; en tanto disminuyen el Fe_2O_3 y el TiO_2 . La sílice, Mg y Mn no observan mayores variaciones. En el triángulo CaO-SiO_2-MgO para paragénesis metamórfica de rocas calcosilicáticas (Fig. II-42), las muestras de las rocas calcosilicáticas se ubican en el triángulo cuarzo- tremolita-calcita; en tanto los mármoles lo hacen hacia la base del diagrama y uno de ellos en el triángulo calcita-tremolita-dolomita mostrando todas coherencia con la paragénesis ya descripta. Los mármoles disminuyen notoriamente, como es esperable, el contenido de TiO_2 y sílice, también K_2O, Na_2O, MgO, Fe_2O_3 y alúmina. Debe señalarse que los dos mármoles analizados muestran valores muy diferentes en MgO, señalando la existencia de lentes de mármoles dolomíticos y otros cálcicos. El tipo 3 resulta de menor contenido en SiO_2 pero mayor en K_2O. El manganeso está francamente disminuído en el tipo 3 y los mármoles. En cuanto a los elementos minoritarios se destaca la elevada concentración de Zn y Pb en dos muestras del tipo 2.

Los elementos minoritarios y trazas se presentan en diagrama de multielementos normalizados al promedio de calizas fanerozoicas (Condie et al. 1991), tanto para rocas calcosilicáticas como para los mármoles. En la figura II-43 las rocas calcosilicáticas señalan una normalización bastante lineal, con algunas anomalías positivas muy marcadas en Th, K y Co. El Th debe haber sido retenido en la abundante titanita de estas facies al igual que el leve enriquecimiento en Ba y Rb. El Co y la más débil anomalía positiva en Cr reflejan la retención de estos elementos por parte de los minerales ferromagnesianos.

El mismo diagrama para los mármoles (Fig. II-44), con mayor cantidad de elementos analizados, refleja similar diseño con fuertes anomalías positivas en Th, K, Sm, Yb y Co.

Los diagramas de multielementos, en síntesis, reflejan tanto los procesos de diagénesis como de metamorfismo que afectaron al conjunto.

Los contenidos en tierras raras de las calizas fueron normalizados a los valores típicos para el agua de mar (Condie et al. 1991). El agua de mar tiene un bajo contenido en TR. Otras característica importante de la distribución de TR en el agua de mar es la importante anomalía negativa en Ce debido a la oxidación que precipita CeO_2 . Cuando el agua de mar presenta anomalías positivas de Eu ésta refleja los aportes eólicos e hidrotermales. En la figura II-45 se presentan la distribución de TR del agua de mar (valores de Condie et al. 1991) y las dos calizas analizadas de la Sierra de Altautina, normalizadas a NASC (North American Shale Composite, Gromet et al. 1984). En esta comparación resaltan las anomalías negativas muy suavizadas en Ce y Eu de las calizas del área de estudio.

Cuando la normalización para los mármoles se realiza respecto al agua de mar, estas rocas poseen valores (Fig. II-46) disminuídos entre 5 y 10 veces. El patrón que observan las TR en los mármoles de la Sierra de Altautina posee un fraccionamiento inverso al del agua de mar, con enriquecimiento en TR livianas. También caracterizan el diseño una pronunciada anomalía positiva en Ce y otra menos pronunciada en Eu. Un diseño muy similar poseen los nódulos ferromanganesíferos de fondos oceánicos (Elderfield y Greaves 1981). Resulta posible suponer la influencia de una actividad hidrotermal en la composición final en TR que presentan estas rocas.

Las rocas calcosilicáticas presentan una variación química transicional entre los esquistos/gneises /anfibolitas y los mármoles. En ellas tampoco se han hallado minerales indicadores de metamorfismo térmico como vesuviana, wollastonita, hedenbergita o grossularia (respecto a hidrogrossularia ver párrafo más adelante). Sus caracteres texturales señalan una variación desde la presencia de foliación hasta su disminución en las cercanías de las lentes de mármoles. Todo ello permite asumir para estas rocas la definición de "skarns de reacción" o "skarns de difusión bimetasomática" en el sentido de Einaudi y Burt (1982). Estos "skarns" están caracterizados por intercambios locales entre las litologías en las cuales se encuentran intercaladas. Similares argumentaciones hacen que Newberry et al. (1986) diferencien entre rocas calcosilicáticas producidas por metamorfismo regional de las de contacto. Delakowitz et al. (1991) para la Sierra del Morro, sobre la base de una mayor cantidad de datos químicos, realizaron una discriminación más detallada para rocas de características similares.

Respecto a la presencia de hidrogrossularia dentro de rocas calcosilicáticas, en la zona de mina La Carlota, se analizarán a continuación algunos elementos para su interpretación. Hariya y Kimura (1978) realizaron un interesante trabajo experimental sobre birrefringencias anómalas de granditas del cual concluyeron que las condiciones más favorables para generar un comportamiento anisotrópico en granditas son: presiones significativas de CO_2 en un sistema con exceso de H_2O y presión - temperatura relativamente bajas.

El tipo de zonación reversa con borde enriquecidos casi abruptamente en MnO, indica cambios bruscos (P y/o T) en el sistema, o temperaturas en paulatino descenso durante el crecimiento cristalino (Lopez Ruiz, 1979). Los datos experimentales de Hsu (1980) sobre las series gros-spe-H_2O sugieren que cualquier formación de un hidrogranate a 2 kbar se realizará por debajo de los 420° C. Según Zabinski (1966) y Challis (op. cit.) Los ambientes geológicos en que se han realizado hallazgos de hidrograntes corresponden a tres tipos: a- en rocas calcosilicáticas producto de metamorfismo de contacto sobre calizas o mármoles; b- producto de alteración hidrotermal de rocas ígneas básicas (Zabinski 1966); c- en rocas calcosilicáticasproducidas por metasomatismo (Lager et al. 1989).

En las rocas calcosilicáticas no existen otros minerales indicadores de metamorfismo de contacto. Sin embargo el único lugar de la Sierra de Altautina donde las rocas calcosilicáticas presentan los "reventones" de calcita, hidrogranate y ocasionalmente epidoto, también es el único sitio donde se presenta biotita con su típico aspecto de neoformación. De acuerdo a Bucher y Frey (1994) la formación de grossularia en terrenos sometidos a metamorfismo orogénico sólo es posible si el sistema es abierto y se produce una interacción con fluidos ricos en agua. Por lo tanto, en la zona de mina La Carlota se supone la existencia de una acción hidrotermal localizada que se expresa en el tipo de biotita de los esquistos, la acción de volátiles traducida heterogéneamente en el mayor desarrollo cristalino de los "reventones de cristales" y la formación de un hidrogranate.

La información geoquímica presentada para los mármoles permite concluir que los protolitos sedimentarios químicos tuvieron efectos sobrepuestos de actividad hidrotermal en algún momento de su evolución. Si bien se carece de los mismos elementos geoquímicos para las rocas calcosilicáticas no se descartaría para ellos una participación volcánica, especialmente si se consideran lo datos reunidos por Delakowitz et al. (1991) para similar litología en la Sierra del Morro que les permitieron interpretarla como basaltos con alteración submarina.

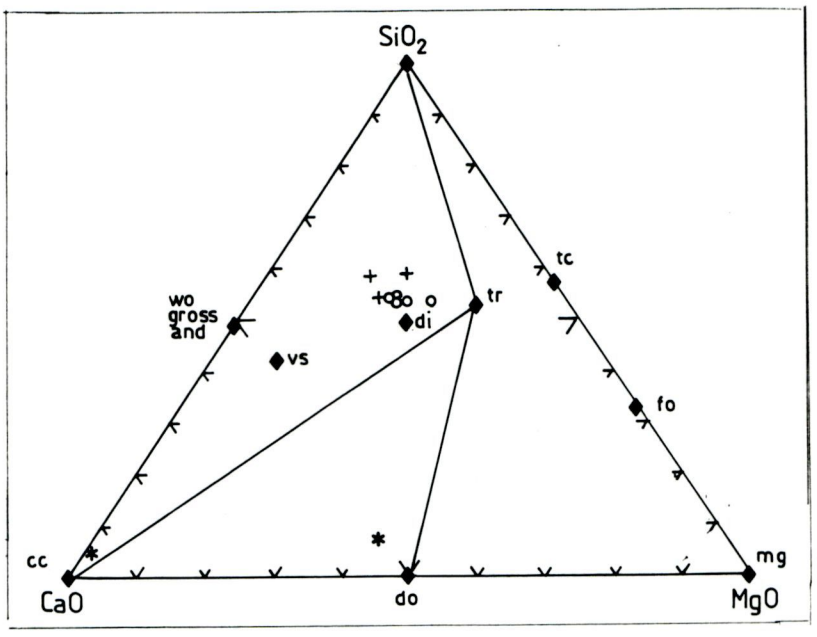


Figura II-42. Diagrama CaO-SiO2-MgO para paragénesis metamórficas.

+ (calcosilicáticas 1)
O(calcosilicáticas 2)
* (mármoles)
di:diópsido, tr:tremolita), tc: talco, vs:vesuviana, wo: wollastonita, and:andradita, gros: grossularia, cc:calcita, do:dolomita, qz:cuarzo, fo: forsterita, mag:magnesita.

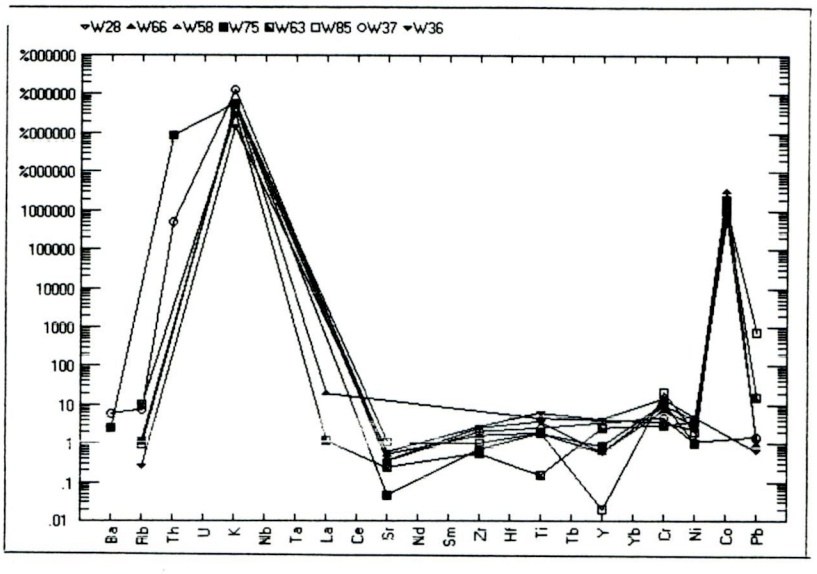


Figura II-43. "Spider" de rocas calcosilicáticas normalizadas a AvgPhlimestone (Condie 1991).

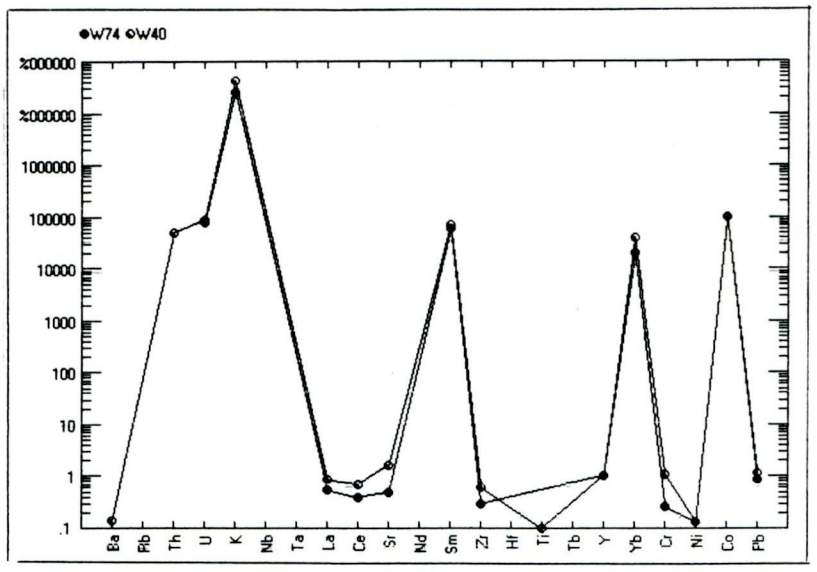


Figura II-44. "Spider" de los mármoles / AvgPh-limestone (Condie 1991)

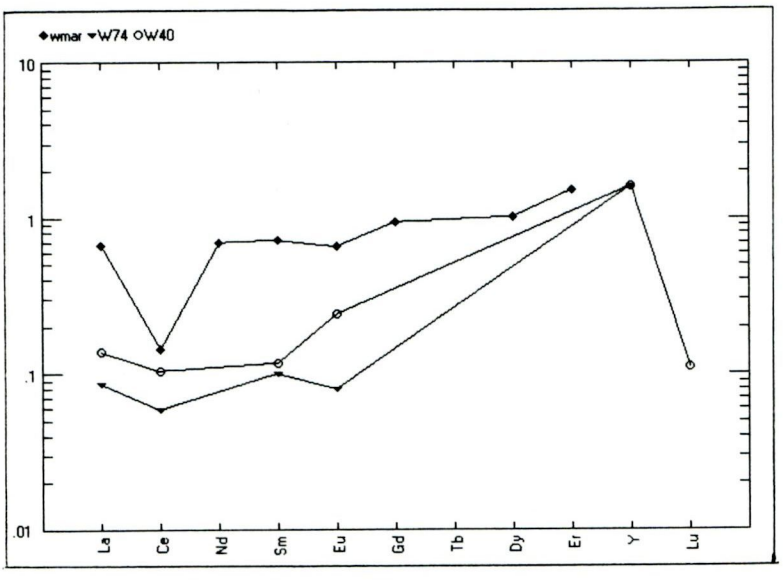
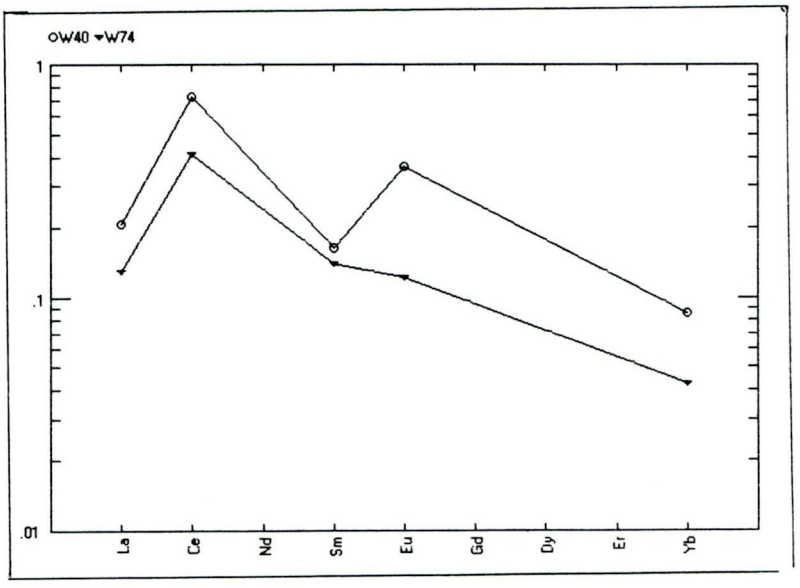


Figura II-46. Patrón de TR de mármoles/ valores típicos de agua de mar (Condie et al. 1991)



5-BIOTITITAS FLOGOPÍTICAS

Bajo esta denominación se incluyen rocas compuestas esencialmente por una biotita flogopítica pero que presentan dos subtipos según los minerales accesorios que la acompañan. Esta litología no presenta una expresión de dimensiones importantes, aunque sí es constante en la zona y resulta destacable por poseer los mayores contenidos de tungsteno (ver Cap. 6). Al microscopio la mica, componente esencial, es similar en los dos subtipos con una muy buena cristalización y un particular color verde oliváceo claro con pleocroísmo débil a marcado entre el color mencionado e incoloro (raramente a castaño). Los colores de interferencia son de bajo orden o similares a muscovita. Los análisis químicos revelaron una composición, que aunque no es uniforme, indica una biotita magnesiana de tendencia francamente flogopítica (ver Cap. 3). Otro caracter común a ambos subtipos es la presencia de pirita con desarrollo de cristales en tamaños considerables (hasta 0,5 cm) y de gran tendencia al idiomorfismo cúbico.

Ambos subtipos constituyen rocas melanocráticas, grises o negras, generalmente macizas o con débil esquistosidad. Las caracteriza un brillo sedoso cuando el grano es muy fino y micáceo cuando es medio a grueso. En los dos subtipos se suelen observar venillas y venas cuarzo-feldespáticas, pegmatoideas o cuarzosas que normalmente se disponen sin patrón alguno.

La textura microscópica es generalmente granoblástica, ocasionalmente lepidoblástica, y la biotita flogopítica constituye entre 60-90% de estas rocas. Las formas de presentarse la scheelita en los dos subtipos es similar y será descripta en capítulo aparte.

-Subtipo 1- (con epidoto)

Este subtipo se localiza en contactos netos con lentes de mármoles o rocas calcosilicáticas en espesores de 0,30 a 0,80 m. Tambien se la ha encontrado como intercalaciones decimétricas en mármoles (cantera Noguerol) dispuestas paralelas a la foliación regional. A lo largo del rumbo sus extensiones son limitadas (1 a 1,5 m), resolviéndose en acuñamientos.

Estas biotititas flogopíticas presentan como mineral accesorio más abundante epidoto/clinozoisita (ver Capítulo 3) el que desarrolla porfiroblastos a veces poiquilíticos (Fig. II-47). Otros minerales con caracter de accesorios que se distribuyen sin ninguna organización pero presentando todos un buen desarrollo cristalino son: cuarzo, oligoclasa con zonación y sericitización, titanita, apatita, calcita, ilmenita,pirita, scheelita, calcopirita y blenda con finos intercrecimientos de calcopirita. Los sulfuros se encuentran con tamaño de grano muy fino (50 a 200 μm), diseminados o siguiendo líneas de la suave foliación.

-Subtipo 2- (con muscovita y generalmente turmalina)

Esta variedad se encuentra en las cajas de las vetas de cuarzo y turmalina portadoras de scheelita, sin constituir un nivel constante pero si muy abundante. El espesor que alcanzan no supera los 80 centímetros. Los contactos entre las vetas y esta roca son netos, siendo frecuente observar "caballos" de esta biotita flogopítica dentro de las vetas y en bloques angulosos de dimensiones variables (máximo 80 cm).

El mineral minoritario más frecuente en este subtipo es una muscovita de tendencia fengítica (ver Capítulo 3), siguiendo en abundancia la turmalina. La turmalina de buena cristalización se dispone sin orientación y tiene formas prismáticas, color verde oliva con pleocroísmo marcado a incoloro (Fig. II-48). La composición dravítica de esta turmalina es similar a la que se encuentra en las vetas de cuarzo y también en los esquistos turmalínicos y turmalinitas (ver Cap. 3). La muscovita se integra en la textura granoblástica a lepidoblástica de la roca y en algunas muestras se encuentra en proporciones similares a la biotita flogopítica, su composición es de tendencia fuertemente fengítica. En ocasiones, acompañando a las otras dos micas, se encuentra biotita de coloración normal con inclusiones de circón. Minerales accesorios son: epidoto-clinozoisita de composición transicional a allanita (ver Capítulo 3), pirita, apatita, clorita, scheelita.

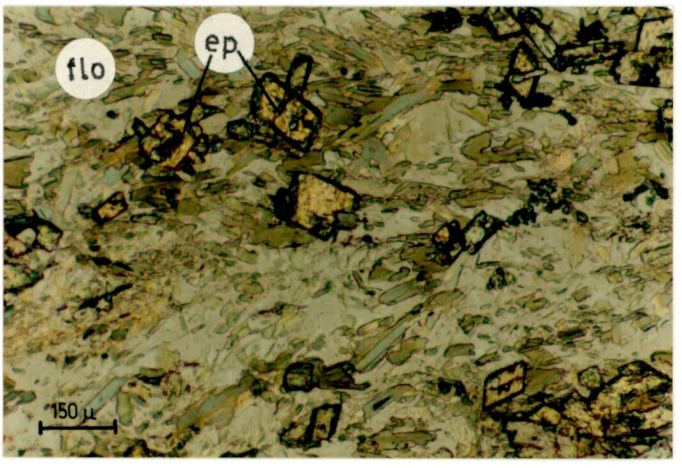


Figura II-47. Imagen micros cópica. Biotitita flogopítica. Flogopita y epidoto.

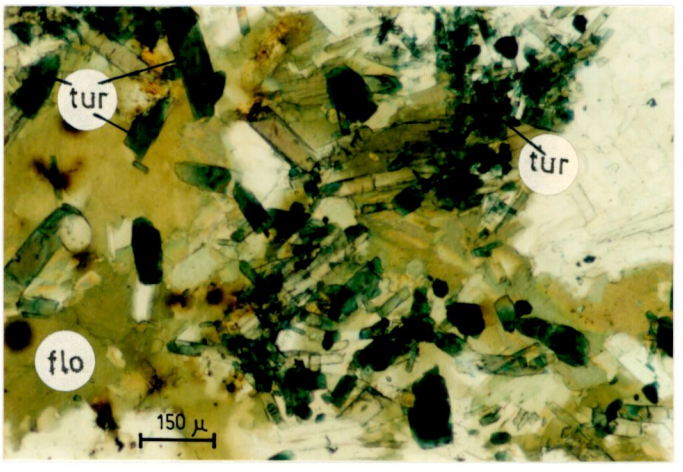


Figura II48. Imagen micros-cópica biotitita turmalínica. Flogopita con halos de circón, muscovita, turmalina.

5.1-Composición Química

En el cuadro II-4 se pueden observar los resultados obtenidos en los análisis químicos realizados. Las rocas analizadas fueron: -W22 (mina El Salto), W47 (mina El Salto), W57 (mina Chichita): subtipo 1; -W108 (mina Santa Bárbara): subtipo 2.

Rocas con esta composición química y mineralógica pueden haber tenido protolitos ígneos básicos o también sedimentarios margosos. Con el objeto de aproximar elementos a la determinación de sus protolitos se han usado diagramas contemplando sus elementos mayoritarios.

CUADRO II-4

óxidos % en peso	W22	W47	W57	W108
SiO_2	46.35	36.57	44.79	41.35
Al_2O_3	21.02	12.48	7.77	17.06
Fe_2O_3	9.73	14.50	8.69	12.48
MnO	0.35	0.71	0.68	0.36
MgO	1.12	16.59	14.01	12.47
CaO	19.24	2.32	17.66	0.32
Na_2O	0.02	0.72	0.25	0.20
K_2O	0.50	8.11	1.39	9.51
TiO_2	0.08	0.42	0.50	0.67
P_2O_5	0.01	0.16	0.11	0.12
Pérd. calc.	2.13		2.16	3.85
Total	100.55	92.58	95.4	98.39
H_2O^+	0.18	0.75	1.27	0.64
H_2O^-	0.14	0.22	0.29	0.41

elem. ppm	W22	W108
Ba	57	320
Sr	593	11
Y	12	17
Zr	74	78
Cu	22	130
Pb	38	12
Zn	212	633
Ag	<0.4	0.4
Ni	10	173
Cd	0.6	<0.5
Bi	9	<5
V	105	267
Be	2	6
Au ppb	5	<5
As	<2	31
Br	<1	<1
Co	3	16
Cr	280	630
Cs	20	430
Hf	0.9	<0.5
Hg	<1	<1
Ir	<5	<5
Mo	6	10
Rb	62	1100
Sb	1.2	8.2
Sc	3.9	19
Se	<3	<3
Ta	<1	<1
Th	<0.5	1.2
U	4.1	3.5

T.R. ppm	W22	W108
La	3.6	5.3
Ce	9	9
Nd	<5	<5
Sm	0.8	1.2
Eu	0.3	0.4
Tb	<0.5	<0.5
Yb	1.3	1.4
Lu	0.16	0.18

Como se puede observar en la figura II-49, los diagramas de Le Maitre (1989), SiO_2-álcalis; Irvine y Baragar (1971), álcalis-FeOMgO; Miyashiro (1974), FeO/Mg-SiO_2 , muestran posiciones dispares o imposibilidad de ubicación en los mismos. En tanto al incorporar Zr en el diagrama de Winchester y Floyd (1976) las tres muestras con datos se ubican en el campo de los basaltos tholeíticos. Sin embargo, la variabilidad en sus componentes mayoritarios dejan en el terreno especulativo la posibilidad de un protolito ígneo para las biotititas flogopíticas. Al realizar un diagrama tipo "spider" normalizado a MORB (Fig. II-50) se encuentra un diseño que presenta grandes semejanzas con el que se obtuvo para las anfibolitas, con excepción de una mayor variabilidad en Sr y Ti y mayor enriquecimiento en K. Los elementos que se apartannotoriamente son los mas móviles e incompatibles reflejando el comportamiento de una fase fluida. El resto del patrón es bastante aplanado con la excepción del Ti..

El mismo tipo de diagrama aunque normalizado a la composición promedio de calizas fanerozoicas (AvgPhlimestone) se presenta en la figura II-51. El diseño es muy semejante al de las rocas calcosilicáticas y mármoles con fuertes anomalías positivas en Th, K, Sm, Yb, Co, respecto del Hf no hay datos en tales rocas.

El diagrama de multielementos extendidos normalizado a condritos (Fig. II-52) nuevamente genera un "spider" muy semejante al de las anfibolitas, con un enriquecimiento general de 10 veces respecto a condritos y un grosero diseño mesetiforme excepto para los móviles. No obstante, respecto a las anfibolitas, aquí las anomalías positivas en K, Rb y Ba son mucho más intensas y no se observa anomalía negativa en Eu.

La distribución de las tierras raras normalizadas a condritos (Fig. II-53) en las biotititas flogopíticas muestra un ligero fraccionamiento, deprimido hacia las pesadas y una suave depresión en las medias. La falta de datos no permite definir anomalía de Eu. Respecto a las anfibolitas estas rocas poseen un similar enriquecimiento pero un fraccionamiento mucho más reducido.

La normalización de las tierras raras respecto al agua de mar genera un diseño (Fig. II-54) de gran similitud con el de los mármoles, ya sea en enriquecimiento, fraccionamiento, como en la marcada anomalía positiva en Ce, menos marcada en Eu y otra negativa para Sm. Como ya se señaló las anomalías en Ce se registran para aportes ígneos en sedimentos químicos.

La composición de las flogopitas de estas rocas según el diagrama de Engel y Engel (1960) que se puede observar en el Capítulo señala para este mineral como probables protolitos a rocas básicas y ultramáficas. Una de las muestras (W108) tiene contenidos muy elevados en Cr y Ni que deben señalarse, como así también los altos valores de Zn en las dos muestras que registran medición.

En síntesis, los elementos reunidos no aseguran con firmeza la roca madre de la biotitita. Sin embargo se entiende que sí son suficientes para postular que en su protolito existió un importante aporte ígneo. El subtipo que presenta una constante presencia de turmalina abona esta hipótesis con la disponibilidad de volátiles que debió existir para su formación.

Etcheverry (1987) describe una biotitita para el yacimiento Los Avestruces en la provincia de San Luis. Esta roca, dispuesta como diques, presenta una mineralogía similar a las biotititas de la Sierra de Altautina y es también portadora de scheelita. La coloración de la biotita al microscopio,

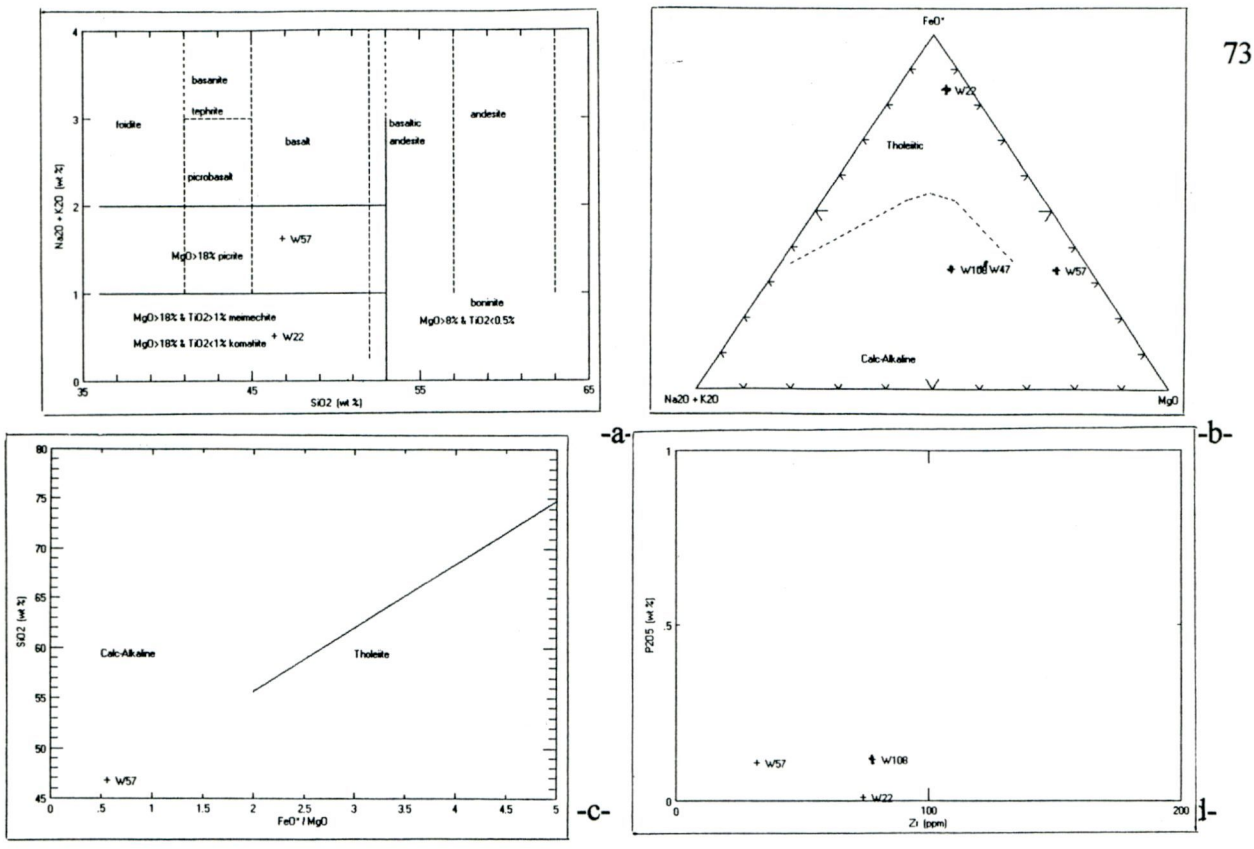


Figura II-49. a-Le Maitre (1989); b-Irvine y Baragar (1971); c-Miyashiro (1974); d-Winchester y Floyd (1976)

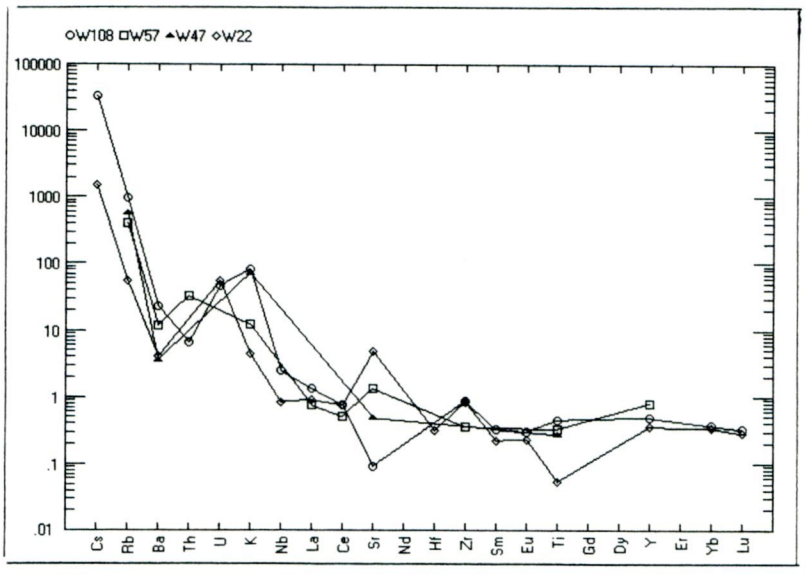


Figura II-50. "Spider" de biotititas flogop./ MORB

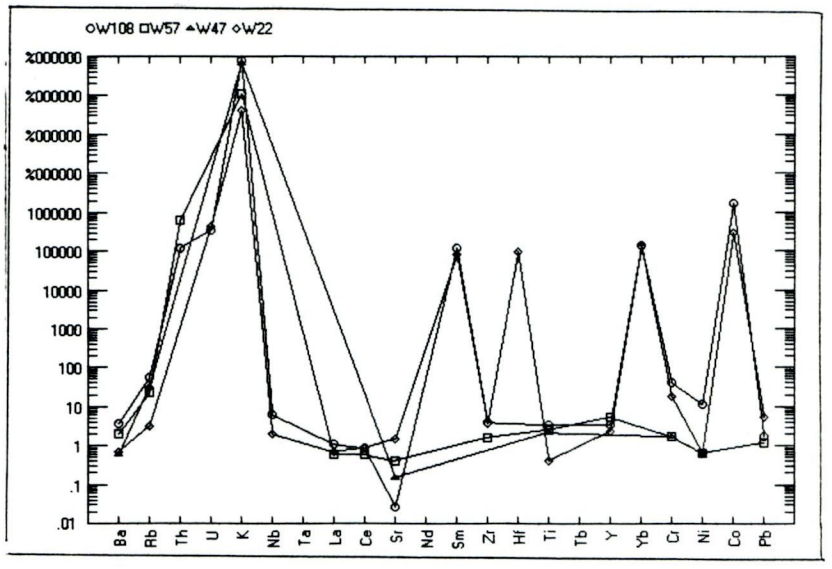


Figura II-51. "Spider" de biotititas flogop./ AvgPhlimestone.

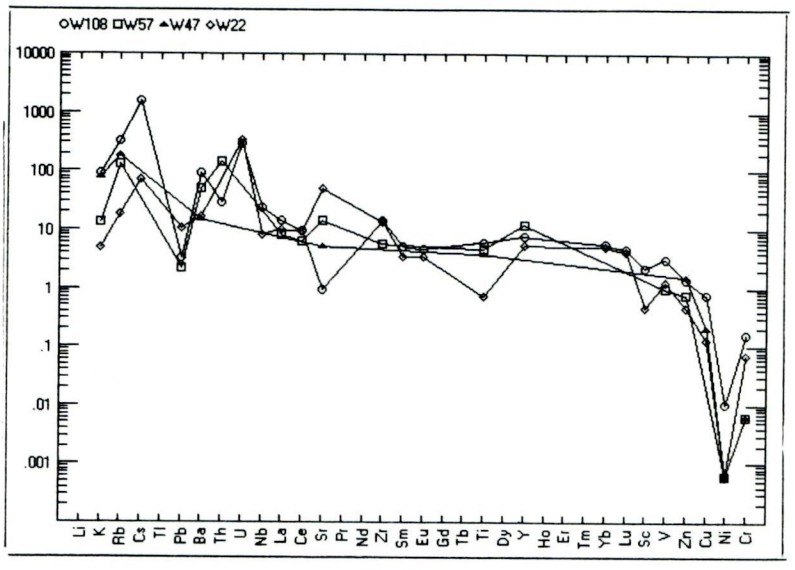


Figura II-52 Diagrama extendido de multielementos normalizado a condritos.

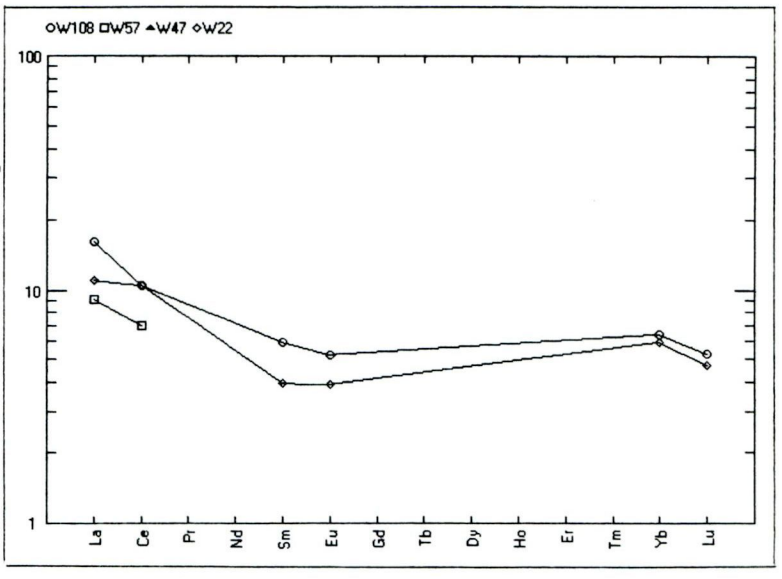


Figura II-53. Patrón de TR de biotititas/ condritos

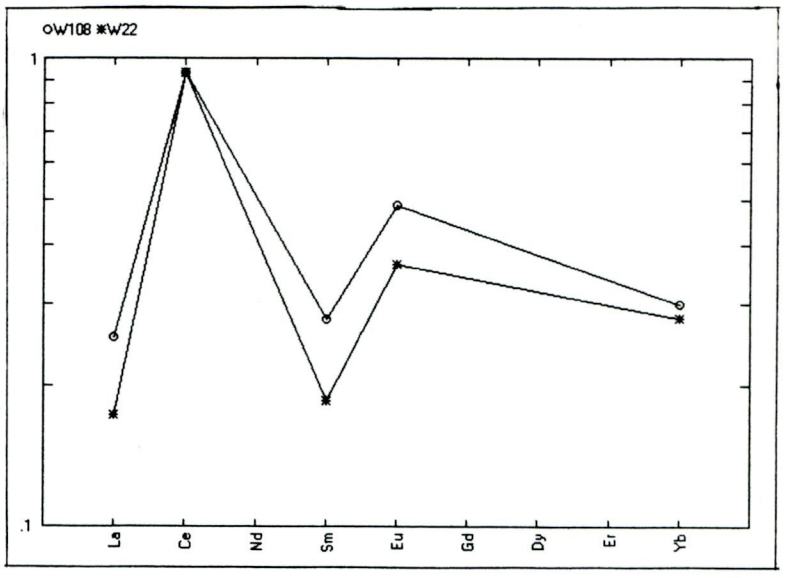


Figura II-54. Patrón de TR de biotititas / agua de mar.

castaño rojiza, es muy diferente a la de este estudio y en aquélla se carece de análisis de este mineral. Se transcribe a continuación un análisis químico de la biotitita presentado por Etcheverry (1987) expresados en % para los óxidos y en ppm para los minoritarios: SiO_2 (49.98), Al_2O_3 (8.85), Fe_2O_3 (10.50), TiO_2 (1.84), MnO (0.47), P_2O_5 (0.95), MgO (15.50), CaO (1.46), Na_2O (0.28), K_2O (7.72), volát. (1.47), Sn (<10), W (5300), Ba (591), Zr (245), Y (151), Sr (79), Rb (725). Se encuentran similitudes con los datos aquí presentados, exceptuando un mayor contenido en sílice y menor en alúmina como así también contenidos más elevados en TiO_2. El autor sostiene para esta roca un origen diferenciado a partir de un lamprófido.

En la Sierra del Morro Este Pereyra (1991) describe un cuerpo integrado por un complejo de rocas de filiación magmática que incluye hornblenditas, dioritas, cumulatos flogopíticos y pegmatoides. Los cumulatos flogopíticos se constituyen en un 85% por flogopita siendo accesorios cuarzo y epidoto. Este autor también interpreta a estas rocas como diferenciados magmáticos.

6-HORNBLENDITAS

Un cuerpo lensoidal de una roca, que se ha denominado hornblendita, se extiende a lo largo de unos 50 metros con una potencia de alrededor de 15 metros. Este pequeño cuerpo se ubica al noreste de la mina El Salto y está intercalado entre gneises biotíticos. Se halla bien expuesto debido a laboreos rudimentarios a cielo abierto que se han realizado para explotaciones ocasionales de esta roca. Los lugareños la llaman "piedra sapo" y ha tenido uso como material refractario.

La hornblendita presenta una marcada esquitosidad, su color es gris algo verdoso muy homogéneo y el brillo ligeramente sedoso. Al microscopio presenta una textura nematoblástica. El componente mineralógico casi exclusivo es una hornblenda que se presenta en prismas anchos muy bien desarrollados con color verde y pleocroísmo a castaño pálido, observándose una ligera zonación a través del color. El ángulo de extinción γ:c es de 25° (Fig. II-55). La composición química (ver Capítulo 3) indica una hornblenda s.l. de tendencia tremolítica. Minerales accesorios muy minoritarios son biotita parcialmente cloritizada, ilmenita, magnetita y pirita.

6.1-Composición química

En el cuadro II-5 se pueden observar los valores de mayoritarios, trazas y tierras raras que se han obtenido en dos muestras de este cuerpo.

Llama inmediatamente la atención el alto contenido en MgO, los muy bajos valores para los álcalis y los elevados de Cr y Ni. A fin de intentar una interpretación de esta roca, evidentemente subalcalina, se utilizaron los diagramas de Le Maitre (1989) y, para obviar el uso de álcalis, también se adiciona el de Jensen (1976) que separa claramente las komatiitas de los basaltos y rocas calcoalcalinas y por lo tanto es útil para metavulcanitas arcaicas. En ambos diagramas (Fig. II-56 y Fig. II-57) las hornblenditas se ubican en el campo de los basaltos y peridotitas komatiíticos.

CUADRO II-5

òxidos %	W72	W72´
SiO_2	47.97	43.86
Al_2O_3	10.39	8.72
Fe_2O_3	10.13	11.46
MnO	0.14	0.19
MgO	24.8	23.25
CaO	5.08	8.73
Na_2O	0.20	0.25
K_2O	0.05	0.03
TiO_2	0.51	0.42
P_2O_5	0.03	0.11
Pérd. calc.	0.70	2.97
Total	99.71	99.99
H_2O^+		
H_2O^-		

elem. ppm	W72	W72´	T.R. ppm	W72
Sc	12.6	0	La	4.30
V	120	119	Ce	12.54
Cr	1909	1583	Pr	1.95
Co	80.5	65	Nd	5.75
Ni	1346	2057	Sm	1.74
Cu	21	43	Eu	0.44
Zn	81.9	---	Gd	2.39
Ga	12.6	---	Tb	---
Rb	-0.60	0	Dy	2.38
Sr	11.8	17	Ho	0.24
Y	15.3	43	Er	1.53
Zr	99.1	70	Yb	1.15
Nb	4.14	---	Lu	0.14
Ba	-6.05	135		
Hf	1.59	---		
Ta	-4.25	---		
Pb	5.67	0		
Th	2.47	5		
U	1.73	---		

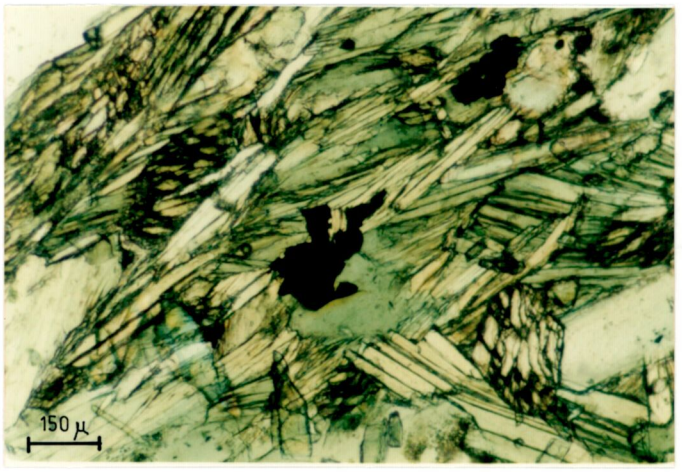


Figura II-55. Imagen microscópica de la hornblendita. (Pol ||)

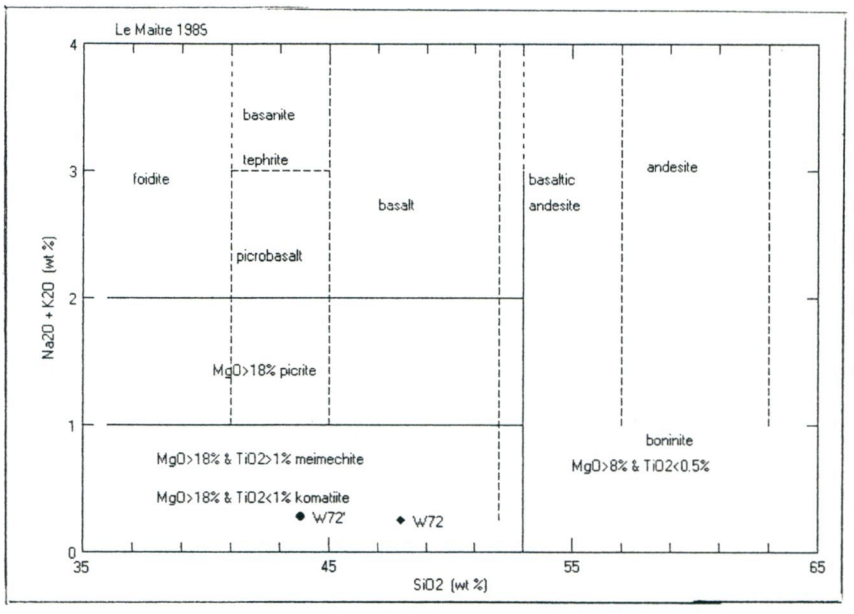


Figura II-56. Hornblenditas en diagrama de Le Maitre (1989)

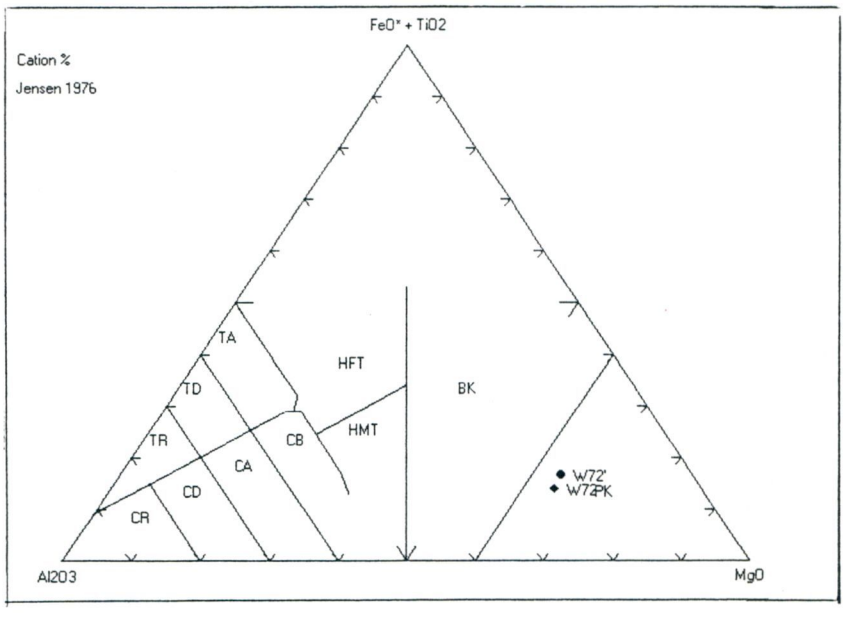


Figura II-57. Hornblenditas en diagrama de Jensen (1976).

TR: riolita tholeítica
TD: dacita "
TA: andesita "
CR: riolita calcoalcalina
CD: dacita "
CA: andesita "
CB: basalto "
HFT: tholeíta -alto Fe
HMT: tholeíta-alto Mg
BK:basalto komatiítico
PK: peridotita komatiítica

A continuación se transcriben los datos geoquímicos (promedio de 3 muestras) de lavas komatiíticas del cinturón de rocas verdes de Belingwe, Zimbabwe (Nisbet et al. 1987). Las similitudes químicas son muy marcadas.

óxido	% peso	elemento	ppm
SiO_2	46.47	Ni	1013
TiO_2	0.35	Cr	2393
Al_2O_3	7.35	V	148
Fe_2O_3	2.14	Y	7.33
FeO	8.75	Zr	17
MnO	0.17	Rb	2
MgO	21.50	Sr	39.03
CaO	7.45	Ba	18
Na_2O	0.93	Nd	2.25
K_2O	0.05	Sm	0.83
P_2O_5	0.02		
S	0.05		
H_2O^+	2.96		
H_2O^-	0.52		
CO_2	0.78		
Total	99.53		

En la figura II-58 se presenta un diagrama tipo "spider" que incluye sólo los datos de elementos traza disponibles de la komatiita de Zimbabwe normalizados a MORB (Bevins et al. 1984). Las dos muestras de la Sierra de Altautina tienen una distribución similar al MORB, con enriquecimiento en Cr y Ni, y una anomalía positiva muy marcada en V para estos elementos inmóviles. Entre los compatibles Zr e Y presentan valores normales respecto a MORB.

En el diagrama de multielementos normalizado a MORB (Fig. II-59) las hornblenditas, naturalemente, están deprimidas en K. El resto del patrón se aparta del MORB en enriquecimeintos de Ba, Th, U y anomalía negativa marcada en Sr.

El patrón que producen las tierras raras normalizadas a condritos (Fig. II-60) muestra un ligero fraccionamiento con depresión en las más pesadas y anomalías negativas en Eu y Ho. El enriquecimiento y diseño (excepto la anomalía en Ho) muestra mejores afinidades con el diseño de los MORB tipo P.

Pereyra (1991) en la Sierra del Morro Este reconoció una roca similar a la que también llama hornblendita. Esta roca se halla en un cuerpo, con forma de dique, limitado por fallas verticales. Además de la hornblendita integran el cuerpo, cumulatos flogopíticos, dioritas y pegmatoides. El autor interpreta una evolución desde rocas calcio-magnesianas (hornblendita, diorita) a los cumulatos flogopíticos y pegmatoides. Un análisis químico de esta hornblendita presenta gran similitud con las de la Sierra de Altautina, sus óxidos en % son: SiO_2 (47.75), TiO_2 (0.93), Al_2O_3 (11.37), Fe_2O_3 (10.15), MnO (0.18), MgO (14.20), CaO (11.90), Na_2O (1.16), K_2O (0.68), P_2O_5 (0.10), H_2O (2.0) y trazas en ppm: Cr (1145), Co (75), Ni (248), Ba (96), Rb (21), Sr

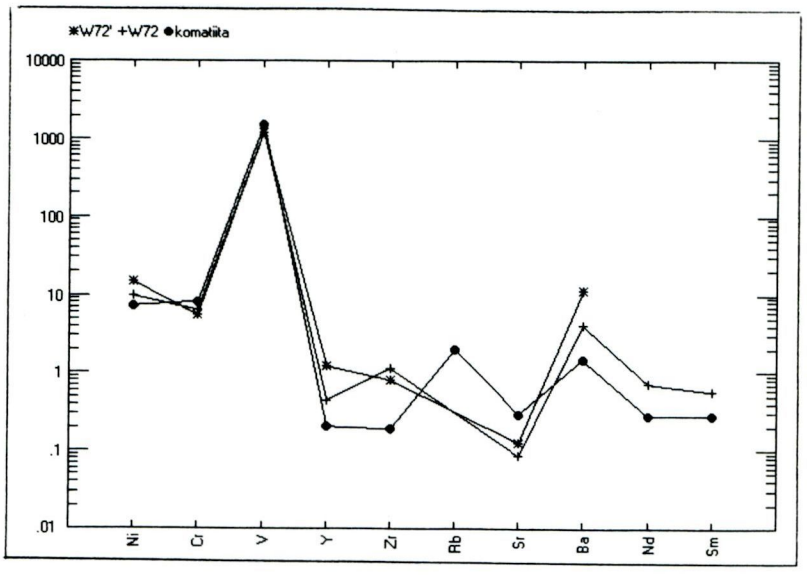


Figura II-58. "Spider" de hornblenditas / MORB (Brevins et al. 1984)

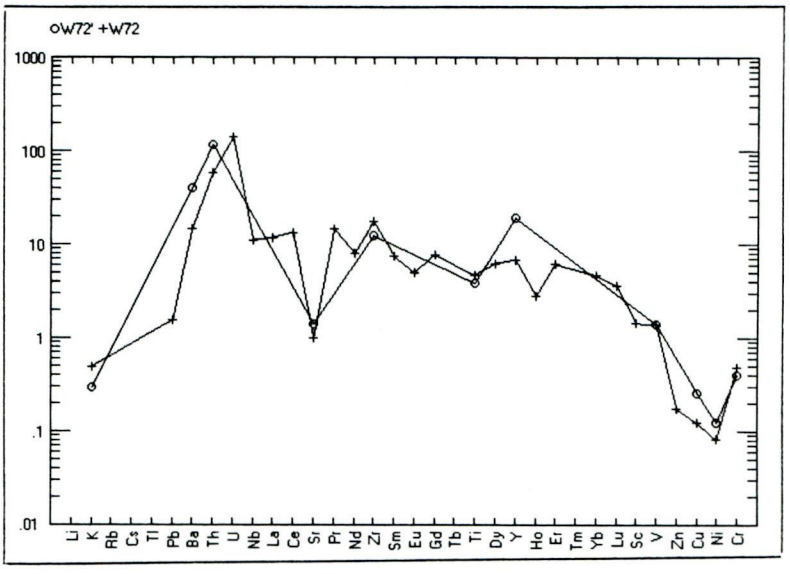


Figura II-59. "Spider" de hornblenditas / condritos.

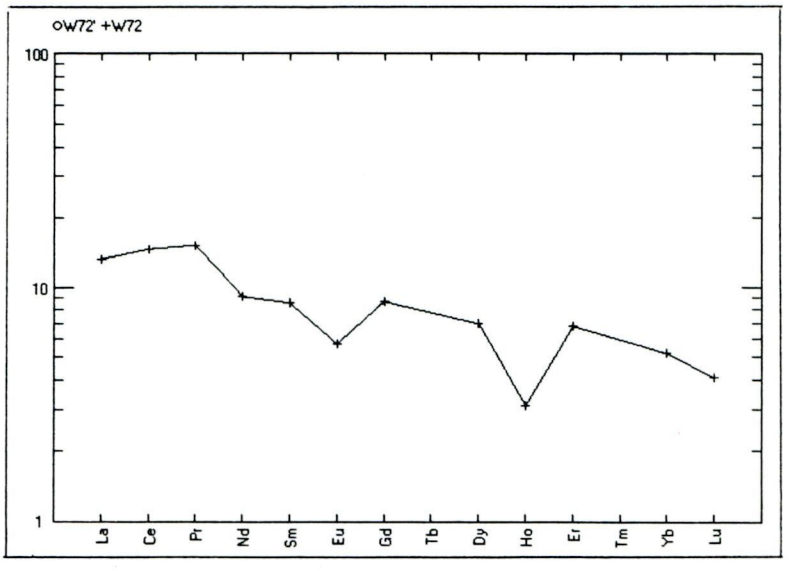


Figura II-60. Distribución de TR de hornblenditas / condritos.

(155), V (324), Y (14), Zn (80), Zr (58), Nb (4). Si bien esta roca es menos magnesiana y algo más alcalina son llamativas los valores comparables y elevados en Cr, Co, Ni, V, Zn.

En la porción más austral de la Sierra de Altautina, fuera del área de estudio, se encuentra el cuerpo pegmatítico de Las Tapias que presenta entre sus encajantes hornblenditas que se interpretan como diferenciados de la diorita que tambien está presente (Angelelli 1984).

Esta roca ultramagnesiana subalcalina ha tenido un protolito ígneo profundo (peridotítico komatiítico ?). Los magmas komatiíticos son considerados el resultado de procesos secuenciados de fusión (Wilson, 1993). Los basaltos subalcalinos muy pobres en K son típicos para fosas oceánicas y también derrames basálticos continentales. Rocas denominadas hornblenditas o anfibololitas fueron descriptas en las Sierras de Córdoba por Gay (1955) en Bajo Grande y cercanías de Candelaria. Estas rocas se diferencian de las aquí descriptas porque están compuestas por 40-70% de hornblenda verde pálido presentando inclusiones poiquilíticas de olivino y el resto dela roca se compone de serpentina. No se disponen de datos químicos para comparación.

Los escasos datos que hemos obtenido no permiten evaluaciones más avanzadas. Una interpretación como la realizada por Pereyra (1991) incita a comparar con las biotititas flogopíticas de la Sierra de Altautina rocas también magnesianas-cálcicas con elevados valores de V, Cr, Ni, Zn. Sin embargo no presentan relaciones de campo con la hornblendita como las que observó el citado autor en San Luis.

7-TURMALINITAS, ESQUISTOS TURMALÍNICOS

Estas rocas no alcanzan una expresión significativa en la zona pero, por su peculiaridad, resulta de interés describirlas separadamente. Rocas denominables como turmalinitas se han encontrado sólo en dos lugares: en el banco oriental de la cantera La Legal, como una delgada intercalación lenticular entre el mármol que en esta cantera contiene muy escasa scheelita. Otra observación fue realizada en el paraje El Puente donde se encuentra un nivel de turmalinita acuñado en sus extremos e intercalado entre gneises biotíticos (Fig. II-61a). Las potencias en ambos casos son escasas, alrededor de 20 centímetros promedio, y la longitud aflorante alcanza los 2 metros en ambos sitios.

El término turmalinitas fue definido por Slack (1982) para rocas con más de un 20 % de turmalina y la denominación de esquistos turmalínicos para esquistos con 1 a 15% de este mineral.

Las aquí llamadas turmalinitas son rocas grises a negras de grano muy fino con brillo débilmente sedoso y a ojo desnudo se aprecian como macizas (Fig. II-61b). Microscópicamente se observa que están constituídas por 70 a 80% de turmalina de composición intermedia entre schorlita y dravita, con leve tendencia dravítica en los bordes de los cristales (ver Cap. 3). La textura es de tendencia nematoblástica con suaves microplegamientos. Entre los prismas de turmalina existe una fuerte trabazón y tienen una longitud promedio de 150 μm con algunos cristales que alcanzan los 400 μm. El color dominante es verde oliváceo con pleocroísmo a gris rosado. La zonación es fácilmente observable en los prismas de mayor tamaño con núcleos castaño-rosado y pleocroísmo a verde azulado, en tanto los bordes tienen el color y pleocroísmo antes descripto. En las zonas de las charnelas de los micropliegues los prismas mayores suelen



Figura II-61a. Afloramiento de turmalinita en el paraje El Puente.



Figura II-61b. Turmalinita de mina La Legal

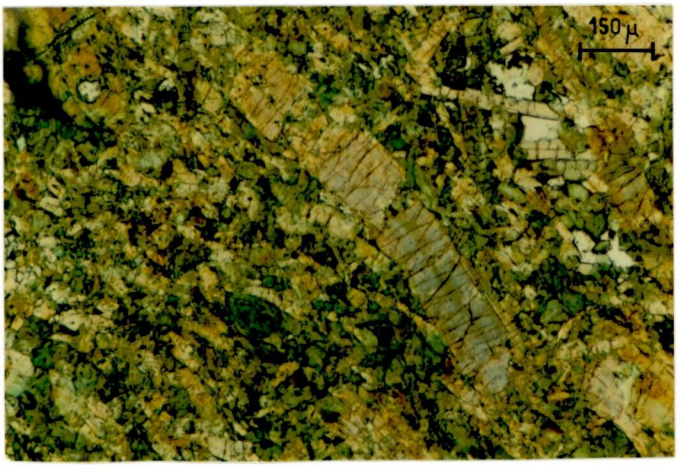


Fig. II-62. Imagen microscópica de turmalinita. (Pol ||)

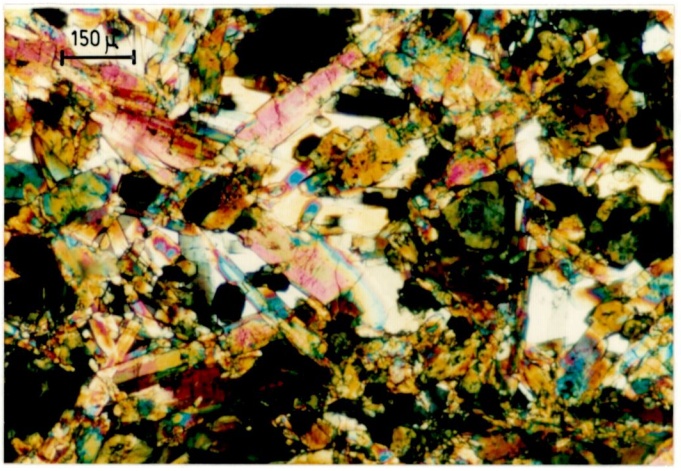


Figura II-63. Imagen microscópica de turmalinita. (Pol X)

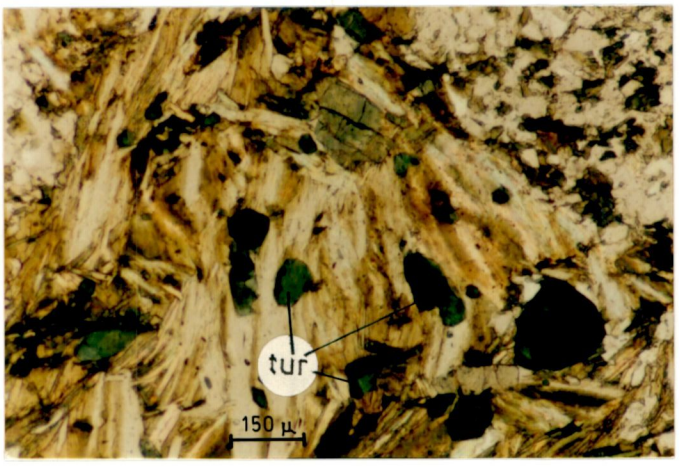


Fig. II-64. Imagen microscópica de esquisto turmalínico. (Pol ||)

"desflecarse" en otros más pequeños. Los espacios intergranulares están ocupados por cuarzo y como accesorios se han encontrado circón y apatita (Fig. II-62 y II-63).

Los esquistos turmalínicos fueron identificados microscópicamente por su elevado contenido en turmalina dentro de rocas del tipo esquistos o gneises biotíticos. Se los encontró en las cajas de rocas calcosilicáticas o anfibolíticas en la mina El Salto, La Gringa, Hilda y Esperanza y también en las cajas de los mármoles de las canteras La Legal y La Gringa.

En todos los casos se trata de esquistos o gneises biotíticos y también biotítico-almandínicos en los cuales la turmalina en prismas subhedrales se asocia principalmente a las micas acompañándolas en las deformaciones (Fig. II-64). Estas turmalinas de similar composición a la de las turmalinitas posee recristalización postcinemática (post D2) mezclada con biotita en arcos poligonales. En estas rocas, con abundancia de turmalina, también es notoriamente más abundante la presencia de minerales opacos.

En las últimas décadas estas rocas, normalmente de escasa expresión volumétrica, han sido objeto de atención por su casi constante asociación a depósitos minerales de distinto tipo. En cuanto a sus protolitos existe una aceptación más generalizada sobre su origen a partir de fluidos hidrotermales ricos en boro (Taylor y Slack, 1984) que la que realizó Plimer (1987, 1994) como metaevaporitas.

En las Sierras Pampeanas existen otras menciones de turmalinitas y esquistos turmalínicos, tambien asociados a depósitos de scheelita. Los hallazgos fueron hechos en Pampa de Tamboreo (Brodtkorb et al. 1985) y La Lagunita (Brodtkorb et al. 1995) en la provincia de San Luis. La turmalina presente en esos sitios tiene la misma composición que la de Sierra de Altautina.

8-CUARCITAS SPESSARTÍTICAS ("COTICULES")

En el área del presente estudio fueron encontradas cuarcitas spessartíticas intercaladas entre los gneises biotíticos que constituyen la caja de lentes calcosilicáticas en la mina Esperanza. También fueron observadas en abundancia en las escombreras de la mina El Salto como producto de las extracciones subterráneas especialmente de la labor 10. Sin embargo en la labor 9 de esta mina pudo verse un pasaje gradual entre cuarcitas rosadas anfibólicas y coticules que están en contacto con lentes calcosilicáticas mineralizadas.

Macroscópicamente son fácilmente diferenciables por presentar el caracter macizo de una metacuarcita pero con una coloración muy característica en el que alternan bandas de color castaño rojizo con otras verdosas (Fig. II-65). El espesor de estas bandas es muy variable desde 1, 5 cm hasta 6-7 cm. El grano aparece como fino a medio y poseen brillo vítreo marcado. No se observan estructuras planares pero si diaclasamiento. La cuarcita rosada anfibólica (Fig. II-66) que se encontró en pasaje a las cuarcitas spessartíticas en la mina El Salto llama la atención justamente por el color rosado de la masa cuarzosa (sílice con contenido de Mn ?).

Al microscopio su textura es granoblástica inequigranular con fuerte suturación entre los granos de cuarzo que tienen extinción fragmentosa. El bandeamiento de color se traduce en composicional, con abundancia de granates y minerales opacos en las bandas rosadas. En las bandas verdosas los accesorios son epidoto (ver Capítulo 3), tremolita-actinolita (γ:c = 20°), clorita, apatita, scheelita y calcita en venillas. Los granates son de color rosado amarillento y frecuentemente muestran una débil anisotropía anómala. Los cristales de granate son sub a euhedrales, distribuyéndose en "cadenas", "en atolón" o casi traveculares, señalando claramente un nucleamiento y cristalización a partir de puntos triples del mosaico de cuarzo tal como lo interpretaran De Witt y Strong (1975). Imagenes microscópicas se presentan en las figuras 68, 69 y 70. Este granate posee una composición mayoritariamente spessartítica con las siguientes proporciones moleculares Sp 40.24%, Gross 35.63 %, Alm 22.61 %, Pi 1.53 % (ver Capítulo 3). Los abundantes minerales opacos se distribuyen en las bandas granatíferas y se trata de magnetita euhédrica, esfalerita y calcopirita. Los demás accesorios son escasos y se distribuyen sin organización. En dos muestras recogidas en escombreras de mina El Salto se encontró scheelita que se observa en granos alotriomorfos intercrecidos granularmente con spessartita.

8.1-Composición Química

En el cuadro II-6 se encuentran los resultados obtenidos sobre dos muestras de este tipo de rocas. Ambas muestras corresponden a la mina El Salto, w45 (ver ubicación en el mapa de la mina) y wES (muestra de la escombrera de la labor 10).

Al comparar los componentes mayoritarios, respecto de los valores que presentan las metacuarcitas normales de la zona (Cuadro 1), se observa que las cuarcitas spessartíticas tienen muy elevados Fe_2O_3, CaO y MnO, en cambio disminuídos Na_2O, K_2O y TiO_2 . Al utilizar el gráfico (Fig. II-71) de Moore y Dennen (1970) las cuarcitas spessartíticas caen en los campos de subgrauvacas o areniscas. Sin embargo, la muestra que entra en el campo de las areniscas se aleja mucho del campo triangular propuesto para los sedimentos señalando un posible origen ígneo.



Figura II-66. Cuarcita spessartítica -"coticule"- de mina El Salto



Figura II-67. Cuarcita rosada anfibólica, mina El Salto

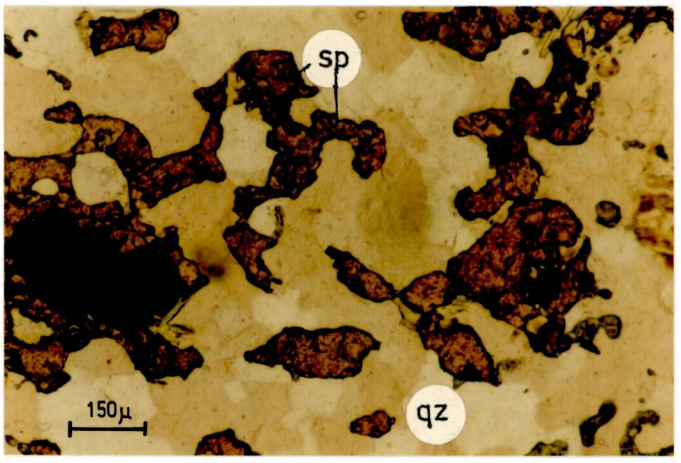


Figura II-68. Imagen microscópica de "coticule" con spessartita travecular y en atolón. (Pol ||)

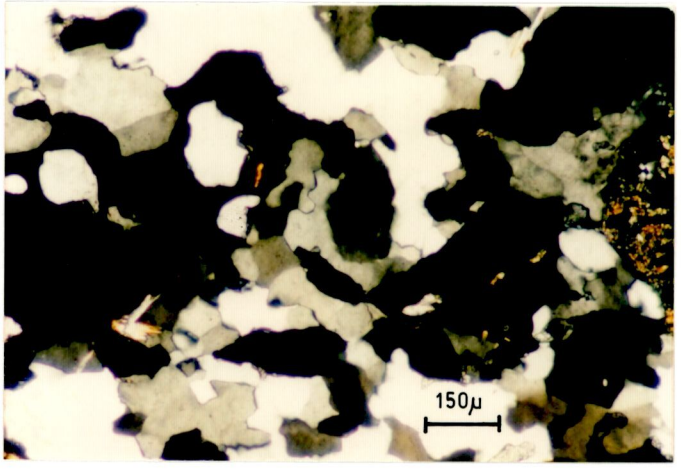


Figura II-69. Idem Fig. II-68 (Pol X)

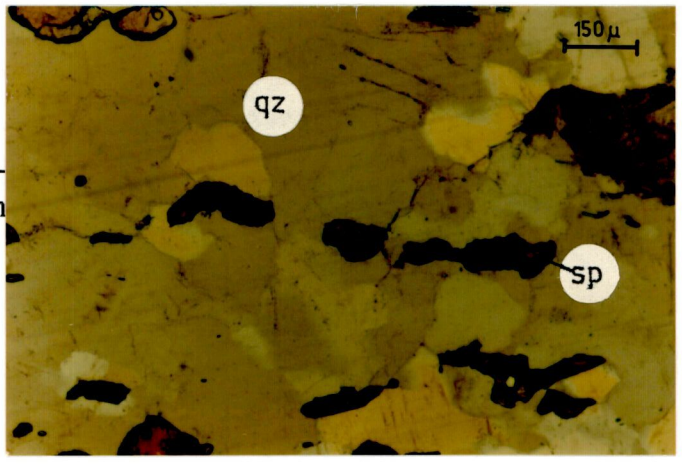


Figura II-70. Imagen microscópica de "coticule" con spessartita en rosario. (Pol X).

CUADRO II-6

òxidos %	W45	ES	elem. ppm	W45	ES
SiO_2	62.25	79.94	Ba	22	29
Al_2O_3	8.20	1.09	Sr	98	45
Fe_2O_3	5.92	8.62	Y	12	4
MnO	3.48	0.11	Zr	20	6
MgO	1.45	0.51	Cu	39	1094
CaO	12.92	8.49	Pb	13	<5
Na_2O	0.03	0.02	Zn	1467	2527
K_2O	0.36	0.03	Ag	1.1	0.4
TiO_2	0.04	0.02	Ni	4	7
P_2O_5	0.09	0.04	Cd	132	9.1
Pérd. calc.	3.08	0.75	Bi	<5	<5
Total	97.81	99.62	V	91	41
H_2O^+	0.28	0.31	Be	9	3
H_2O^-	0.23	0.20	Au ppb	10	6
			As	<2	<2
			Br	<1	<1
			Co	2	3
TR ppm	W45	WES	Cr	280	320
La	2.2	2.1	Cs	14	0.8
Ce	3	4	Hf	<0.5	<0.5
Nd	<5	<5	Hg	7	<1
Sm	0.9	0.3	Ir	<5	<5
Eu	0.4	0.2	Mo	23	45
Tb	0.4	0.8	Rb	40	13
Yb	1.5	0.7	Sb	3.5	0.5
Lu	0.20	0.09	Sc	0.9	0.7
			Se	<3	<3
			Ta	<1	<1
			Th	1.1	<0.5
			U	3.4	2.4

Ante una litología que presenta una mineralogía y quimismo tan particular, especialmente sus contenidos en MnO, y suponiendo la posibilidad de un protolito ígneo, se utilizó el gráfico de Winchester y Floyd (1977). En este diagrama SiO_2 - Zr/TiO_2 (Fig. II-72) las muestras se ubican en el campo de las riolitas y traquitas.

Los elementos traza de estas rocas y del promedio para cuarcitas fanerozoicas (Boryta y Condie 1990) se presentan en un diagrama tipo "spider" normalizado a MORB (Fig. II-73). En la comparación con las cuarcitas incluídas se observa un diseño general de distribución similar pero con algunas diferencias.

En un similar diagrama, aunque normalizado a NASC (Fig. II-74) se puede distinguir que tampoco tienen comportamiento similar al compuesto pelítico.

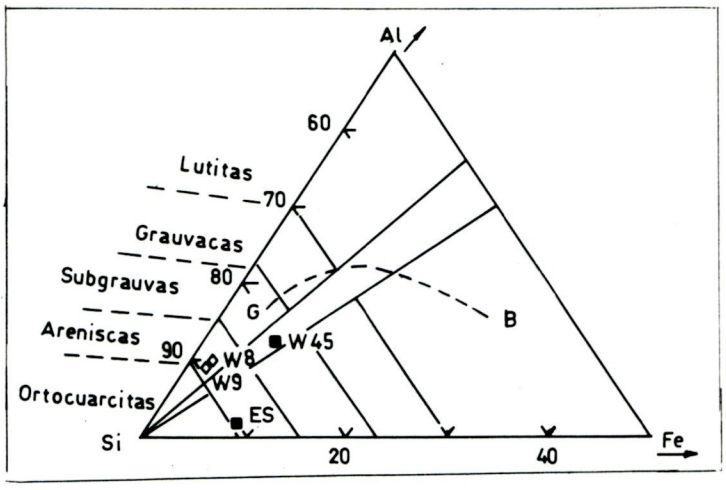


Figura II-71. "Coticules " en diagrama de Dennen y Moore (1970).
Se incluyen dos metacuarcitas (w8 y w19)

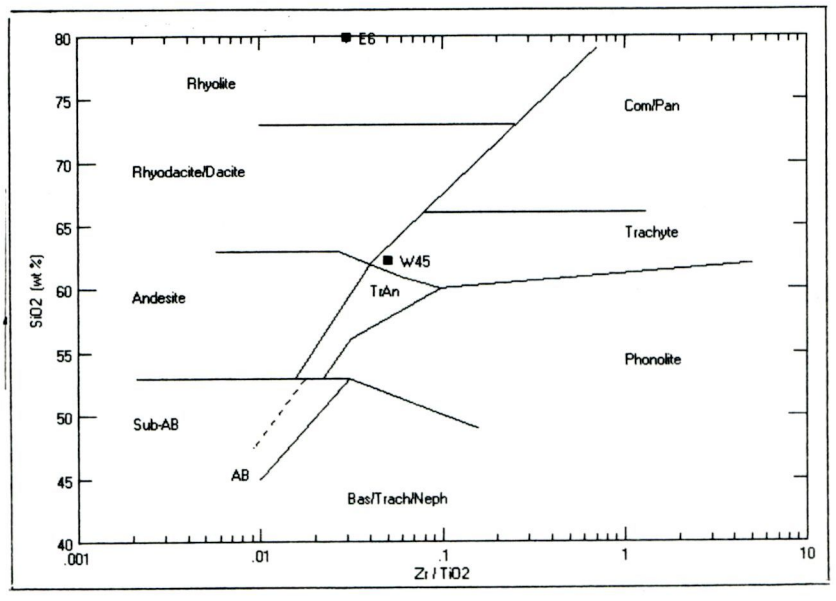


Figura II-72. "Coticules" en diagrama de Winchester y Floyd (1977)

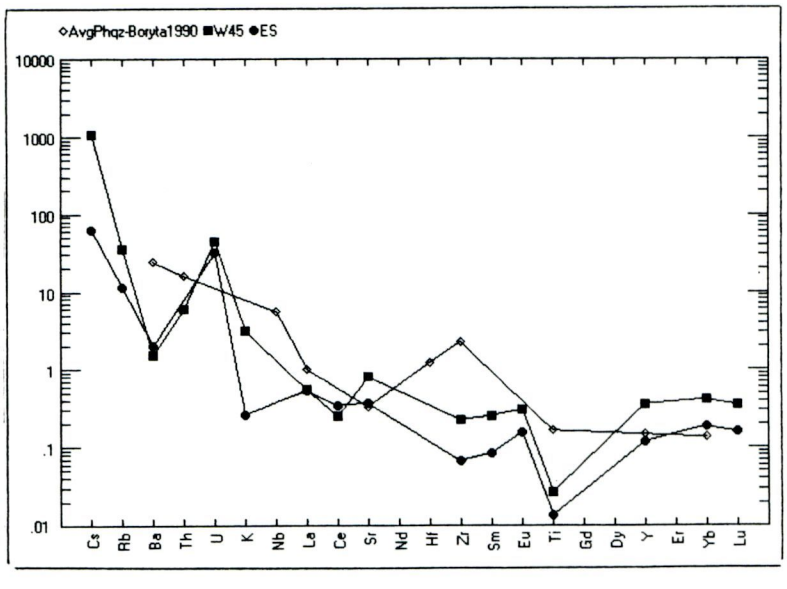


Figura II-73. "Spider" de "coticules" / MORB

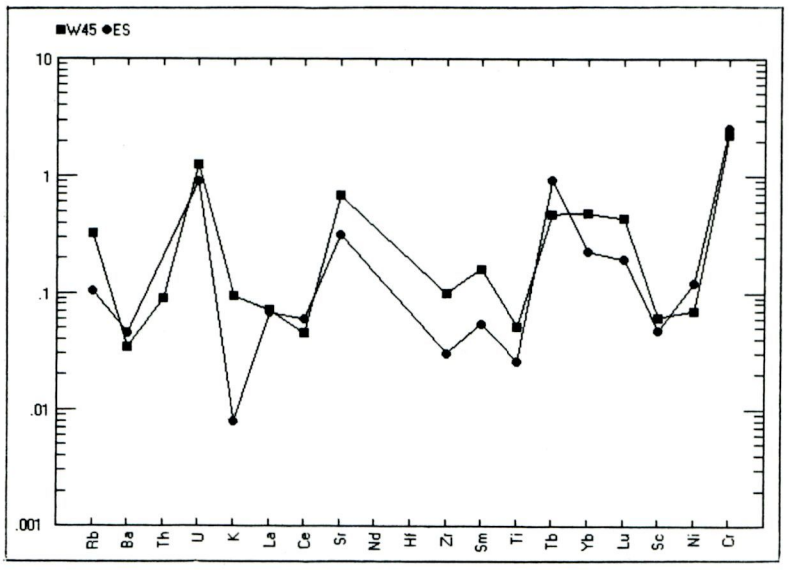
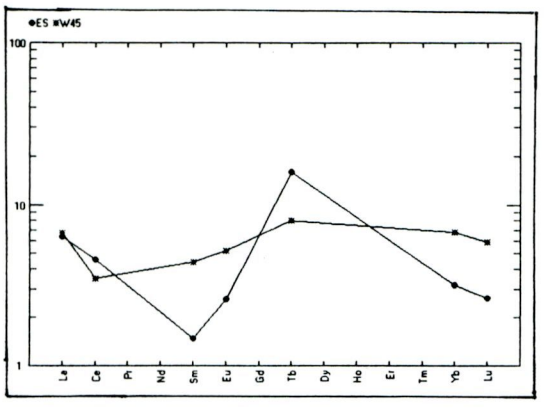
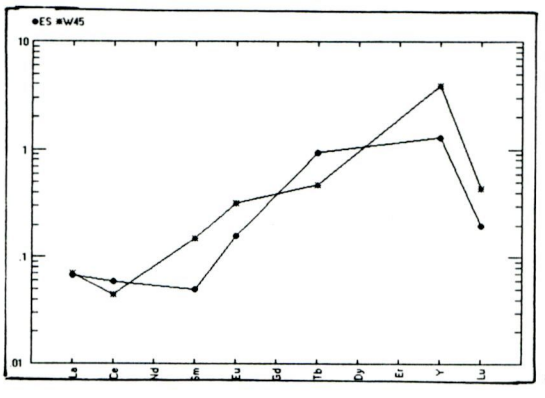


Figura II-74. "Spider" de "coticules" / NASC (Gromet et al. 1984)



-a-



-b-

Figura II-75. Distribución de TR de las cuarcitas spessartíticas normalizadas a condritos (a) y NASC (b) Gromet et al. 1984.

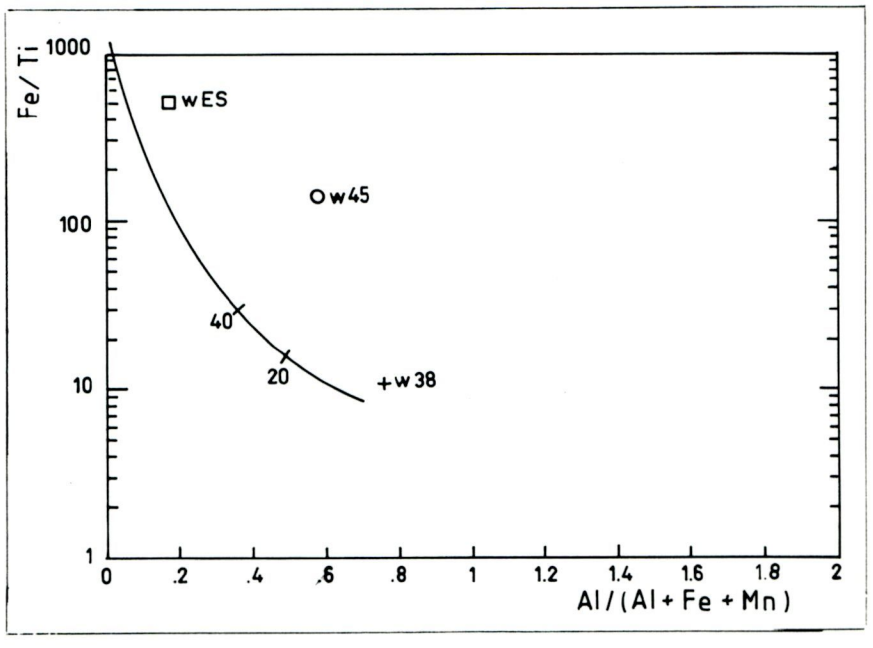


Figura II-76. "Coticules" en el diagrama Fe/Ti - Al/(Al+Fe+Mn)

El diseño de distribución de las tierras raras se presentan normalizado a condrito y a NASC (Fig. II-75). Esta distribución posee un patrón semejante al que Lottermoser (1989) obtuvo para el distrito Broken Hill (Australia) en rocas asociadas a esa mineralización y que llamó exhalitas ricas en cummingtonita adjudicándoles tal como su nombre lo indica un origen exhalativo.

Con las evaluaciones geoquímicas hasta ahora realizadas se puede suponer que estas metacuarcitas spessartíticas han tenido en su protolito un aporte ígneo. Para discriminar esta última posibilidad se utilizó el diagrama Fe/Ti - Al/(Al+Fe+Mn) (Fig. II-76), también usado por Wonder et al. (1988) y Fernández et al. (1994) a los efectos de comparar proporciones de sedimentos terrígenos y pelágicos con el de sedimentos metalíferos. En este diagrama se incluyó de manera comparativa uno de los esquistos de la zona. Se puede observar que las cuarcitas spessartíticas se separan hacia el extremo con aporte hidrotermal y según el diagrama tendrían un aporte de más del 40 % de sedimentos metalíferos combinados con materiales terrígenos.

Los elementos reunidos permiten inferir que esta litología representa un episodio hidrotermal portador de metales dentro de la secuencia dominantemente sedimentaria. El Mn resultó capturado en la estructura de los granates (en el cuarzo para las cuarcitas rosadas anfibólicas ?). En cuanto a los elevados valores de Zn y Cu se expresan en la esfalerita y calcopirita diseminadas que se han hallado en estas rocas.

Se las denomina cuarcitas spessartíticas atendiendo a su mineralogía y "coticule" por las similitudes mineralógicas y geoquímicas con rocas que, en las últimas décadas se han encontrado asociadas a diferentes depósitos minerales. El término "coticule" fue aplicado por primera vez por Renard (1878) para cuarcitas spessartíticas ordovícicas del macizo de Stavelot en Bélgica. El nombre deriva de su uso como piedra de afilar por su contenido en granate (del latín "cotis", que significa piedra de afilar). Esta misma denominación fue utilizada por Schiller y Taylor (1965). Además de los componentes mencionados estas rocas poseen como accesorios micas, cloritas, etc. En la Argentina la primer mención de "coticules" fue realizada por Brodtkorb et al. (1993), también en las Sierras Pampeanas Orientales y en áreas con mineralización scheelítica aunque Sureda et al. (1992) denomina de igual manera a un chert con alto contenido de manganeso en mina Esperanza, Jujuy. El hallazgo de Brodtkorb et al. (1993) fue profundizado en su estudio por Fernández et al. (1994) y corresponde al área de mina La Higuerita en la provincia de San Luis.

9-ESQUISTOS DE ALTAUTINA

Estas rocas afloran en el flanco occidental de la Sierra de Altautina, a lo largo de unos 25 kilómetros. Perfiles bien expuestos para su observación se pueden seguir en los cortes del camino de la Cuesta de Altautina y en el arroyo del mismo nombre en las cercanías del poblado homónimo. Este conjunto se ubica en el labio inferior de la falla que limita al oeste la sierra mencionada. Una característica diferenciable de esta franja es la ausencia de pegmatoides que es un elemento constante en el resto del complejo metamórfico del área.

Se trata de rocas de grano muy fino con colores grises, verdosos, amarillentos y cierto brillo sedoso. Como lo describieran Olsacher (1972) y Gordillo y Lencinas (1979) este conjunto consiste básicamente en la alternancia de dos tipos litológicos: uno rico en micas y otro rico en cuarzo. La asociación mineral que las caracteriza es, cuarzo, albita, biotita, muscovita. Las rocas

más micáceas corresponden a filitas biotíticas con esquistosidad en láminas muy finas y compuestos por biotita, muscovita, cuarzo y frecuentes poiquiloblastos de albita. El tipo rico en cuarzo son filitas cuarzosas que se separan en lajas más gruesas.

En las porciones expuestas más basales, al pie de la Cuesta de Altautina, dominan las filitas con el aspecto de una roca gris amarillenta de grano muy fino y muy descompuesta con manchas irregulares de óxidos de hierro. Microscópicamente ofrecen textura sublepidoblástica dada por un intercrecimiento muy trabado de finos granos xenomorfos de muscovita y biotita con escaso cuarzo intergranular. Se observan intercalaciones delgadas de una cuarcita menos deleznable en las cuales además de una mayor abundancia de cuarzo se repiten las características anteriores y se suma la alternancia de finos niveles milimétricos constituídos por agregados xenomórficos de zoisita-clinozoisita.

Hacia arriba en el perfil, la litología es dominantemente cuarcítica de colores grisáceos, verdosos, castaños, de aspecto fresco y compacto. Existe una alternancia de niveles en los cuales los planos de foliación muestran un brillo micáceo por mayor abundancia de filosilicáticos con otros de rocas menos foliadas y superficies mate-sedosas. Es en estos niveles medios de la Cuesta donde se observan cortes al borde del camino con diaclasamiento intenso en las cuarcitas. En ellas son abundantes las intercalaciones concordantes (muy raramente discordantes) de guías, venas y hasta vetas de cuarzo con turmalina con espesores máximos de 10 centímetros, en las cuales suele observarse granate submicroscópico. La turmalina negra llega a hacerse dominante sobre el cuarzo en algunas guías. También es abundante en algunos niveles cuarcíticos la distribución profusa de cristales aciculares de turmalina que permiten llamarlas cuarcitas turmaliníferas. La textura microscópica de estas rocas es granoblástica con escasa orientación de las micas. La biotita está parcialmente cloritizada y sus láminas son xeno a hipidiomorfas con un bajo grado de desarrollo cristalino (Fig. II-77). La plagioclasa, generalmente en porfiroblastos, está caolinizada y el cuarzo presenta extinción ondulosa. Son accesorios frecuentes, circón y turmalina. En este conjunto cuarcítico alterna una litología calcosilicática, como expresiones menores en niveles centimétricos, constituídas por rocas descriptas como calcosilicática 1 y 2.

En todas ellas, si bien se ha alcanzado la formación de biotita, es remarcable el bajo grado cristalino de sus componentes en comparación con las demás metamorfitas del área y también la frecuente presencia de "parches" y venas disfusas de calcita que invaden cualquiera de las litologías descriptas en esta secuencia.

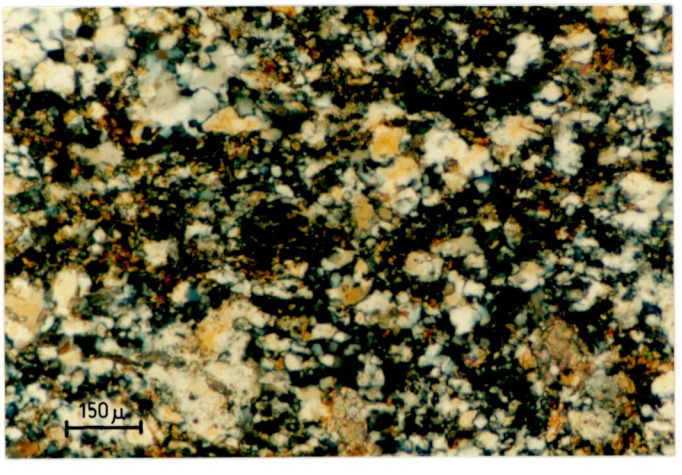


Figura II-77. Imagen microscópica de una muestra de los llamados "esquistos de Altautina". Obsérvese el grano fino y bajo grado de cristalización de micas. (Pol X)

10-PEGMATOIDES Y PEGMATITAS

En el área existe una gran profusión de cuerpos pegmatoides de muy variadas dimensiones con corridas desde centímetros hasta cientos de metros. Su emplazamiento en los gneises y esquistos es mayoritariamente concordante a subconcordante, acompañando la dominante e importante inclinación hacia el oriente que los hace muchas veces casi verticales. Los pegmatoides resaltan en el relieve como murallones o crestones. En la sierra de Altautina afloran en toda su extensión siendo sus afloramientos muy notorios en el extremo norte donde cordones tabulares contínuos flanquean la falla que constituye su límite occidental constituyendo el remate de los cerros y cortando las quebradas que siguen la dirección de la falla. Alcanzan extensiones de 7 kilómetros de largo y anchos entre 50 y 100 metros.

Estos cuerpos pegmatoideos acompañan la deformación de la región existiendo 3 orientaciones que coinciden con los tres dominios de deformación del área y además presentan estadísticamente la misma frecuencia en cada uno de ellos. La definición en claros cuerpos tabulares es notoria en aquellos de grandes dimensiones y en las zonas donde existen menos plegamientos de gran amplitud (zonas aledañas a la gran falla occidental de la Sierra). En la zona de la mina El Salto, donde los plegamientos son de mayor importancia a escala regional, existen cuerpos pegmatoideos importantes con formas irregulares acompañando la deformación aunque el diferente grado de competencia que presentan, respecto de sus encajantes, los secciona en cuerpos groseramente ovoides de hasta 200 metros de longitud.

Las rocas se encuentran frescas y no muestran heterogeneidades en su textura. El color que las caracteriza es blanquecino, amarillento a rosado-rojizo con frecuentes estructuras esquistosas concordantes con las de los encanjantes. También son homogéneas en la distribución de sus componentes mineralógicos que en orden decreciente de abundancia son: cuarzo, ortoclasa o microclino, albita-oligoclasa, muy minoritaria muscovita y ocasional apatita y sillimanita. Muy escasamente se ha observado algo de turmalina aunque se mencionan (Gamkosian, 1945) también berilo, granate, epidoto, triplita y columbita. Sólo en uno de los cuerpos cercanos a la mina San Juan Bosco se ha observado eutécticos de cuarzo y turmalina y algún cristal de berilo. Raramente también se encontraron intercrecimientos de cuarzo y feldespato micro a macrográfico. La presencia de scheelita fue observada en pegmatoides y pegmatitas, de escala mesoscópica a microscópica, pero sólo en aquellas que se alojan de manera concordante, o atraviesan, alguna de las litologías portadoras de mineralización.

El tamaño de grano de los pegmatoides de la Sierra de Altautina es variable, desde centimétrico y equidimensional hasta algo más voluminosos sin alcanzar las proporciones que caracterizan a las pegmatitas de las Sierras de Córdoba. En las observaciones microscópicas de la litología metamórfica es casi constante la presencia de venillas concordantes de composición cuarzo-feldespática pero sin muscovita. Estos segregados observables a escala microscópica no parecen diferenciarse de los de dimensión mesoscópica o regional tanto en sus deformaciones como en su composición y proporcionalmente se reitera como rareza la observación de texturas gráficas.

En definitiva existen elementos que contribuyen a considerar estos cuerpos como otros segregados migmatíticos y a ellos se los denomina pegmatoides. También existen otros caracteres que definen pegmatitas de tipo homogéneas. No resulta sencillo su diferenciación en el campo, es por ello que en los mapas se presentan con ambas denominaciones.

Al sur del área de estudio y en el extremo austral de la Sierra de Altautina (ver Fig. I-4) se encuentra el cuerpo pegmatítico de Las Tapias con abundancia de berilo, espodumeno, columbita, microlita, bismutinita (Galliski 1994). Esta pegmatita, que fuera objeto de explotación económica ,presenta una cierta simetría (Angelelli 1984). La roca de caja es una diorita con diferenciados hornblendíticos, más cuarcitas micáceas. Galliski (1994) clasifica al distrito pegmatítico de Altautina dentro de la clase elementos raros, tipo complejo, subtipo espodumeno según la clasificación adoptada por Cerny (1991). Este tipo tiene una relación exterior respecto a granitos. Galliski (1994) aclara que la clasificación para el distrito la hace en función del cuerpo de Las Tapias y que el resto de la sierra merece un mayor estudio.

En este relevamiento se ha prestado atención a los pegmatoides en tanto pudieran ser portadores de mineralización de tungsteno. Como ya se ha mencionado sólo portan scheelita al atravesar las litologías con más abundante cantidad. Gran parte de los pegmatoides del área, sin contar con datos químicos acerca de los mismos, podría clasificarse con cierta precaución en la clase muscovita generadas por segregación de leucosomas anatécticos de Cerny (1991). En la clasificación de referencia esta clase corresponde a una facies de metamorfismo anfibolita de alta presión que no es la que se manifiesta en el área. Por lo tanto se concluye, como Galliski (1994), que este aspecto debera ser estudiado en detalle.

-Aplitas-

Rocas con características aplíticas se han observado constituyendo cuerpos menores de disposición similar a las pegmatitas y pegmatoides. No obstante, son más escasos en relación a éstos últimos como también de menores dimensiones. Se descartan aquí las diferenciaciones aplíticas observadas dentro de los cuerpos graníticos. Suelen presentarse cortadas por cuerpos pegmatíticos sin observarse ningún proceso asociado a ello. Sus potencias promedio no superan 1 metro.

Son rocas en general frescas de colores rosados a blanquecinos, de grano fino a microcristalino con aspecto sacaroideo y muy compactas. Su textura es microgranuda con esporádicas facies porfíricas que se concentran dominantemente en los bordes. Cierta esquistosidad es perceptible y coincidente con la principal foliación de la región y el diaclasamiento es también frecuente. Microscópicamente son holocristalinas de grano fino a medio mineralógicamente compuestas por cuarzo, biotita, plagioclasa, ortoclasa, apatita y óxidos de hierro. Como fenocristales es más frecuente biotita que cuarzo, en folias idio a subidiomorfas. La biotita está parcialmente desferrizada y presenta inclusiones de circón. El cuarzo posee extinción ondulosa. La plagioclasa oligoclásica cuando está fresca muestra maclas de Albita y combinación con Periclino, las alteradas muestran distintos grados de avance de sericitización y argilitización. La ortoclasa con alteración variable arcillosa muestra maclas de Carlsbad. En algunas, el feldespato alcalino es microclino. En sectores restringidos existen agregados microbrechosos de cuarzo plagioclasa y biotita de aspecto cataclástico. La muscovita no es muy abundante y cuando está presente suele faltar la biotita. Ocasionalmente se encontraron en la observación microscópica granos alotriomorfos de granate suavemente rosados.

11-GRANITOIDES

Las rocas de este tipo corresponden a las últimas estribaciones del batolito de Achala y a tres stocks de dimensiones reducidas, excepto el correspondiente al Cerro San José. Las expresiones del batolito, en el área de estudio, llegan hasta Ciénaga de Allende donde ya está muy regolitizado. Afloramientos frescos, donde fue muestreado, se encuentran en la Cuesta de Cura Brochero. Los stocks mencionados son los de San José, Estancia La Yeya y, en el sur de la zona, el denominado Cóndor Huasi. Constituyen saliencias del relieve siendo el más importante el Cerro San José. En la estancia La Yeya sobresalen el cerro Inti-Huasi y en Cóndor-Huasi los afloramientos constituyen una serie de lomadas muy suaves sin elevaciones significativas. Las alturas de estos cerros sobresalen pocos metros sobre los valles de los alrededores (100 metros como máximo).

La coloración de estos granitoides no es muy variada y está fundamentalmente afectada por la meteorización que hayan sufrido. El afloramiento Cóndor Huasi presenta coloración blanquecina a gris rosada y está poco meteorizado. Los otros dos son notoriamente rosados y rojizos con una más intensa alteración siendo posible todas las transiciones desde granito fresco hasta alterado.

En general se observan como rocas granulosas holocristalinas o porfiroides, macizas, localmente con estructuras paralelas. En San José y La Yeya se observan como más abundantes las facies porfiroide y aplítica. En Cóndor Huasi el granito se caracteriza por su fuerte estructura paralela. En estos cuerpos son frecuentes los filones aplíticos (muy abundantes en La Yeya), pegmatíticos y de cuarzo. El diaclasamiento es muy intenso, sobre todo en San José donde los afloramientos están expuestos sin gran cobertura vegetal.

En el granito del Cerro San José se encontraron algunas pequeñas concentraciones de berilo en cristales idiomorfos de hasta 4 centímetros de largo puestas en evidencias gracias a los disparos realizados por buscadores de tal mineral. En sectores regolitizados del batolito de Achala cercanos a la población de Ciénaga de Allende existen manifestaciones de amatista dentro del cuerpo subaflorante. Estas consisten en material de baja calidad, en cristales muy pequeños, que se concentran en planos de diaclasas del granito y se relacionan evidentemente a fluidos póstumos. A continuación se describirán observaciones microscópicas de muestras seleccionadas como representativas de cada uno de los cuerpos.

-Granito de la Cuesta Cura Brochero-

Roca de textura granosa inequigranular alotriomorfa de grano grueso. Componentes minerales: cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y muscovita. El cuarzo (40%) tiene extinción fragmentosa con fracturación y granulación con presencia de algunas inclusiones puntuales. El feldespato alcalino (45%) es pertítico con maclas en enrejado y está escasamente fracturado y alterado parcialmente a material arcilloso e invadido por limonita pulverulenta. La plagioclasa (10%) es subhedral y posee maclado según ley de Albita y Carlsbad algo disturbado por presiones. En base a sus índices y ángulos de extinción de maclas su composición es oligoclasa cálcica. La plagioclasa presenta la misma alteración que el feldespato alcalino. La muscovita (5%) tiene una tonalidad verdosa y notable birrefringencia y pleocroísmo de relieve (muscovita litífera ?), se asocia a los feldespatos y plagioclasas o en láminas pequeñas en nidos. Minerales accesorios son: apatita, circón, minerales opacos.

-Granito Cerro San José-

1-Muestra del borde occidental

Roca de textura granosa hipidiomorfa con similar proporción de feldespato alcalino, plagioclasa y cuarzo que la anteriormente descripta para la Cuesta Cura Brohero. El feldespato alcalino de tipo microclino presenta maclas polisintèticas, a veces es pertìtico y posee inclusiones de cuarzo redondeado y plagioclasa subhedral (Fig.II-78). La plagioclasa (An 30%) es de hàbito tabular subhedral con maclas segùn ley Albita, Albita-Carlsbad y Albita-Periclino y suelen presentar una ligera zonaciòn con el nùcleo alterado a material argìlico-sericìtico y halo albìtico (Fig. II-79). El cuarzo no posee tamaño uniforme, es anhedral y tiene extinción ondulosa. El mafito principal (7%) es la biotita de color pardo verdoso, muy pleocroica, generalmente fresca y ocasionalmente alterada a clorita y muscovita. La muscovita es tardìa y aparece en cristales incluìdos en los minerales fèlsicos. Como accesorio se encuentra titanita y, por otra parte, se observa sericita fina como relleno de fracturas.

2-Muestra del centro del cuerpo

Textura granosa equigranular alotriomorfa gruesa. Los componentes son cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y muscovita. Se observa una ligera inequigranularidad dada por la presencia de algunos individuos de cuarzo y feldespato alcalino de mayor tamaño que el promedio. El cuarzo (35%) muestra muy escasas inclusiones puntuales, extinción ondulosa y fracturaciones leves. El feldespato alcalino (45%) está ligeramente alterado a material arcilloso y presenta maclado en enrejado. La plagioclasa (15%) posee maclado según Albita-Carlsbad y una leve alteración arcillosa. Algunas maclas están deformadas por presiones, su composición es An 25%. El feldespato alcalino forma textura gráfica con el cuarzo, mientras que en la plagioclasa se observan mirmequitas. La muscovita (5%) también verde claro y con alta birrefringencia (muscovita litífera ?) desarrolla buenas láminas (Fig. II-80). Como accesorios se encuentran apatita y mineral opaco.

3-Muestra del borde oriental del cuerpo

La textura de este granito es granular de grano grueso. Sus constituyentes principales son: microclino, plagioclasa y cuarzo. El feldespato alcalino se presenta en cristales subhedrales con sus tìpicas maclas en enrejado, en general pertìtico con inclusiones maculosas de cuarzo y muscovita. La plagioclasa, con maclas segùn Albita, Albita-Carlsbad y Albita-Periclino, presenta incipiente alteraciòn arcillosa-sericìtica y su composiciòn es An 25%. El cuarzo posee tamaños variables y extinciòn ondulosa, suele observarse tambièn de modo intersticial. El ùnico mineral màfico resulta la biotita (7%) de color pardo verdosa, muy pleocroica y desferrizada y como accesorio sòlo se observa apatita.

-Granito La Yeya-

1-Muestra de zona sudoriental del cuerpo.

Se trata de un granito biotìtico-muscovìtico de textura granosa integrado por los siguientes minerales: microclino, plagioclasa y cuarzo con relaciones porcentuales similares a las que se han descripto para el Granito San Josè. El microclino se presenta en granos anhedrales a subhedrales con tìpicas maclas en enrejado, pertìtico y con frecuentes inclusiones de plagioclasas. Se observan microtexturas de exsoluciòn de microclino-cuarzo en formas maculosas o en cadena. La plagioclasa (An 33%) tabular, posee el nùcleo y zonas intermedias alteradas a material argìlico-sericìtico, suele observarse reemplazada por microclino. El cuarzo es anhedral y en general forma

un mosaico intersticial. La biotita (5%) es el mafito màs abundante y generalmente està desferrizada y alterada a muscovita asociada a epidoto. La muscovita secundaria es muy abundante pero tambien se observa en menor porcentaje muscovita primaria tardìa.

-Granito Cóndor Huasi-

1-Muestra del centro del cuerpo.

Roca de textura granosa inequigranular posee similar composiciòn mineralògica y proporciones porcentuales que los demàs cuerpos. El microclino presenta sus caracterìsticas maclas polisintèticas complejas algo deformadas, tambièn se observa la presencia de mirmequitas y una incipiente alteraciòn allofànica. La biotita (7%) a diferencia del granito La Yeya se observa con frecuentes flexuraciones. La muscovita dominantemente es secundaria aunque en menor proporciòn existen folias de muscovita primaria. Como accesorios se encuentran granate (Fig. II-81), minerales opacos, apatita y epidoto.

11.1-Análisis químicos

Los datos obtenidos figuran en el cuadro II-7 y las muestras analizadas fueron tres: SJ: Cerro San José (W87 centro del cuerpo); LY: La Yeya (W402); CH: Cóndor Huasi (W410).

Las evaluaciones que se realizaran de los datos químicos no presuponen que los tres stocks representen la evolución de un mismo evento, ni tampoco se pretende señalar para cada stock definiciones que nunca se podrían sustentar sobre la base de una sola muestra analizada por cada uno de ellos. No se considera que cada muestra sea representativa de cada cuerpo, si lo fueran ello seria sólo desde la apreciación petrográfica de facies más dominante en cada stock. El objetivo esencial, con la escasez de datos que se disponen, es efectuar comparaciones con otros granitos estudiados con mayor cantidad de análisis. La cercanía con el voluminoso batolito de Achala se ha contemplado al momento de incorporar datos químicos de comparación como también otros de la Sierra Norte de Córdoba y de la Sierra de Guasapampa. Estos datos son:

-Rapela (1982), representados en los gráficos por este símbolo □. Corrresponde al promedio de 20 muestras de una transecta del batolito aproximadamente a los 31°30´ Lt S.

-Lira y Kirschbaum (1990). Representan un corte del batolito a los 31°26´ Lt S. Los autores diferencian varias facies: facies A (símbolo en los gráficos: ×), monzo-leucogranitos de los bordes del plutón, promedio de 6 muestras; facies B (símbolo en los gráficos: +), monzogranito porfírico que consideran la facies dominante del batolito, promedio de 5 muestras; facies C y D (símbolo en los gráficos: ◊) que corresponden a monzogranitos de grano fino con y sin megacristales de microclino, promedio de 6 muestras.

-Rapela et al. (1991), correspondiente al pórfido granítico de Oncán del Batolito de la Sierra Norte de Córdoba, promedio de 5 muestras (símbolo en los gráficos: *).

-Rapela et al. (1991), representa el sector norte del batolito de Achala en dos tipos. Uno es el monzogranito porfiroide (símbolo en los gráficos: ∧) y el otro un monzoleucogranito muscovítico de grano fino (símbolo en los gráficos: ∧).

-Fernández (1989), se han seleccionado tres muestras que representan el tren evolutivo indicado por el autor para el stock Mesa del Coro en la Sierra de Guasapamapa (símbolo en los gráficos ◆).

El cálculo normativo para los 3 stocks se representa (Fig. II-83) en el diagrama de LeMaitre (1989). En este diagrama se ubican dentro del campo de los monzogranitos al igual que

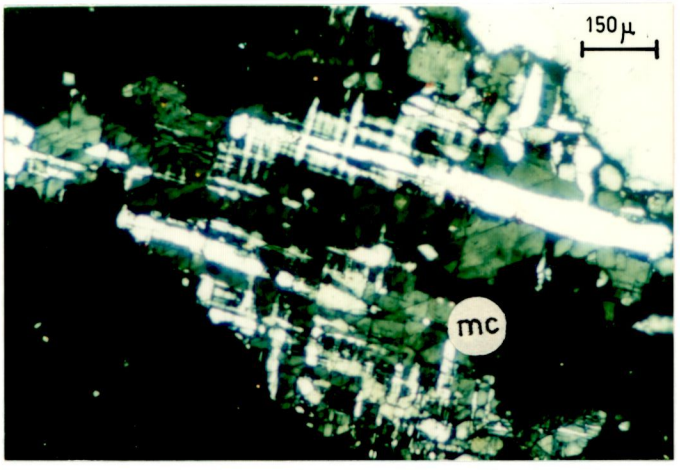


Figura II-78. Imagen microscópica de inclusiones de cuarzo y plagioclasa en microclino. (Pol X)

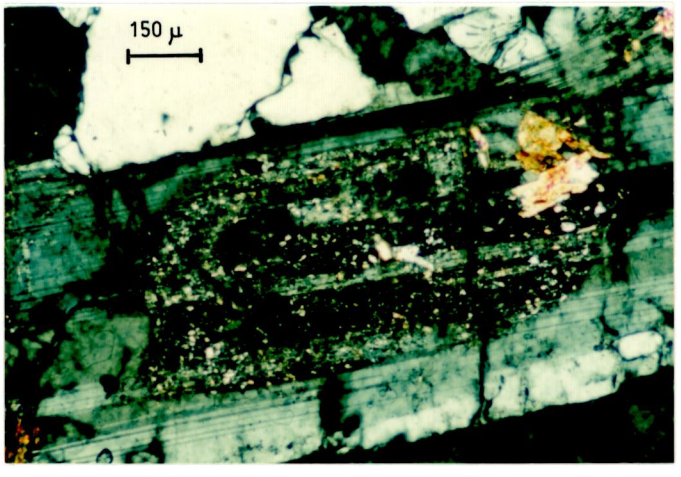


Figura II-79. Imagen microscópica Zonación y alteración en plagioclasa. (Pol X)

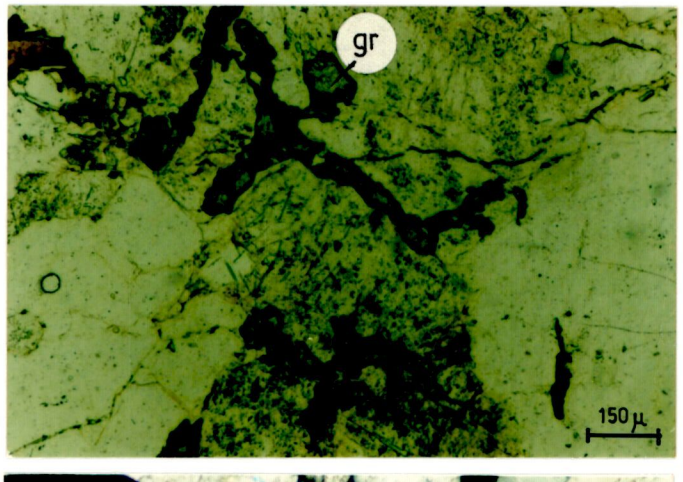


Figura II-80. Imagen microscópica. Granate en granito Cóndor Huasi (Pol ||).



Fig. II-81. Imagen microscópica. Idem II-80, Pol X.

CUADRO II-7

óxidos %	SJ	LY	CH
SiO_2	78.90	77.50	75.47
Al_2O_3	12.10	12.78	13.06
Fe_2O_3	0.4336	1.202	1.216
MgO	0.0715	0.1671	0.1723
CaO	0.2297	0.2817	0.6414
Na_2O	3.752	3.109	3.069
K_2O	4.053	3.987	4.539
MnO	0.010	0.046	0.084
TiO_2	0.051	0.091	0.072
P_2O_5	0.079	0.105	0.314
Total	99.751	99.354	98.715

elem ppm	SJ	LY	CH	TR ppm	SJ	LY	CH
Sc	-1.47	7.82	7.49	La	11.73	10.79	21.30
V	8.59	12.4	10.8	Ce	17.87	30.01	47.64
Cr	116	143	131	Pr	3.37	5.00	5.21
Co	4.71	5.49	6.05	Nd	11.69	23.07	22.80
Ni	-3.76	-3.46	2.56	Sm	3.00	3.05	5.63
Cu	8.13	9.96	7.54	Eu	2.29	2.52	2.70
Zn	1.63	14.7	23.8	Gd	3.23	5.68	6.15
Ga	17.7	18.6	16.3	Tb	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	276	223	242	Dy	2.73	3.53	4.69
Sr	36.2	34.5	55.4	Ho	n.d.	n.d.	n.d.
Y	39.0	23.8	22.6	Er	1.64	2.91	2.41
Zr	55.1	71.5	43.4	Yb	1.64	2.91	2.41
Nb	9.25	8.79	8.16	Lu	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	47.2	163	226.	Y	14.94	35.03	24.55
Hf	7.99	8.12	6.80	Ba	267.8	453.44	716.5
Ta	2.45	1.77	2.60				
Pb	41.6	33.3	44.5				
Th	12.4	6.45	3.49				
U	3.88	2.40	0.867				

lo hacen los datos comparativos de otras zonas de las Sierras Pampeanas, aunque es claro que se diferencian hacia el extremo más leucocrático del campo monzogranítico.

De acuerdo a los componentes mayoritarios se trata de granitoides subalcalinos como se puede observar en el diagrama de álcalis vs. sílice (Fig. II-84) de Miyashiro (1978). Las 3 muestras analizadas presentan mayor contenido en sílice que los análisis de referencia que se han incluído. En el triángulo AFM de Irvine y Baragar (1971) se caracterizan netamente como calcoalcalinas y en la región propia para los productos finales de una diferenciación calcoalcalina (Fig. II-85). El caracter peralumínico se observa teniendo en cuenta los índices de Shand en el diagrama de Maniar y Piccoli (1989) de la figura II-86 en la que también se incluye el límite entre granitos "S" e "I" de Australia (Chappell y White 1992). Las muestras de la Sierra de Altautina, como las de comparación, se ubican en el límite o dentro del campo de los granitos "S". El caracter peralumínico está demostrado también por el corindón normativo para el cual se obtuvieron valores entre 1.30 y 3 %. El corindón normativo está expresado mineralógicamente como muscovita. Respecto de los denominados, por Rapela et al. (1996), como granitos fuertemente peraluminosos (GFA) de las Sierras Pampeanas, las 3 muestras presentan una relación Al_2O_3/ ($CaO+Na_2O+K_2O$) entre 1.1 y 1.3 similar a los GFA (que llegan hasta 1.4). En tanto la relación $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ es mucho mayor en los GFA, en los que oscila entre 1.2 y 1.6.

En el triángulo Qz-Ab-Or (Fig. II-87) de Kosinowski (1981) las muestras se ubican en el campo que representa el 86% de rocas graníticas delimitado por Winkler y Von Platen (1961, en Winkler 1978). En el triángulo An-Ab-Or (Fig. II-88) se observa claramente el bajo contenido en CaO de estas rocas y las que se ubican como comparativos.

En el triángulo de la figura II-87 se ha indicado la línea de cristalización a 0.5 Kb. Respecto a esta línea, las 3 muestras se ubican por encima indicando procesos a baja presión es decir que se debe suponer algún grado de afectación por procesos posteriores postmagmáticos (muscovitización). La relación promedio K/Rb para las 3 muestras es 141 resultando mucho menor que la del promedio de la corteza terrestre (K/Rb = 230, Taylor 1965). Estos bajos valores reafirman los procesos postmagmáticos que habrían actuado y se encuentran cercanos a los establecidos por Shaw (1968) como "tendencia pegmatítica-hidrotermal".

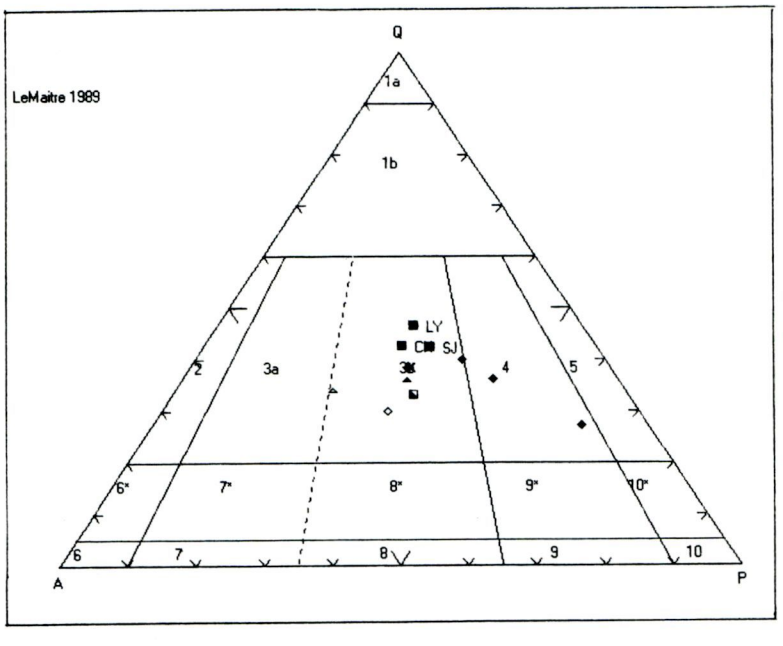


Figura II-83. Granitoides en diagrama normativo de LeMaitre (1989)

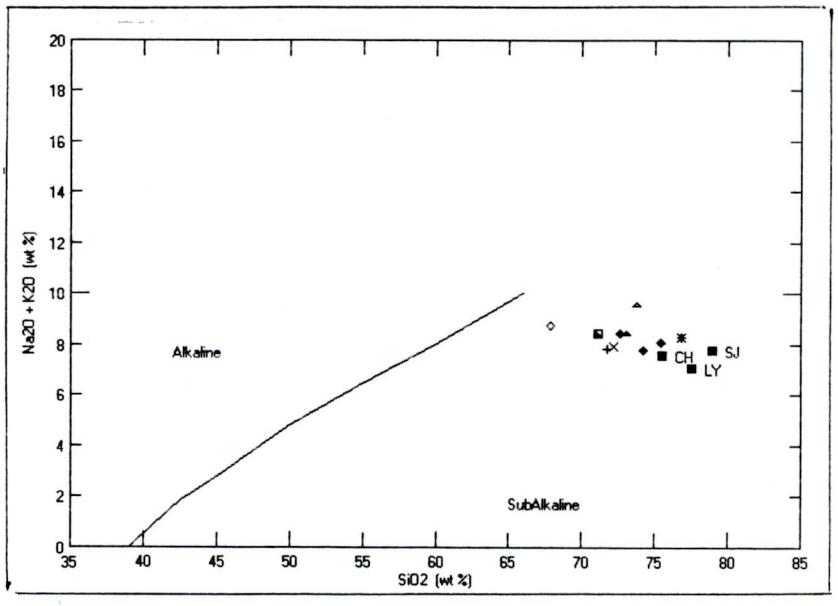


Figura II-84. Granitoides en diagrama de Bonin (1982, modificado de Miyashiro 1978)

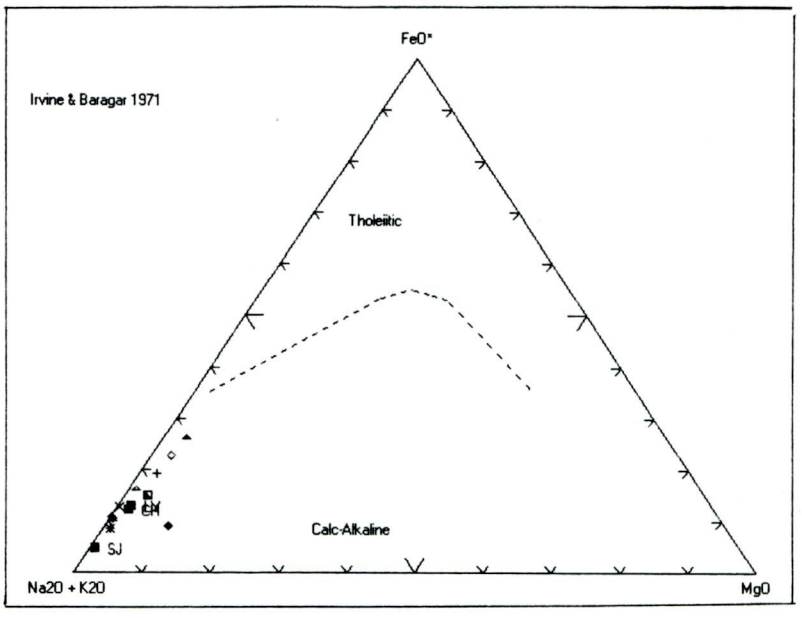


Figura II-85. Granitoides en diagrama de Irvine y Baragar (1971)

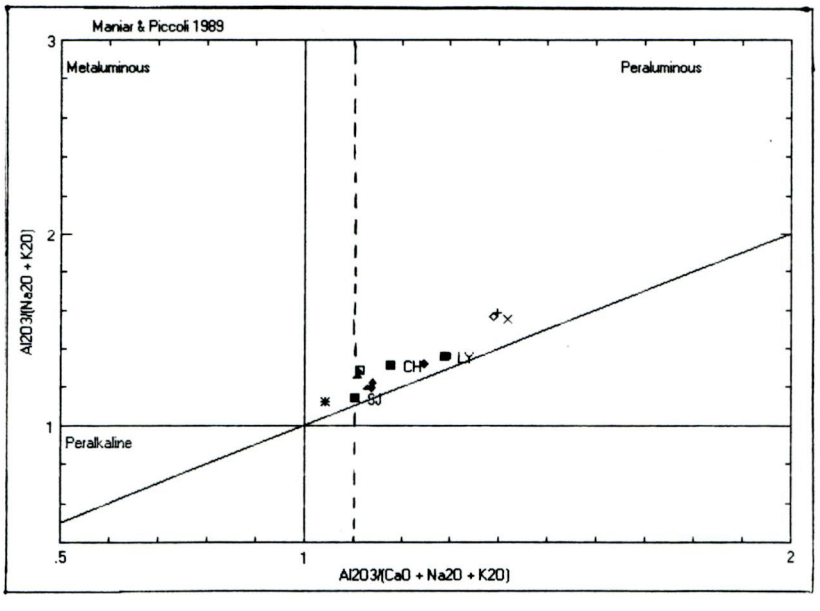


Figura II-86. Granitoides Indices de Shand según Maniar y Piccoli (1989) .
----- : línea granitos S e I (Chappell y White, 1992)

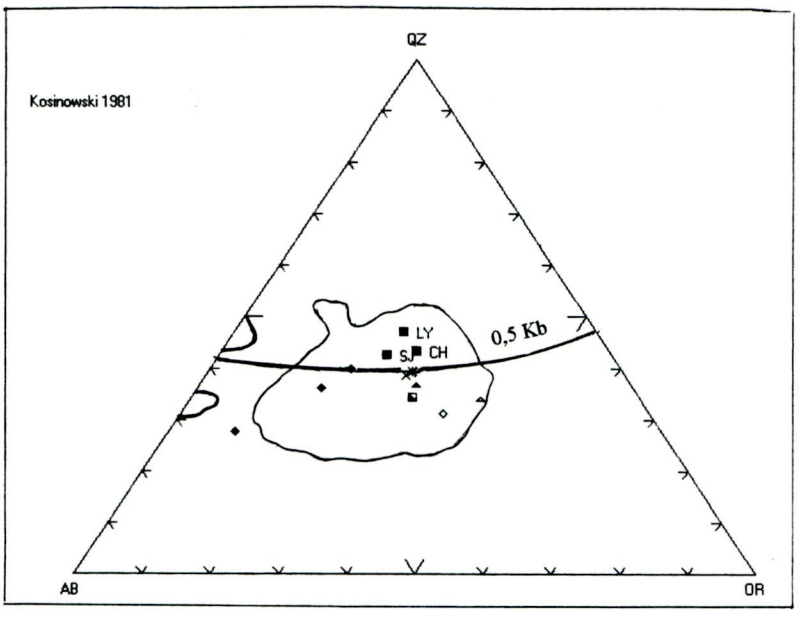


Figura II-87. Granitoides en triángulo Qz - Ab - Or (Kosinowski 1981)

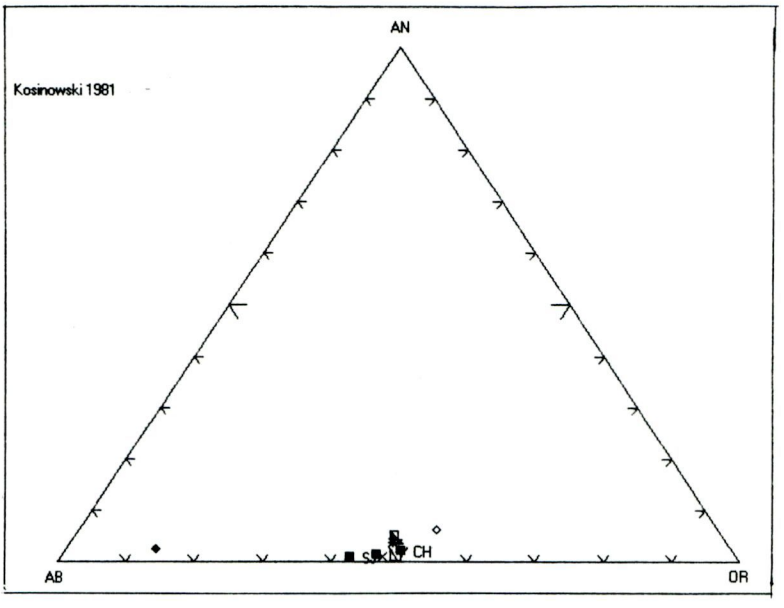


Figura II-88. Granitoides en triángulo An-Ab-Or

En el cuadro que se presenta a continuación se incluyen los valores normativos (norma CIPW) y los índices de diferenciación (ID) de Thorton y Tuttle (1960). Los tres stocks poseen un ID superior a 92%. Los valores normativos de todos los minerales máficos varían entre 0,70 y 1,90, todos ellos muy bajos. Los elevados ID indican que los tres stocks poseen un elevado grado de diferenciación, entre ellos el mayor corresponde al stock San José. Por otra parte existe una correlación positiva entre el aumento del ID y del contenido en sílice.

Valores normativos (CIPW) e índice de diferenciaciación de Thorton y Tuttle (1960)

	SJ	LY	CH
Qz	41,14	43,61	39,50
C	1,30	3,08	2,66
Zc	0,01	0,01	0,01
Or	24,04	23,61	26,87
Ab	31,73	26,23	25,89

An	0,64	0,78	1,22
Hy	0,17	0,40	0,42
Mag	0	0	0,03
Cr	0,02	0,03	0,03
He	0,43	1,20	1,19
Il	0,01	0,07	0,13
Ru	0,05	0,06	0
Ap	0,19	0,24	0,75
I.D.(Qz+Ab+Or)	**96,91**	**93,45**	**92,26**
SiO_2 %	78,90	77,50	75,47

En los gráficos tipo Harker de óxidos mayores referidos a sílice (Fig. II-89) se observa que las tres muestras presentan un mayor contenido silíceo que los comparativos que se han incluído. Las correlaciones negativas en Al_2O_3, CaO y Fe_2O_3 son coherentes con los mayores valores de SiO_2, sin embargo no es válido considerarlos como una correlación debido a que cada muestra representa cuerpos distintos. No obstante, merece señalarse la homogeneidad que poseen los 3 stocks en éste aspecto. El TiO_2 es inferior a los valores para el batolito de Achala, semejantes al del leucogranito de Mesa del Palmar y algo superiores a los de Mesa del Coro. Entre los datos de comparación, en los gráficos de variación referidos a sílice, la mayor afinidad se encuentra con el leucomonzogranito porfírico de Oncán.

Las relaciones Ti/Zr y K/Rb (Fig. II-90 y II-91) se agrupan en campos cercanos al del stock Mesa del Coro pero separados de los datos del batolito de Achala exceptuándose, en el diagrama Ti/Zr, la proximidad del leucogranito de borde de plutón de Lira et al. (1991). Estas relaciones, y las yacencias en el campo, sugieren a esos autores que los leucogranitos no son un simple producto final de cristalización sino plutones evolucionados intruídos marginalmente. Similar conclusión expresa Fernández (1989) para el stock Mesa del Coro sobre la base de una sumatoria de evidencias geoquímicas.

El gráfico con los índices de Shand (Fig. II-86) define como del tipo "S" (Chappell y White, 1992) a los granitos de los tres stocks, a lo que debe adicionarse como otro argumento en su favor la ausencia de hornblenda.

En el diagrama de Batchelor y Bowden (1985) se puede observar que de las 3 muestras, dos de ellas se ubican fuera del campo anatéctico y la restante en su borde (Fig. II-92). En el mismo diagrama discriminatorio la posición de los granitos de Altautina se traslapa entre los campos de los granitos colisionales y post-orogénicos. En el gráfico de Pearce et al. (1984) donde se relaciona Rb/Y+Nb (Fig. II-93) se ubican nuevamente en el campo de granitos colisionales en el borde con el campo de los granitos de arco volcánico. En otro diagrama de los mismos autores (Fig. II-94) se relaciona Rb/SiO_2 para discriminar granitos de intraplaca de granitos de fosas oceánicas, en él las muestras entran definidamente en el campo de los de intraplaca.

La relación La/Yb de las 3 muestras es baja (LY = 3.70, SJ = 7.15, CH = 8.83) como así también las relaciones Rb/Sr (LY = 8.92, SJ = 7.66, CH = 4.4). Ambas relaciones son semejantes a las de las facies más evolucionadas del batolito de Achala (Rapela et al. 1996), sugiendo una generación a bajas presiones. Esta misma situación es detallada en el sector norte del batolito de Achala por Rapela et al. (1991b) donde encuentran menores valores para la relación La/Yb en una

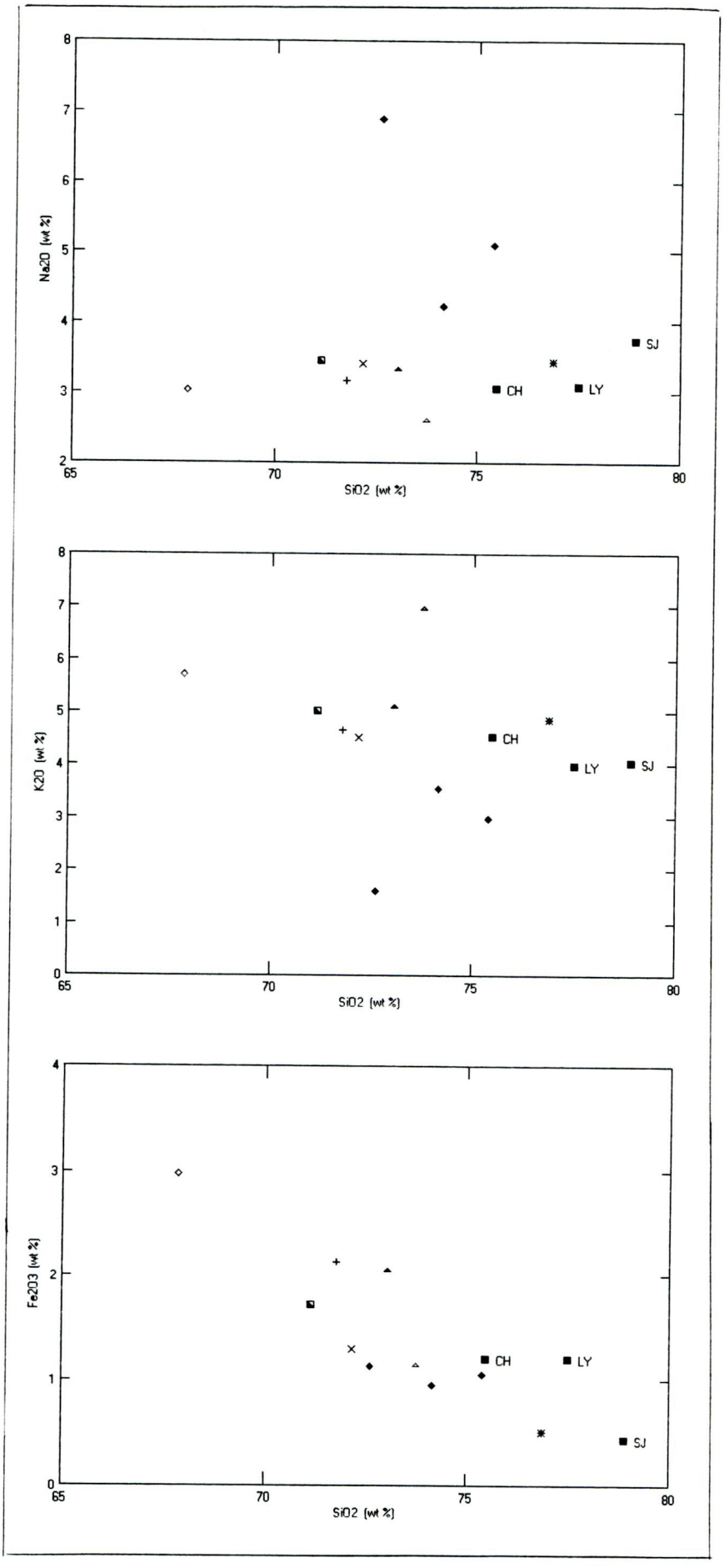


Figura II-89a.
Gráficos de variación tipo Harker

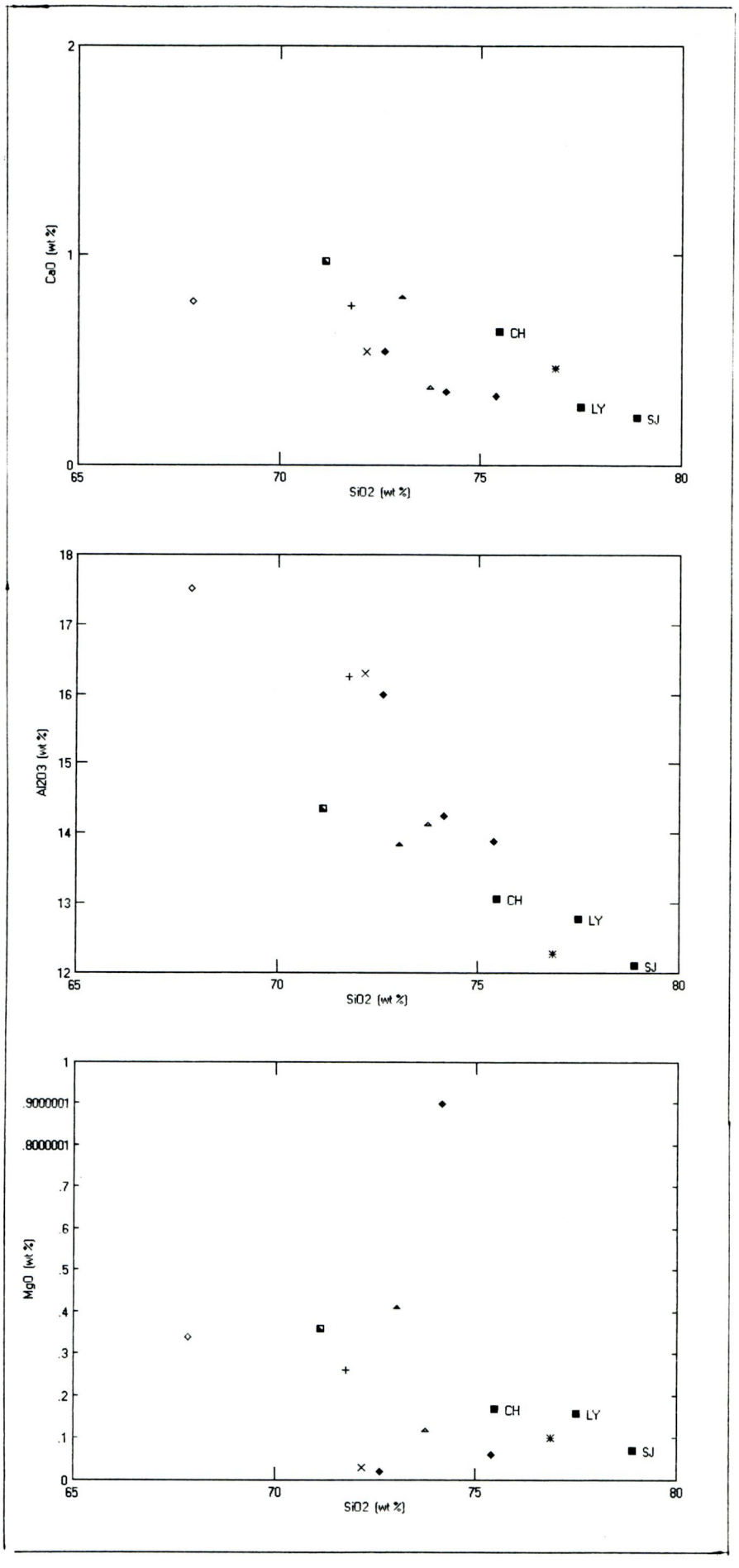


Figura II-89b.
Gráficos de variación tipo Harker para los granitoides

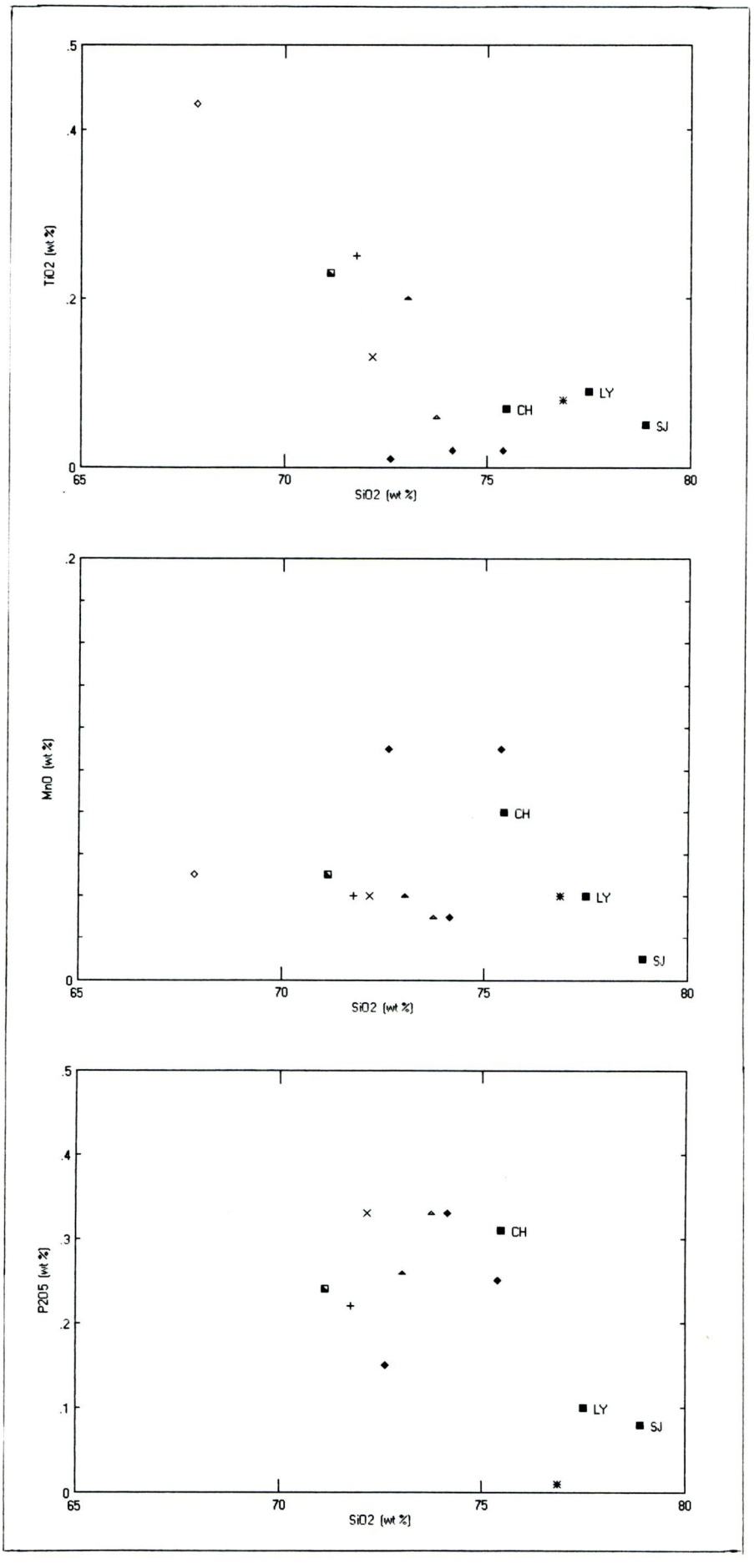


Figura II-89c.
Gráficos de variación tipo Harker para los granitoides.

facies leucogranítica (La/Yb = 13) intrusiva respecto de un monzogranito porfiroide (La/Yb = 19-20).

En el modelo de TR normalizado a condritos (Fig. II-95) queda expuesta la baja relación La/Yb y una inusual anomalía positiva en Eu. Los tres stocks presentan diseños paralelos que se diferencian en la magnitud de la anomalía positiva de Eu antes señalada. Esta anomalía se acentúa con el consumo de Sr, indicador de cristalización de plagioclasa, es así que la muestra del stock Cóndor Huasi (CH en Fig. II-95) que posee el mayor contenido de Sr presenta la anomalía positiva de Eu más suavizada que las demás.

Las anomalías de Eu están dominantemente controladas por los feldespatos, en especial en los magmas félsicos, ya que el Eu^{+2} es compatible en plagioclasas y feldespato potásico. Por su parte el Eu^{+3} es incompatible en estos minerales. Por lo tanto la cristalización de feldespatos genera una anomalía negativa de Eu en el fundido. Hanson (1980) demostró que el tamaño de esta anomalía disminuye con el aumento de la fugacidad de oxígeno y la temperatura. De este modo, las anomalías positivas de Eu señalan la existencia de Eu^{+3}, incompatible con los feldespatos, y además sistemas con alta fugacidad de oxígeno. La fugacidad se incrementa mucho con un escaso incremento de temperatura (Frost, 1991).

En los tres stocks se observó microscópicamente hematita primaria en bajas proporciones y el cálculo normativo arrojó valores de hematita entre 0.53 y 1.20. La presencia de este óxido y la ausencia de magnetita es también coherente con una fugacidad de oxígeno por encima de la curva de equilibrio del "buffer" magnetita-hematita. Sin embargo, el carecer de análisis de las biotitas impide anexar otro parámetro para acercar la definición de una temperatura de cristalización en coherencia con la paragénesis y fugacidad de oxígeno. No obstante, una composición con tendencia a siderofilita sería la esperable para estos granitoides si se tienen en cuenta los campos establecidos para composiciones de biotitas en relación al "buffer" magnetita-hematita (Eugster y Wones, 1963).

Anomalías positivas en Eu fueron también señaladas por Delakowitz et al. (1991) para pegmatoides en la zona de San José del Morro, San Luis. El enriquecimiento total en Tierras Raras es variable en las 3 muestras, notándose una clara disminución con el incremento de acidez (SJ = 59.19 ppm, SiO_2 = 78.90%; LY = 89 ppm, SiO_2 = 77.50; CH = 121 ppm, SiO_2 = 75.47). Un similar enriquecimiento en el contenido total de TR con el aumento de contenidos en sílice fue hallado por Rapela et al. (1996) para las Sierras de Vinquis y de Zapata que, dentro de los GFA, son los que presentan mayor acidez.

En el "spider" de elementos traza, respecto a manto primordial, de la figura II-96 se observan altos niveles de LILE (K, Rb, Th, U) tal como lo señalan Brown et al. (1984) para magmas con contaminación cortical. Los tres stocks muestran diseños casi paralelos con anomalías negativas en Ba, Sr y Ti.

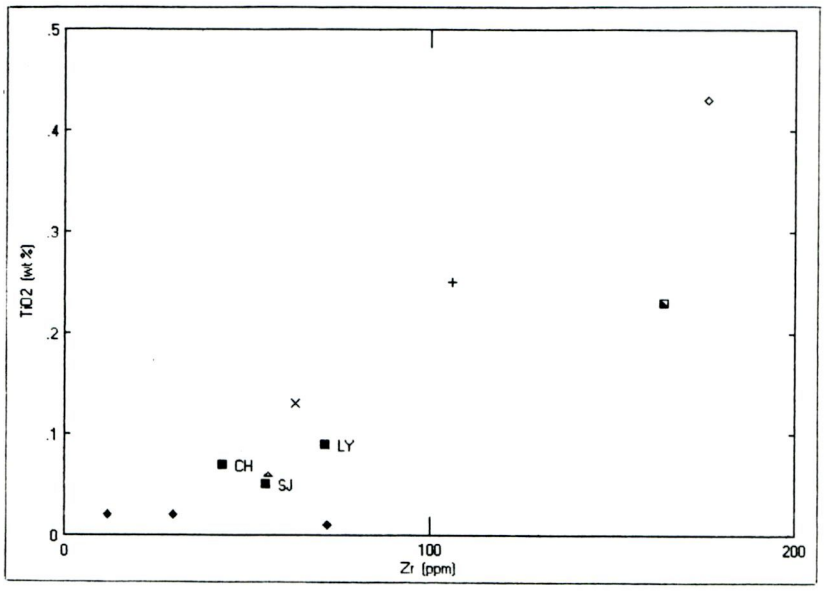


Fig. II-90. Relación Ti / Zr en granitoides

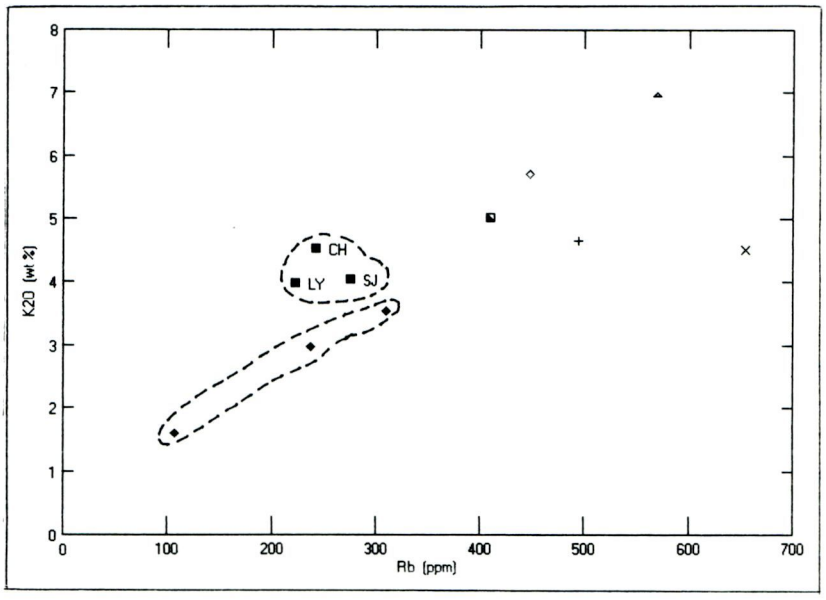


Fig. II-91. Relación K/Rb en granitoides

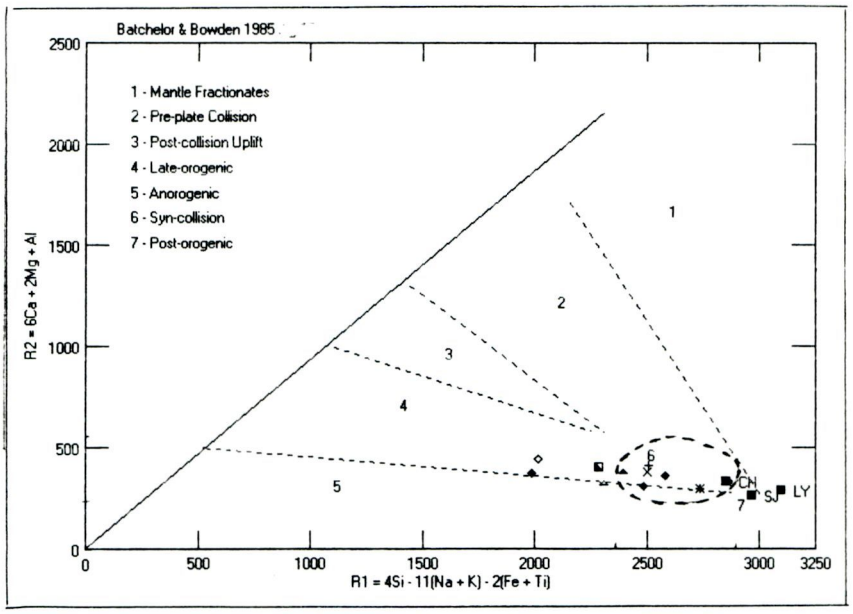


Fig. II-92. Granitoides en diagrama de Batchelor y Bowden (1985)

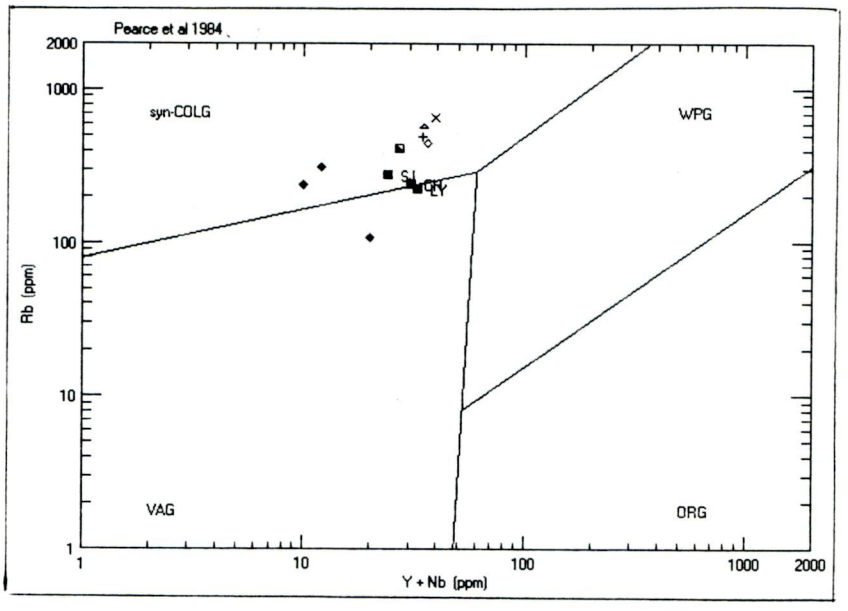


Figura II-93. Granitoides en diagrama de Pearce et al. (1984)

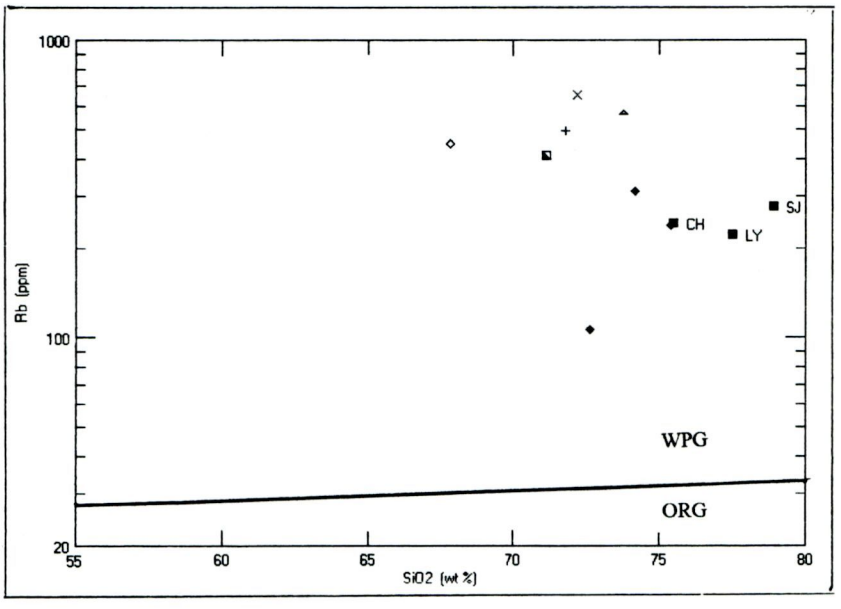


Figura II-94. Relación Rb/SiO_2 en granitoides

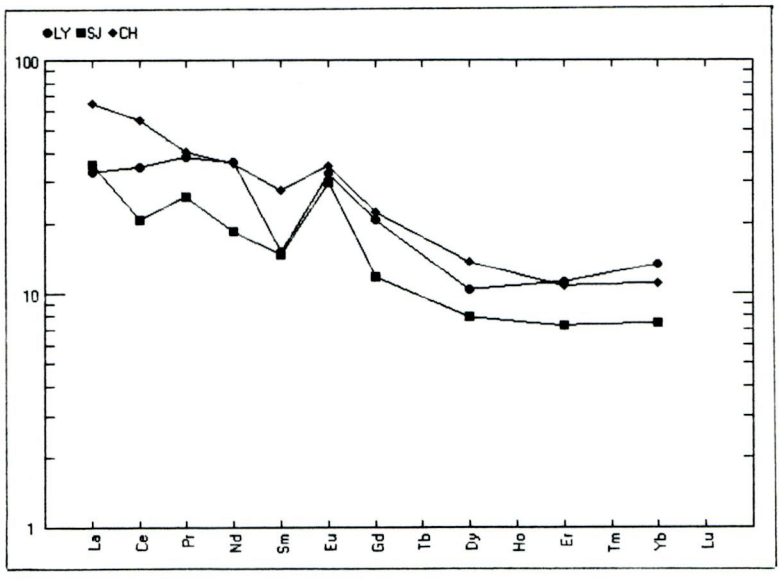


Figura II-95. Modelo de TR normalizado a condritos de los granitoides de Altautina.

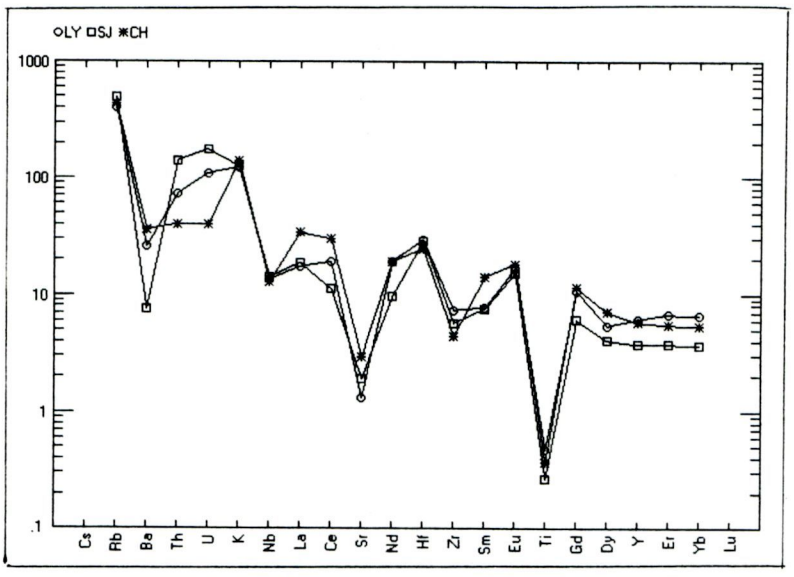


Figura II-96 . "Spider" de elementos trazas / manto primordial de granitoides.

En síntesis, estos tres stocks corresponden a leucomonzogranitos, con una caracter netamente calcoalcalino propio de los productos finales de una diferenciación. Los valores de ID muy elevados marcan el alto grado de diferenciación. Geoquímicamente existen elementos para considerarlos facies de tendencia pegmatítica-hidrotermal, generadas a bajas presiones. La temperatura de cristalización indudablemente debe haber sido algo superior a las usuales para las carcaterísticas definidas, a juzgar por la anomalía positiva de Eu. La magnitud de esta anomalía y un grado de acidez diferente, dentro del alto rango en que se incluyen los tres, señalarían algunas diferencias entre los stocks del área.

Por otra parte, se debe recordar que los cuerpos se ubican en bloques estructurales diferentes. Los indicadores geoquímicos señalan a estos granitoides como del tipo S y geotectónicamente colisionales.

12.-DATOS ISOTÓPICOS

12.1-Anfibolitas-Hornblendita

En el Instituto de Geoquímica de la Universidad de Roma La Sapienza, Italia, el Dr. Mario Barbieri realizó los análisis isotópicos de dos muestras de anfibolitas y uno de hornblendita cuyos resultados fueron los siguientes.

Cuadro II-8

	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2$ sigma
W32	225	62	10.51	.72146 ± 3
W13	32	26.5	3.50	.71789 ± 3
W72	17	11	4.47	.71355 ± 3

El intento de graficar las relaciones $^{87}Rb/^{86}Sr$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ señaló que la posición de los puntos no definen una isocrona, muy probablemente debido a que el sistema isotópico ha tenido aperturas con pérdia o adquisición de Rb, Sr y ^{87}Sr radiogénico. Las muestras W32 y W72 podrían, con muy poca certeza y gran cautela, indicar que la última apertura del sistema se produjo hace 90 millones de años. Sin embargo, se puede definir como relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial un valor de 0.70769.

Cingolani y Varela (1975) encontraron, para anfibolitas de las Sierras de Córdoba, relaciones isotópicas de Sr con valores inferiores a los aquí presentados (entre 0.7050 y 0.7084) y una relación inicial de 0.7020. Estos valores les permitieron concluir un origen ígneo básico a ultrabásico de origen profundo para tales rocas. En cuanto a los mármoles asociados la relación promedio que obtuvieron fue 0.7099 apropiado para una génesis químico-sedimentaria.

Fernández (1989) analizó rocas calcosilicáticas que incluyen para-anfibolitas en la Sierra de Guasapampa al norte del área de este estudio. Para esas rocas obtuvo relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0.7105 y 0.713533.

Los valores de las relaciones isotópicas de las anfibolitas de la Sierra de Altautina podrían significar un origen a partir de materiales sedimentarios o bien responder a un origen ígneo con mezcla de sedimentos subductados, agua de mar o sedimentos terrígenos. Esta última posibilidad se sustenta en los altos valores de las relaciones isotópicas de Sr que se han encontrado (Wilson 1989) en basaltos de intraplaca o relacionados a zonas de subducción (arcos de islas o margenes coninentales activos).

12.2-Granitos

Muestras de los stocks graníticos cerro San José, La Yeya y Cóndor Huasi fueron analizadas en el Instituto de Geociencias de la Universidad de San Pablo Brasil. El objetivo de éstos fue obtener información geocronológica a través del método Rb/Sr. Los resultados obtenidos se presentan a continuación.

Cuadro II-9

muestra	Rb ppm	Sr ppm	Y (Sr87/Sr86)	X (Rb87/Sr86
w217	232	115	0.73995 ± 0.00009	5.857 ± 0.165
w220	357	59	0.80203 ± 0.00013	17.675 ± 0.495
w223	253	91	0.75215 ± 0.00008	8.082 ± 0.228
w241	273	60	0.77601 ± 0.00007	13.257 ± 0.372
w410	232	54	0.79789 ± 0.00007	17.465 ± 0.490
w87	331.43	20.18	0.98000 ± 0.00011	48.7998 ± 0.4052
w242	317.95	43.07	0.82916 ± 0.00013	21.6164 ± 0.2001
w402	181.38	44.03	0.78344 ± 0.00014	12.0115 ± 0.0999

Las muestras w87(centro stock), w220 (aplita centro stock), w217 (borde oriental stock), w223 (borde austral stock), w241 (borde oriental stock) y w242 (cerro San José) corresponden al stock cerro San José, representando distintos sectores del mismo. La muestra w402 pertenece al centro-borde oriental del stock La Yeya y la w410 al centro del stock Cóndor Huasi.

Con los datos presentados se construyó una isocrona según el método Williamson (1968). En la figura II-97 se observa la isocrona con mejor ajuste (MSWD = 2.1251) que incluye 6 de las muestras analizadas. La edad que se obtiene a través de ella es de 395 ± 3.6 Ma, Devónico inferior. Las muestras w402 y w410 no fueron incluidas en la isocrona pues elevan el MSWD a 21, significando que podrían estar isotópicamente perturbadas o quizás corresponder a alguna diferencia de edad.

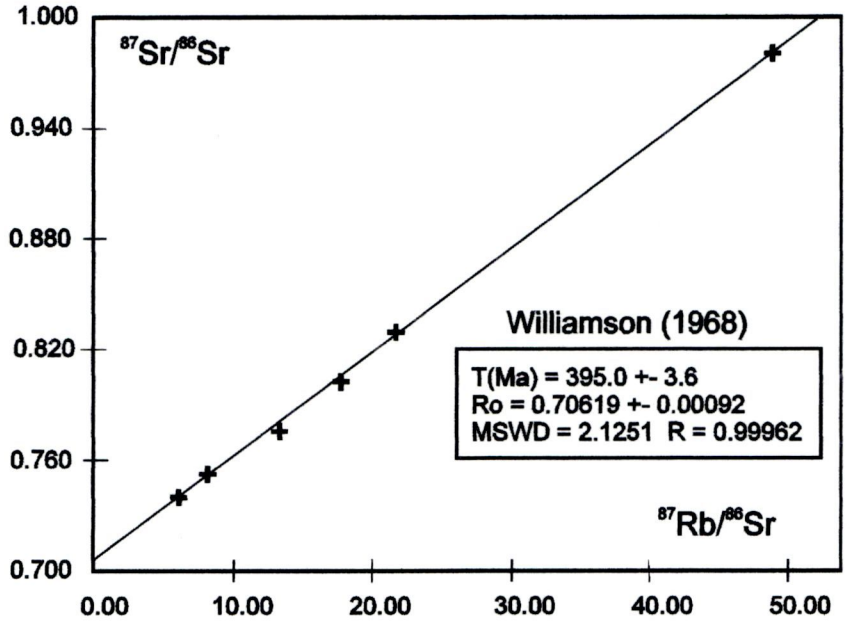


Figura II-97. Isocrona obtenida con 6 muestras (excluídas w410 y w402)

13.-Síntesis: GRADO METAMORFICO Y PROTOLITOS

13.1-Grado metamórfico

En los esquistos y gneises el primer granate (almandino) aparece a una temperatura de 450°C, pero cuando posee un importante componente spessartítico éste se forma a temperaturas considerablemente menores (Bucher y Frey 1994; Yardley 1991). En el área de este estudio los esquistos y gneises presentan biotita y granate almandínico con un 31% de molécula spessartítica. En función de esta composición no es posible asumir, con certeza, que se haya alcanzado la zona almandino de una serie barroviana dentro la facies esquistos verdes de Eskola. Con mayor seguridad se debería interpretar de ello que la zona alcanzada es la de biotita. La presencia de microclino, escaso en algunas metacuarcitas y algo más abundante en los gneises, podría sugerir la

interpretación de Gordillo y Lencinas (1979) sobre procesos de granitización donde el feldespato potásico y sillimanita habrían crecido a expensas de la muscovita. Sin embargo este último criterio aparece como relativo para Bucher y Frey (1994) quienes invocan intercambio de álcalis con fases fluidas luego de un pico metamórfico como una génesis posible de feldespatos potásicos.

La presencia de hornblenda-zoisita en las rocas calcosilicáticas es indicadora de una zona equivalente a granate para rocas pelíticas, y anortita-diópsido lo es respecto de la zona sillimanita (Yardley 1989). Respecto a los mármoles y rocas calcosilicáticas la presencia de abundante tremolita es característica de la facies anfibolita, baja a media. En cambio la aparición de diópsido, como ocurre en la Sierra de Altautina, indica condiciones de estabilidad a partir de la facies anfibolita media a una temperatura de 600°C. Como se ha descripto, algunos mármoles más dolomíticos presentan forsterita con alteración retrógrada a serpentina. La forsterita en condiciones de un metamorfismo regional indicaría la facies granulita (700°C a 5 Kbar, según Winkler 1978). Sin embargo la forsterita es también diagnóstica de la apertura de un sistema e infiltración de fluidos ricos en H_2O (Bucher y Frey 1994). La infiltración de fluidos acuosos resulta altamente favorecida por el incremento de porosidad y permeabilidad que producen las reacciones de descarbonatación en niveles calcáreos. Otros procesos han sido sugeridos, y experimentados, para producir estas asociaciones calcosilicáticas bajo condiciones de metamorfismo regional, esencialmente los intercambios por difusión (Vidale 1969 y 1973, Saavedra y Pellitero 1983). Forsterita en algunos mármoles e hidrogrossularia en calcosilicáticas podrían sugerir la existencia de procesos de metamorfismo de contacto. Si bien esa posibilidad no se descarta, ambos minerales también son indicadores de apertura del sistema e interacción con fluidos acuosos infiltrados de acuerdo a Bucher y Frey (1994). En favor de esta última alternativa se puede señalar la formación de asociaciones de grandes cristales de hidrogrossularia, calcita, epidoto y fluorita. Este peculiar desarrollo de mayores tamaños cristalinos, en comparación con el promedio de las rocas calcosilicáticas, podría haber sido favorecido por la existencia de volátiles en el sistema. De igual modo la zonación reversa del hidrogranate, con bordes enriquecidos en manganeso, es indicadora de sistemas abiertos (López Ruiz 1979). En las zonaciones en rocas calcosilicáticas, descriptas y experimentadas, por (Vidale 1969 y 1973) y Saavedra y Pellitero (1983) invocando procesos de difusión bajo condiciones de metamorfismo regional se encuentran las mismas paragénesis que las halladas en Altautina, incluyendo grossularia y zoisita con mayor desarrollo cristalino en las zonas más próximas a los mármoles. Como ya se describiera, ésta misma es la posición que observan los grandes cristales en el área de estudio. En referencia a la presencia de wollastonita citada por Gamkosian (1945) y Martínez Ferrer (1946), los análisis químicos que se han presentado indican una composición fuera del campo de la wollastonita. Entre los minerales hidratados, flogopita puede permanecer estable en presencia de fluidos ricos en CO_2. En definitiva la compleja interacción de fluidos que debe considerarse para estas litologías, sumada a posibles aperturas del sistema, no permiten extraer fácilmente de su paragénesis un grado metamórfico, pero sin dudas el mismo ha alcanzado como mínimo la facies anfibolita. En cuanto a las anfibolitas, la presencia de hornblenda pero no de actinolita es claramente indicadora del ingreso a la facies anfibolita (Bucher y Frey 1994).

Se ha descripto abundantemente la existencia en el área de leucosomas migmatíticos a pesar de no hallarse indicadores paragenéticos de tan alto grado metamórfico, a excepción de escasas observaciones de nidos de sillimanita en segregados silíceos y la presencia de microclino en metacuarcitas y gneises. Sin embargo las facies carbonáticas dan indicadores (forsterita) que resultan coherentes con el grado requerido. Es probable que la litología inicial no permitiera la

formación de minerales indicadores. En este aspecto se cree conveniente adoptar una postura cautelosa y quizás, como lo hicieran Olsen (1984) y Sawyer y Robin (1986), contemplar otros procesos que pueden concurrir a la migmatización. Estos son, el de segregación metamórfica que incluye disolución y reprecipitación de minerales en fases fluidas o el de la segregación metamórfica en fase subsólida que demostraron Sawyer y Robin (1986) para leucosomas migmatíticos.

En síntesis, y tomando en cuenta los indicadores de las distintas litologías, la zona ha sido afectada por un metamorfismo regional que alcanzó la facies anfibolita con migmatización de variable intensidad en muchos sectores. Acerca de la presencia localizada de procesos de metamorfismo de contacto se entiende como mejor postura considerar la posibilidad de una apertura del sistema que produjo infiltración de fluidos acuosos. Se destaca que esta situación se concentra en dos áreas de alguna manera perimetrales al stock San José, como lo son el área de las minas La Carlota y El Salto, por lo cual no se descarta que ello haya estado relacionado a fluidos póstumos de este granito altamente evolucionado. Por su parte los esquistos de Altautina, ubicados en el labio inferior de la falla que levantó la sierra homónima, poseen un grado metamórfico menor ubicado en la facies esquistos verdes, zona biotita. Los efectos de un metamorfismo retrógrado se hacen evidentes en la cloritización de biotitas, biotita y clorita reemplazando granate o sericitización de feldespatos.

13.2-Protolitos

La secuencia metamórfica que integra la Sierra de Altautina está volumétricamente dominada por gneises y cuarcitas que indican protolitos sedimentarios. Se han presentado elementos que permiten inferir un escaso aporte marino en estos sedimentos. Texturalmente algunos gneises podrían interpretarse como de origen ígneo, tal el caso de gneises con evidencias relícticas de granitoides, o el de esquistos con probables texturas relícticas volcánicas como metavulcanitas ácidas. No obstante, éstos habrían sido episodios menores en el desarrollo de la secuencia. Se ha dado un especial énfasis al tratamiento de las demás metamorfitas aunque en la secuencia no están representadas por grandes espesores. Este criterio se ha adoptado por ser litologías a las que se asocia la mineralización objeto de este trabajo. Merecen destacarse las intercalaciones de anfibolitas entre los gneises como también su asociación con rocas calcosilicáticas y las frecuentes lentes de mármoles. Se estima que se han aportado algunos criterios para su probable consideración como ortoanfibolitas. Estas rocas representarían, en tal caso, episodios volcánicos tholeíticos. Algunos argumentos geoquímicos señalan la posibilidad que parte de estas anfibolitas hayan sido originalmente alteradas por agua de mar. La posición geotectónica de estos episodios resulta dudosa. En cuanto a los mármoles, los indicadores geoquímicos señalan componentes ígneos en los sedimentos químicos originales. Fernández (1989) en la Sierra de Guasapamapa, al norte de este distrito, reconoce una asociación similar de mármoles, rocas calcosilicáticas y anfibolitas que en su conjunto denomina "rocas calcosilicáticas". Este autor, sobre la base de las relaciones isotópicas de Sr que obtuvo, atribuye un origen sedimentario al conjunto. El pequeño cuerpo de hornblendita incluye en esta secuencia un aporte ígneo profundo pero se carecen de elementos que permitan asegurar su marco geotectónico de emplazamiento. La paragénesis hidratada actual del primitivo protolito es sin dudas una consecuencia de varios procesos entre ellos alteración submarina y metamorfismo En cuanto a las biotititas flogopíticas, éstas reconocen aportes ígneos en sus protolitos y se las ha hallado en asociación a mármoles y rocas calcosilicáticas tanto como a las vetas de cuarzo-turmalina. No resulta inapropiado pensar en una futura investigación que profundice la posible relación, como probables diferenciados, entre la

hornblendita y la biotitita flogopítica. Merecen atención las litologías especiales que representan turmalinitas y "coticules". Su representación areal es muy escasa. Sin embargo, ambos tipos de roca son evidencia de procesos exhalativos hidrotermales ocurridos en la historia geológica de la región.

13.3-Granitoides

Los stocks graníticos corresponden a leucomonzogranitos, fuertemente calcoalcalinos, peraluminosos, que fueron afectados por procesos postmagmáticos de tendencia pegmatítica-hidrotermal. Se trata de granitoides tipo S, altamente evolucionados, de gran semejanza con las facies más evolucionadas del batolito de Achala. Se han originado a bajas presiones con alta fugacidad de oxígeno. Estos stocks presentan características geoquímicas que los asimilan a los plutones evolucionados, intruídos marginalmente, de Lira y Kirschbaum (1991). Entre los tres aparece un cierto grado de evolución marcando al stock San José como el de más alto grado. Geotectónicamente corresponden a granitos colisionales de intraplaca. La edad ha sido definida como Devónico inferior para el stock San José.

Capítulo III
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE ALGUNOS MINERALES PETROGENÉTICOS

CAPITULO III
COMPOSICION QUIMICA DE ALGUNOS MINERALES PETROGENETICOS

Los datos químicos que aqui se presentan han sido obtenidos en el Instituto de Mineralogía de la Universidad de Salzburgo en la República de Austria. Los análisis puntuales se efectuaron sobre muestras pulidas con una microsonda electrónica JEOL JXA-8600 con sistema ELX-Link, operada con 15 kV. Los resultados fueron procesados con el programa LINL ZAF-4. Se utilizaron patrones sintéticos para todos los óxidos a excepción del CaO para el cual el patrón de referencia fue una muestra de wollastonita natural.

Las imagenes que acompañan estos datos fueron obtenidas con el mismo equipo y corresponden a las producidas por los electrones retrodispersados (Back-Scattered Electron images, BSE). Algunas de estas imágenes están coloreadas según el número atómico medio de la fase mineral, correspondiendo a los números atómicos más altos colores más claros (la serie de colores, en secuencia progresiva según números atómicos crecientes, es: negro, rojo, verde, amarillo, azul, rosa "fucsia", turquesa, blanco).

1. TURMALINAS

1.1-Turmalina

Muestra w33 (manto de cuarzo con scheelita y turmalina, mina La Toyita)

Oxidos %

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	TiO_2	CaO	K_2O	FeO	MnO	Cr_2O_3	Total
nucleo grisclar-blan	35.8	32.0	4.03	1.53	---	.06	---	10.6	---	---	84.02
nucleo gris medio	35.5	26.7	7.0	2.09	1.76	.82	.06	10.2	.08	.45	84.69
nucleo gris medio	35.0	26.7	7.2	2.02	1.63	.89	.03	10.0	.07	.41	83.95
borde gris oscuro	36.1	30.5	7.7	2.08	.14	.31	---	7.1	---	---	83.94

Esta muestra corresponde a la turmalina que acompaña las vetas de cuarzo portadoras de scheelita. Su aspecto es el de la típica "carbonilla" con color gris acerado y brillo mate. Los cristales presentan un buen desarrollo dentro de la masa silícea, con longitudes medias de 3-4 centímetros y máximas de 10 centímetros. Las estriaciones paralelas al alargamiento de los cristales son fácilmente observables sobre las caras prismáticas.

La imagen BSE de esta turmalina (Fig. III-1) indica la presencia de una zonación entre núcleos (claros en la imagen) y bordes (oscuros en la imagen). De igual modo resulta evidente que el primer crecimiento cristalino, gris muy claro-blanco en la imagen, fue seguido y penetrado espacialmente por la composición (grises oscuros en la imagen) con menor contenido de FeO, TiO_2 , CaO y K2O que es la que domina volumétricamente.

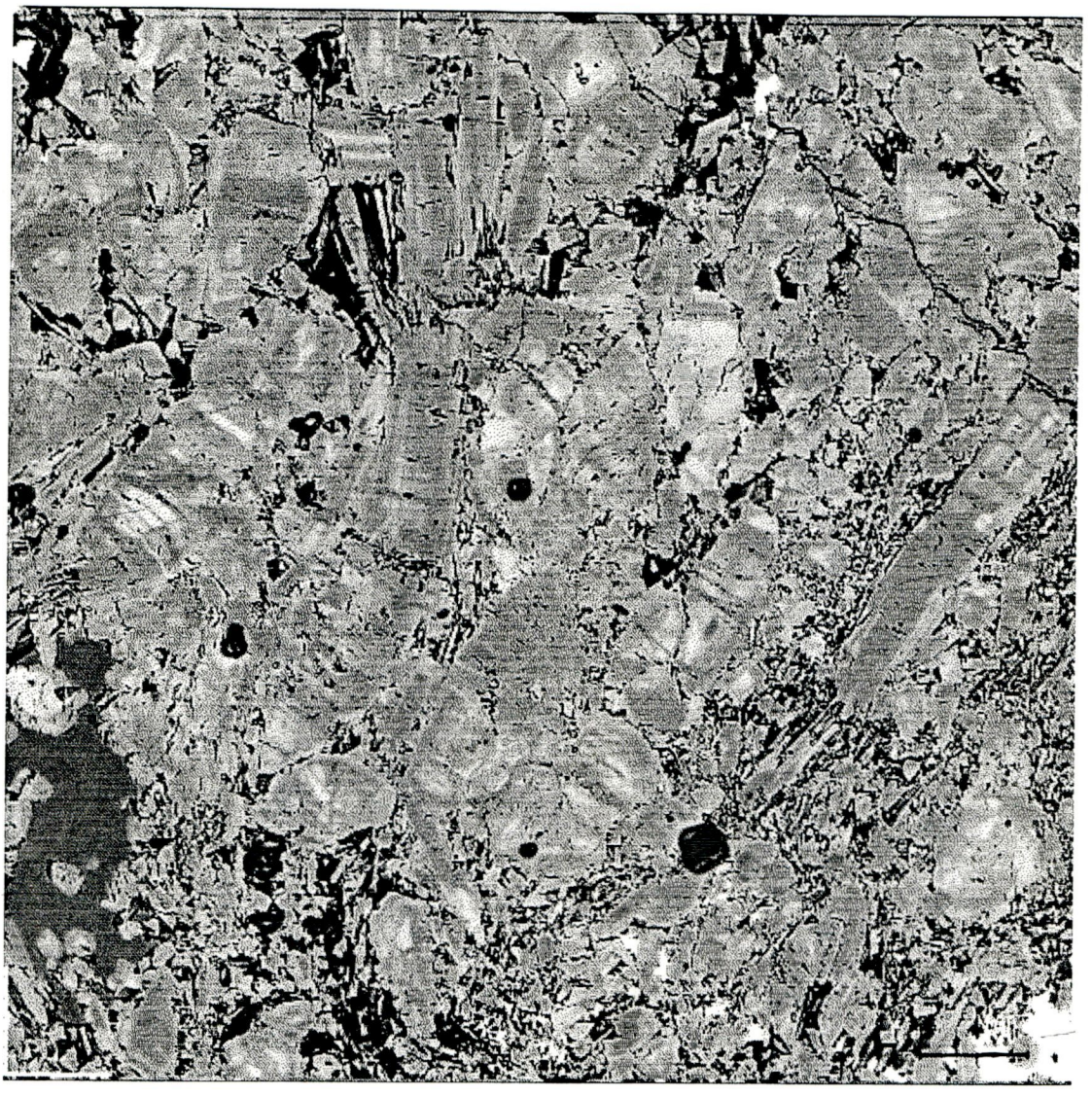


Figura III-1. Imagen BSE de turmalina w33 (negro: oquedades, qz: cuarzo)

En el diagrama ternario Al-Fe-Mg (Fig.III-2) se han volcado las composiciones promedios de núcleos y bordes. En este diagrama se observa la evolución en el crecimiento cristalino desde una composición intermedia entre dravita-schorlita, con leve tendencia uvítica, hacia los bordes de tendencia dravítica.

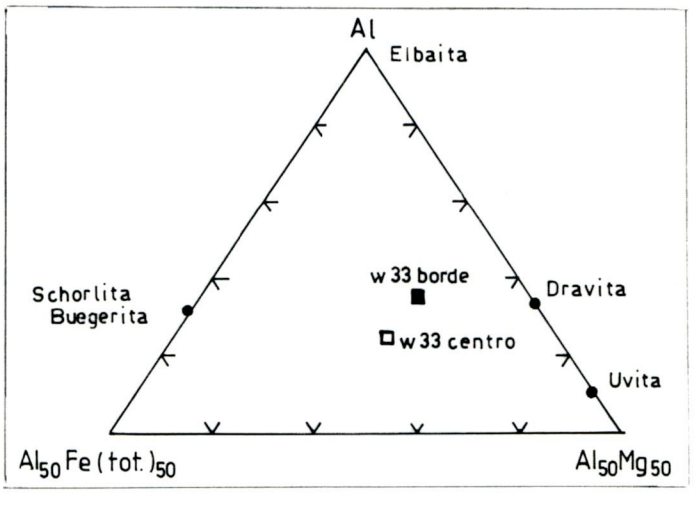


Fig. III-2. Turmalina w33- Diagrama Al-Fe(tot)-Mg (proporción molecular)

1.2-Turmalina

Muestra w77 (turmalinita, cantera La Legal)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	TiO_2	CaO	K_2O	FeO	MnO	Total
1	36.7	31.9	7.05	2.00	.12	.20	---	6.5	---	84.50
2	36.9	32.3	7.01	2.07	.09	.19	---	6.8	---	85.40
3	35.9	28.7	6.85	2.15	2.35	.79	.03	9.0	---	85.66
4	35.7	28.1	6.81	1.98	2.48	.74	.15	9.3	---	85.31
5	35.6	28.2	6.70	2.02	2.49	.72	.04	9.4	.08	85.29
6	36.2	29.2	7.2	2.05	1.44	1.00	---	8.3	---	85.42
7	35.9	29.3	7.2	2.00	1.35	1.01	---	8.6	.10	85.46
8	36.1	29.8	7.4	2.07	.92	.94	---	7.6	---	84.86
9	36.5	30.6	7.6	2.13	.98	.98	---	7.3	---	86.00
10	35.9	28.7	7.10	2.04	2.10	.89	---	8.5	---	85.27
11	36.7	31.6	7.22	2.05	.33	.33	---	6.9	.09	85.24

*Para la distribución de los puntos medidos ver la imagen BSE (Fig.). Los puntos 1 y 2 corresponden a nucleos de secciones prismáticas; los puntos 3, 4, 5 y 10 a núcleos de secciones basales de los cristales; los puntos 6 y 7 a la zona intermedia; 8 y 9 a bordes de cristal; el punto 11 a una generación posterior que rellena algunas fracturas.

Esta turmalina representa la composición de este mineral en la turmalinita hallada en la cantera La Legal (ver descripción en Petrología). Macroscópicamente se observa con brillo netamente vítreo y color gris oscuro a negro. La imagen BSE (Fig. III-3) muestra la existencia de zonación tanto en los cristales prismáticos como en secciones transversales, en las cuales se observan característicos ángulos entrantes de maclas. Estas últimas secciones evidencian un crecimiento a partir de más de un germen, representado por las zonas notoriamente más claras en la imagen BSE.

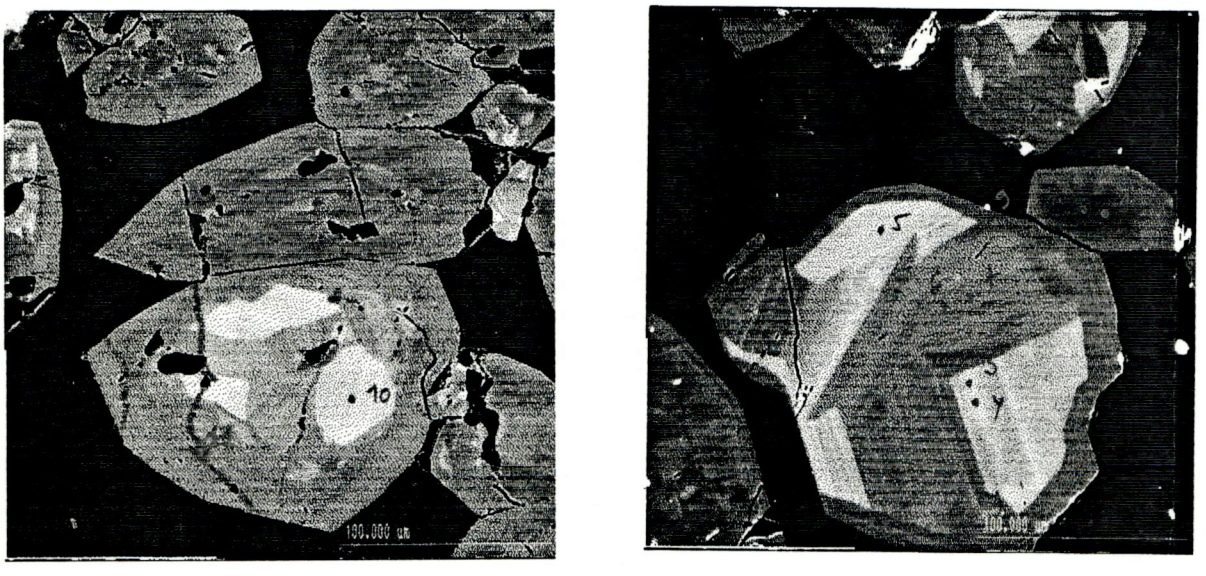


Figura III-3. Imagen BSE de turmalina w77.

En el diagrama ternario Fe-Al-Mg (Fig. III-4) se han proyectado las zonas de estos cristales. En la misma se aprecia que la zonación en las secciones basales evoluciona desde los

núcleos claros (en imagen BSE) con una composición que se ubica en un punto intermedio en la línea dravita-schorlita hacia bordes algo más dravíticos. Por su parte la zonación que se observa en las secciones prismáticas de los cristales muestra pocos cambios, con los centros con una composción intermedia entre dravita y schorlita, con tendencia dravítica, y algo más elbaítica que las demás. La composición de la segunda generación que aparece sellando las fracturas no ofrece gran diferencia con el resto.

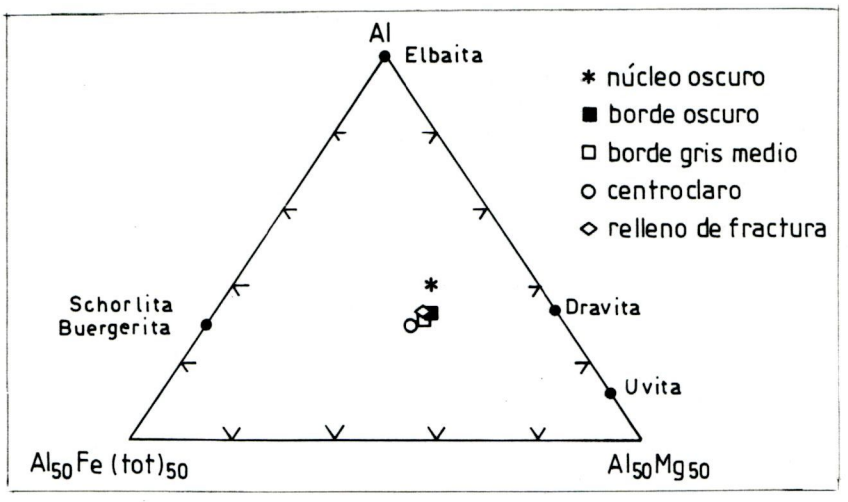


Fig. III-4. Turmalina w77- Diagrama Al-Fe(tot)-Mg (proporción molecular)

1.3-Turmalina

Muestra w65 (gneiss biotítico-almandínico-turmalínico, mina La Esperanza, distrito Las Ensenadas)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	TiO_2	CaO	K_2O	FeO	MnO	Total
1-borde	34.8	31.7	6.67	1.82	.58	.73	.03	7.4	---	83.80
2-borde	35.0	31.8	6.61	1.86	.49	.68	---	7.3	.07	83.70
3-centro	35.1	28.3	6.78	2.21	.78	.33	---	10.3	.10	83.94
4-centro	35.1	28.3	6.37	2.01	.83	.20	---	10.4	.15	83.43
5-linea e/centro y borde	35.2	31.7	7.26	1.76	.41	.65	---	6.6	.07	83.68

*Para la ubicación de los puntos medidos ver imagen BSE (Fig.).

Esta turmalina representa la composición de este mineral en los esquistos/gneisses turmalínicos (ver descripción en Petrología). La imagen BSE (Fig. III-5) muestra el cristal analizado con un núcleo diferenciado y una delgada zona entre núcleo y borde.

La proyección de las tres zonas observadas en el triángulo Fe-Al-Mg grafica la tendencia en la evolución cristalina desde un centro con una composición intermedia entre dravita y schorlita hacia una composición similar aunque más dravítica y ligeramente elbaítica.

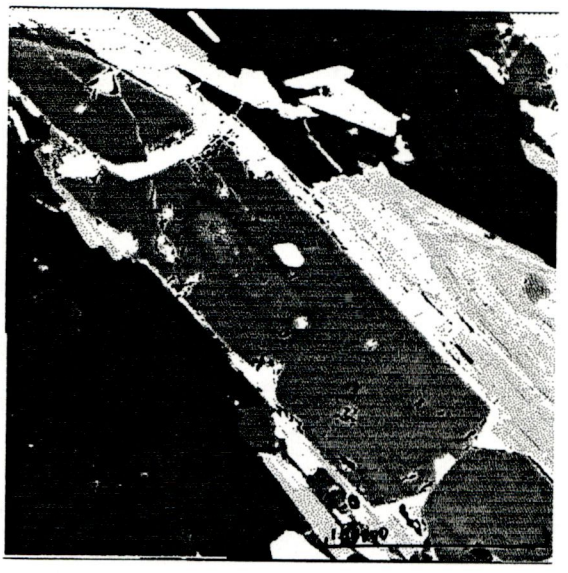


Figura III-5. Imagen BSE de turmalina w65 con ubicación de los puntos analizados. Zonas negras: cuarzo; gris claro y blanco: muscovita y granate.

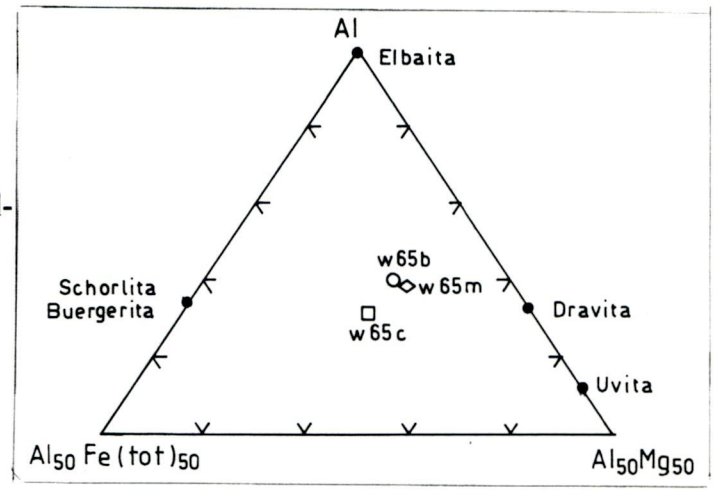


Figura III-6. Turmalina w65- Diagrama Al-Fe(tot)-Mg (proporción molecular)

1.4-Turmalina

Muestra w108 (biotitita flogopítica, mina Santa Bárbara)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	TiO_2	CaO	K_2O	FeO	MnO	Cr_2O_3	V_2O_5	Total
1	35.6	30.3	6.80	2.12	.29	.88	.05	8.7	.13	---	.06	84.86
2	35.7	30.5	6.54	2.21	.15	.94	.05	8.9	.19	.08	---	85.23
3	35.3	28.2	7.01	1.85	.47	1.64	.03	10.6	.13	.17	.12	85.49
4	35.2	28.3	6.90	2.00	.39	1.49	.03	10.8	.18	.15	.13	85.46
5	35.1	28.3	6.71	1.88	.49	1.50	---	11.0	.18	.23	.11	85.42
6	34.9	28.3	6.55	1.82	.48	1.45	.05	11.2	.21	.39	.12	85.40
7	35.6	30.2	6.67	2.09	.16	1.01	.03	9.0	.14	.28	.06	85.25
8	35.7	29.3	6.80	2.10	.31	1.16	.03	9.7	.22	.08	.09	85.48
9	35.4	30.2	6.59	2.05	.21	1.05	0.5	9.1	.17	.13	.07	84.95
10	35.4	30.0	6.89	2.09	.29	.90	.06	8.4	.14	---	.06	84.29

*Para la distribución de los puntos analizados ver la imagen BSE (Fig. III-7)

Esta muestra corresonde a la turmalina que integra la mineralogía del tipo litológico definido como biotita flogopítica-turmalínica (ver Petrología). En estas rocas la presencia de turmalina, si bien abundante, es observable sólo al microscopio en pequeños prismas con una zonación manifestada en el color. Los centros de estos cristales frecuentemente son de color castaño rosado y los bordes verde oliváceo.

En la imagen BSE coloreada (Fig. III-7) se observa que los puntos analizados en zonas de color rojo corresponden a bordes del cristal en tanto las verdes y amarillas a centros del mismo.

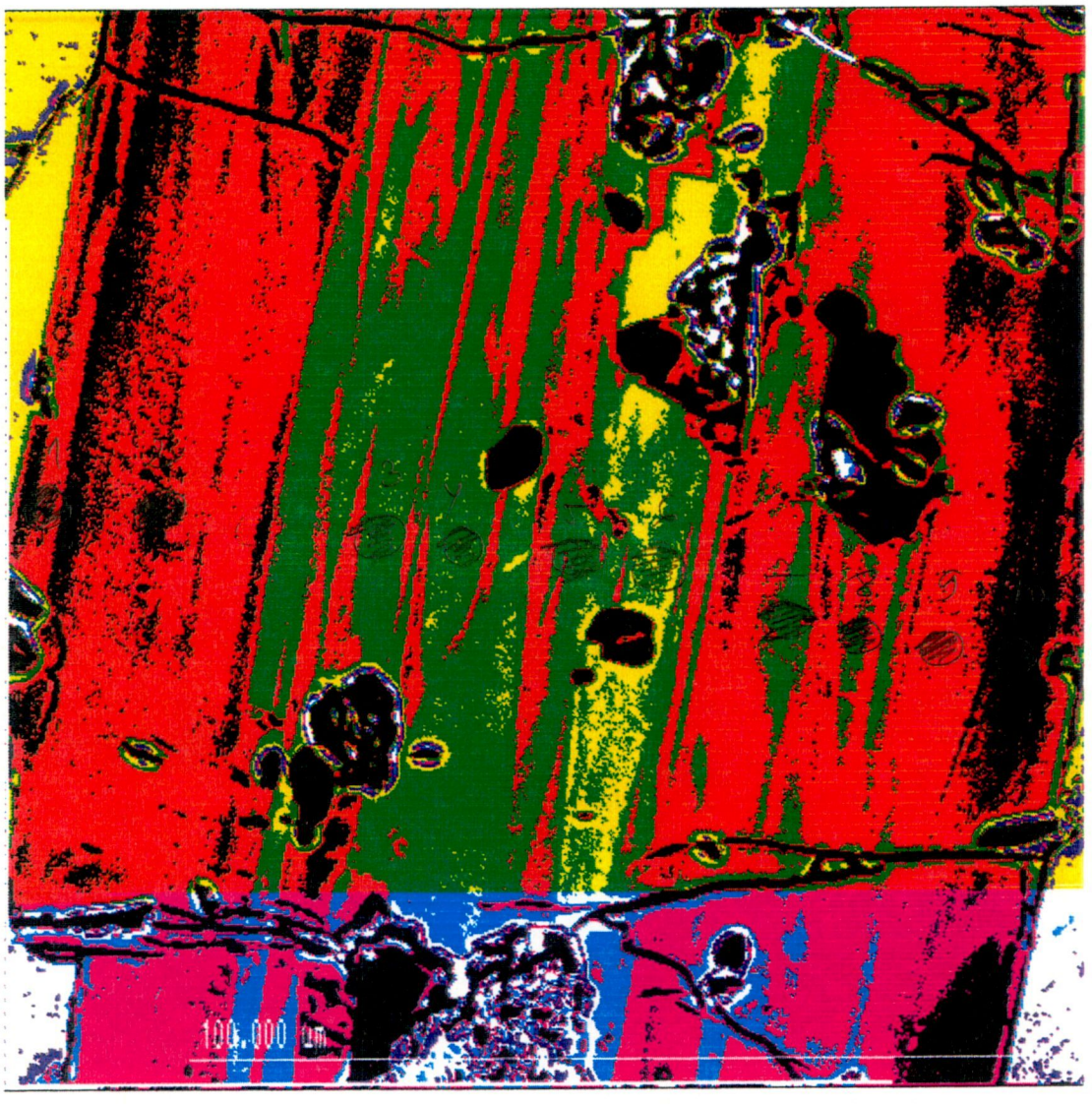


Figura III-7. Imagen BSE de turmalina w108

Las composiciones promedio de las zonas coloreadas en la imagen BSE han sido graficadas en el triángulo Fe-Al-Mg (Fig. III-8). La zona rojo-negra corresponde a los bordes, la roja a zonas intermedias y la verde al centro. La variación composicional es poco marcada dentro del campo que corresponde a una zona intermedia en la línea dravita-schorlita. Se observa la misma tendencia que en las anteriores turmalinas, con centros de composición intermedia entre dravita-schorlita y bordes algo más dravíticos y elbaíticos.

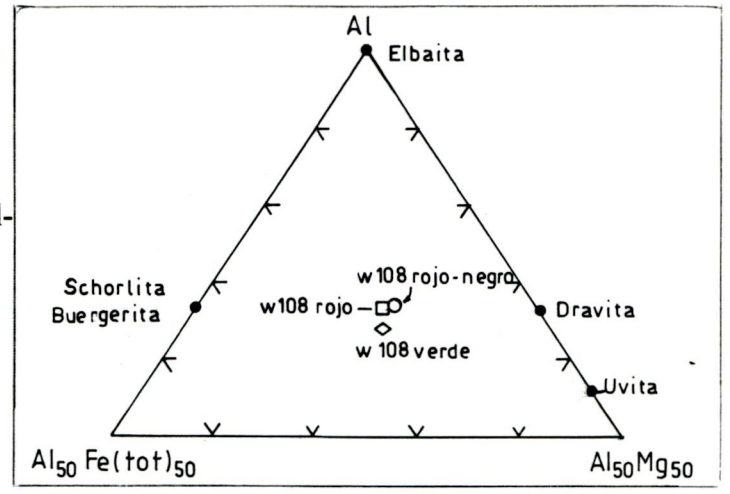


Figura III-8. Turmalina w108- Diagrama Al-Fe(tot)-Mg (proporción molecular)

1.5-Turmalina

Muestra w125 (biotitita flogopítica, mina San Juan Bosco)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	TiO_2	CaO	K2O	FeO	MnO	Total
1	36.1	32.0	6.49	2.16	.23	.51	---	7.6	.08	85.23
2	35.8	30.5	6.97	2.17	.87	.87	---	8.0	.08	85.24
3	36.4	32.6	6.29	1.88	.06	.23	---	7.1	.07	84.65
4	35.6	30.6	6.79	2.01	.64	.90	.04	8.0	.06	84.64
5	36.3	31.7	6.64	1.90	.41	.43	.02	7.5	.08	84.94
6	35.7	29.1	6.98	1.99	1.47	1.09	.03	8.4	.08	84.90
7	35.5	29.4	6.84	1.83	1.17	1.25	.03	8.9	.12	85.05
8	35.5	28.4	6.89	2.02	1.35	1.29	.04	9.9	.13	85.50
9	36.0	31.5	6.66	2.09	.32	.52	.04	7.5	.06	84.79
10	36.0	30.8	7.06	2.13	.65	.67	.02	7.0	.11	84.44

*Para la distribución de los puntos analizados ver la imagen BSE (Fig. III-9)

Esta turmalina integra la mineralogía de otra muestra de biotitita flogopítica (ver Petrología) de similares propiedades a la turmalina anterior (w108).

La imagen BSE coloreada (Fig. III-9) de esta turmalina muestra una clara dominancia areal de la composición correspondiente al color verde, de distribución más perimetral en los cristales. Las zonas rojas se ubican en posiciones intermedias y centrales aligual que las amarillas. Por su parte las zonas con composición representada por el color azul se observan en cristales orientados según caras prismáticas y presentan zonas centrales de composición señalada con color amarillo.

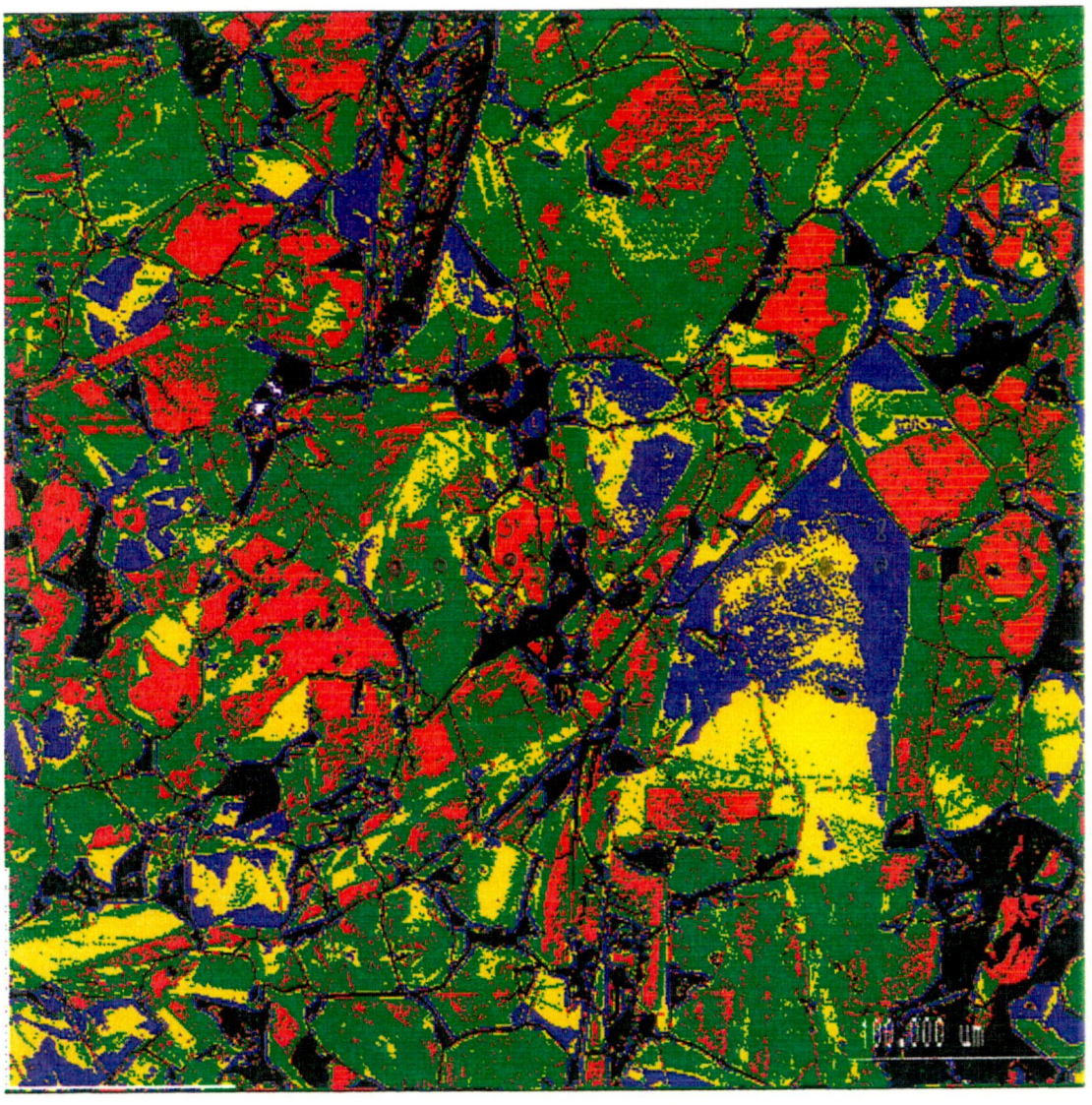


Figura III-9. Imagen BSE de turmalina w125-

En el diagrama ternario Fe-Al-Mg (Fig. III-10) se observa que la composición de todas las zonas se halla en un campo correspondiente a una composición intermedia entre dravita y schorlita siendo la zona verde dominante algo más dravítica. En cuanto a las dos zonaciones observadas en la imagen BSE en las diferentes orientaciones de los cristales, ambas son ligeramente más dravíticas en los centros que en los bordes.

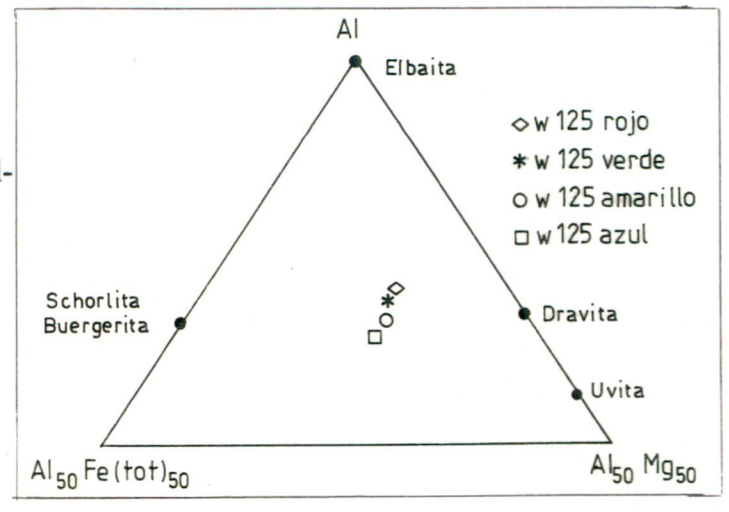


Figura III-10. Turmalina w125- Diagrama Al-Fe(tot)-Mg (proporción molecular)

1.6-Turmalinas: comparación

Desde el trabajo de referencia de Henry & Guidotti (1985) mucho es lo que se ha avanzado en el conocimiento de las turmalinas como minerales petrogenéticos, sin embargo los diagramas y campos genéticos propuestos por los mencionados autores permanecen vigentes. En estos diagramas ternarios Fe-Al-Mg y Fe-Ca-Mg (Fig. III-11) se han proyectado las composiciones promedio de las turmalinas analizadas. Se observa una congruencia en los campos que ocupan en ambos triángulos (5 con un leve pasaje al 6, en Al-Fe(tot)-Mg; 4 en el diagrama Ca-Fe(tot)-Mg) correspondientes a las turmalinas de metapelitas y metapsamitas no saturadas en Al y rocas cuarzo-turmalínicas. Dado el caracter pre o sinmetamórfico de todas las turmalinas presentadas (se excluye ahora a la turmalina w33 de un manto de cuarzo) debería asumirse que los volátiles necesarios para la formación de estas turmalinas se encontraban, o fueron introducidos, en los protolitos de las distintas rocas portadoras quedando excluida la génesis a partir de las rocas graníticas o pegmatíticas. Como lo demostraron Henry y Guidotti (1985) y posteriormente numerosos trabajos como los de Hellingwerf et al. (1994), Griffin (1996) o Slack (1996) las turmalinas reflejan en su composición, de manera muy sensible, sus ambientes de cristalización. Es por ello que, si bien las turmalinas analizadas pertenecen a distintos tipos litológicos del área -incluyendo un manto de cuarzo- sus similares composiciones podrían interpretarse como el producto de un origen común.

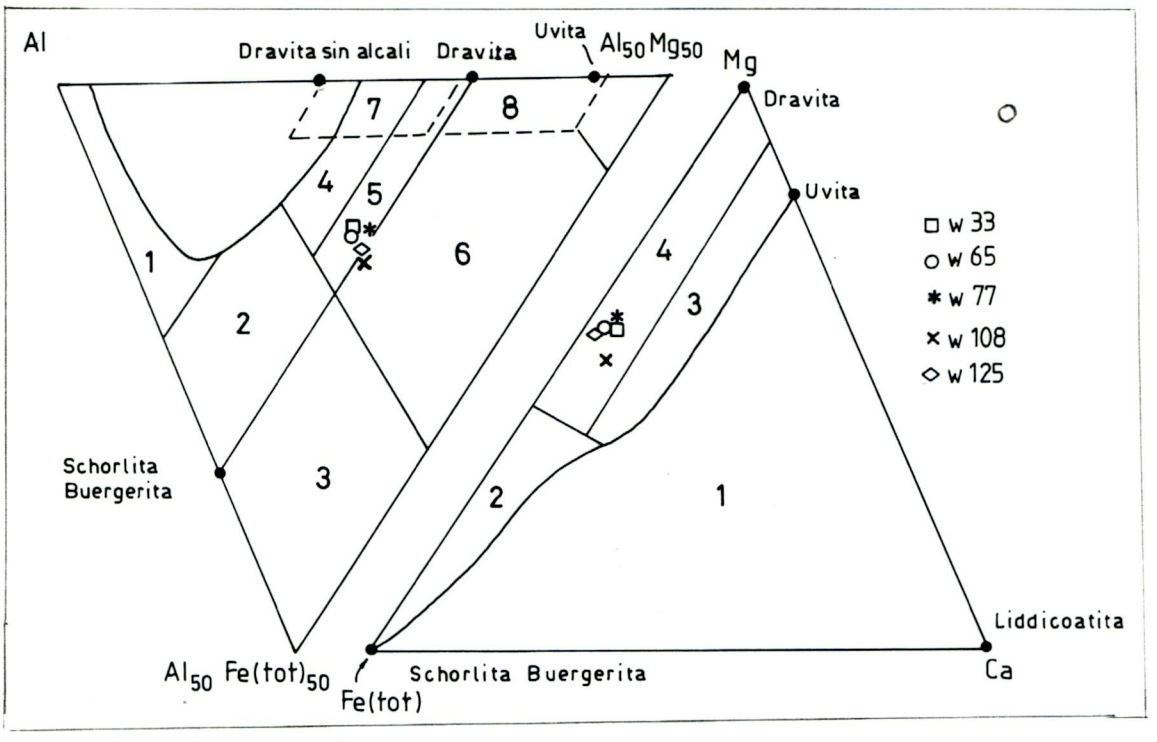


Figura III-11. Diagramas Al-Fe(tot)-Mg y Mg-Fe(tot)-Ca (proporciones moleculares). Campos según (Henry & Guidotti, 1985): *Al-Fe(tot)-Mg: -1- granitos ricos en Li; -2- granitos pobres en Li, pegmatitas, etc.; -3- rocas cuarzo turmalínicas ricas en Fe^{+3} (graníticas con alteración hidrotermal); -4- metapelitas y metapsamitas saturadas en Al; -5- metapelitas y metapsamitas subsaturadas en Al; -6- rocas cuarzo-turmalínicas ricas en Fe^{+3}, rocas calcosilicáticas y metapelitas; -7- ultramáficas con bajo Ca, metapelitas ricas en V y Cr; -8- metacarbonatos, metapiroxenitas. *Mg-Fe(tot)-Ca: -1-pegmatitas y aplitas ricas en Li; -2- granitoides pobres en Li y pegmatitas-aplitas; -3-metapelitas ricas en Ca, metapsamitas y rocas calcosilicáticas; -4- metapelitas pobres en Ca, metapsamitas y cuarzo turmalínicas; -5- metacarbonatos; -6- metaultramáficas.

2. GRANATES

2.1-Granate

Muestra wES (cuarcita spessartítica -"coticule"-, mina El Salto)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	TiO_2	CaO	FeO	MnO	Total
1	36.7	17.5	.30	.31	18.0	11.3	14.9	99.05
2	37.0	18.9	.45	---	13.2	10.8	18.6	99.01
3	37.0	19.4	.56	---	10.6	10.4	21.4	99.30
4	36.8	18.6	.41	.08	12.7	10.2	20.4	99.14

Este granate pertenece a una de las rocas definidas como cuarcita spessartítica, "coticule", en este caso correspondiente al nivel observado en la labor 9 de la mina El Salto (ver Petrología).

En la figura III-12 se presenta la imagen BSE coloreada que muestra un campo amplio de las fases minerales que componen esta roca, incluídos pequeños granos de scheelita en clara asociación con cristales de anfíbol y epidoto.

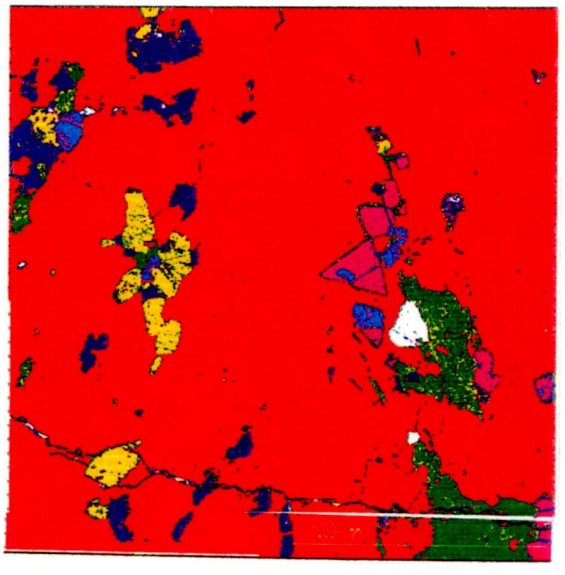


Figura III-12. Imagen BSE coloreada de la roca wES. Rojo: cuarzo; verde: anfíbol; amarillo: epidoto; azul: granate; magenta: magnetita; turquesa, óxidos de hierro; blanco: scheelita

La figura III-13 es una imagen BSE más detallada de la misma muestra, con indicación de la ubicación de los puntos analizados en el granate. Si bien son sólo 4 los puntos medidos, se alcanza a apreciar una suave zonación dada por el MnO que decrece del centro hacia los bordes (21.4 a 14.9 %), y el CaO que aumenta de centro a bordes (10.6 a 18%). Los demás óxidos presentan escasa variación. Se realizó el cálculo de átomos para la composición promedio, sobre una base de 24 átomos de oxígeno, resultando los siguientes valores:

	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn
n° de átomos	6.06	3.59	.10	2.32	1.47	2.62

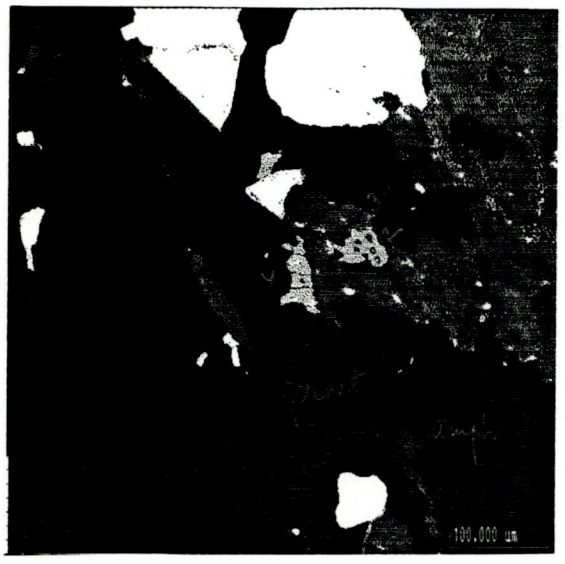
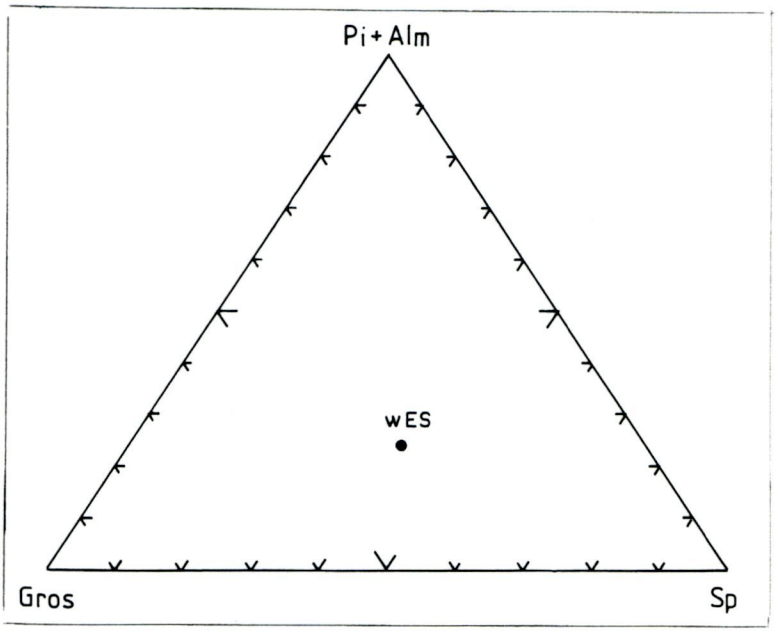


Figura III-13. Imagen BSE de la cuarcita spessartítica wES. Negro: cuarzo; gris oscuro: anfíbol; gris claro: granate; blanco con suave punteado: magnetita; blanco: scheelita

En base a los átomos se hizo el cálculo de porcentaje molecular de extremos de granates que conforman la composición de este mineral, resultando: $Pi_{1.53}$ Alm $_{22.61}$ Sp $_{40.24}$ Gros $_{35.63}$. En la figura III-14 se volcaron sobre un gráfico triangular las proporciones moleculares halladas.



Figur III-14. Diagrama composicional indicando la composición del granate wES.

2.2-Granate

Muestra w65 (gneiss biotítico-almandínico, mina Esperanza)

Este granate integra la composición de un gneiss biotítico que además presenta abundancia de turmalina. Sus cristales son pequeños, difícilmente son observables a lupa. Al microscopio presenta color rosado amarillento (ver descripción en gneisses biotítico-almandínicos).

En la figura III-15 se observa la imagen BSE coloreada de esta muestra y en ella se señala la ubicación de los puntos analizados dentro de los cristales. Los 7 puntos analizados muestran la ausencia de una zonación, con muy débiles variaciones en los óxidos presentes.

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	TiO_2	CaO	FeO	MnO	Total
1	36.0	20.2	1.75	---	1.71	24.6	14.8	99.12
2	36.3	20.4	1.94	---	1.07	25.1	14.4	99.07
3	36.2	20.2	1.72	---	1.55	25.1	15.0	99.79
4	36.4	20.5	2.27	---	1.21	25.7	13.9	99.95
5	36.3	20.5	2.20	---	1.54	25.9	13.6	99.99
6	36.4	20.1	2.26	---	1.31	26.5	13.9	100.44
7	36.4	19.9	2.23	---	1.29	25.9	13.6	99.31

*Para distribución de los puntos analizados en los cristales ver imagen BSE (Fig.)

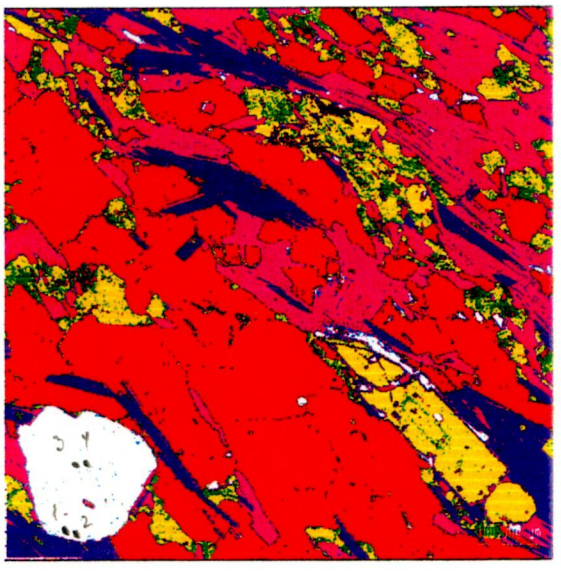


Figura III-15. Imagen BSE coloreada de la muestra w65. Rojo: cuarzo; amarillo: turmalina; verde: ; azul: muscovita; magenta: biotita; blanco: granate.

Se realizó el cálculo de átomos para la composición promedio, sobre una base de 24 átomos de oxígeno, resultando los siguientes valores:

	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn
n° de átomos	5.72	3.92	0.52	0.24	3.50	1.53

En base a éstos se hizo el cálculo de porcentaje molecular de extremos de granates que conforman la composición de este mineral, resultando: Pi $_{8.40}$ Alm $_{56.52}$ Sp $_{31.17}$ Gros $_{3.87}$.

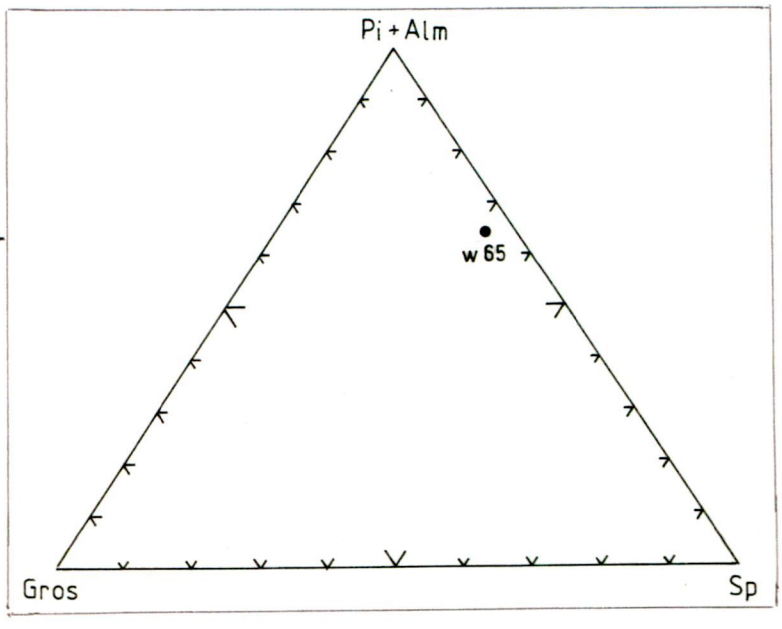


Figura III-16. Diagrama composicional ternario señalando la composición del granate del gneiss biotítico w65.

En la figura III-16 se volcaron sobre un gráfico triangular las proporciones moleculares halladas para este granate.

2.3-Granate
Muestra w226 (roca calcosilicática, mina Carlota)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	TiO_2	CaO	FeO	MnO	V_2O_5	Total
1	37.2	18.7	.05	.28	31.2	5.3	2.8	.04	95.61
2	37.2	18.5	.06	.30	31.2	5.1	2.6	---	94.96
3	37.2	18.4	.05	.26	32.3	5.2	1.6	.06	95.08
4	37.4	18.5	.05	.19	32.3	5.4	1.7	---	95.49
5	37.3	17.9	.05	.16	32.5	6.2	1.24	.05	95.40
6	37.4	18.2	.04	.11	32.9	5.7	1.16	.06	95.58
7	37.3	18.0	.04	.16	32.6	6.2	1.19	.05	95.52
8	37.4	18.2	.04	.23	32.3	6.2	1.31	.04	95.72
9	37.1	18.5	.06	.29	31.2	5.5	2.8	.07	95.53
10	37.2	18.4	.05	.17	32.4	5.7	1.31	---	95.28
11	37.2	18.0	.04	.31	29.1	5.8	4.3	.08	94.82
12	37.2	18.1	.04	.21	31.8	6.2	1.6	---	95.18
13	37.3	17.8	.02	.25	32.7	5.9	1.27	.12	95.36
14	37.3	17.7	.03	.25	32.0	6.0	2.0	---	95.20
15	36.8	18.3	.05	.17	29.2	5.2	4.9	.07	94.68
16	37.0	18.4	.03	.23	29.2	5.3	4.9	.09	95.11
17	36.1	18.1	.09	.33	25.6	8.8	5.9	.08	95.02
18	36.2	18.4	.11	.30	24.3	8.7	6.4	.07	94.63
19	35.7	17.4	.05	.18	26.2	6.0	7.8	---	93.29
20	36.4	17.8	.06	.17	26.1	6.6	8.2	.05	95.25
21	36.0	18.5	.10	.23	23.4	9.9	6.4	.07	94.70
22	36.3	18.4	.09	.26	24.0	8.8	6.5	.08	94.45
23	36.3	18.1	.08	.29	25.4	8.8	5.9	.09	94.92
24	36.2	18.1	.09	.32	25.2	8.8	5.8	.09	94.67
25	36.5	17.8	.08	.30	25.6	8.6	5.8	.11	94.75
26	36.1	18.6	.11	.30	23.4	9.0	6.8	.10	94.45
27	36.3	18.5	.12	.27	22.7	11.9	4.8	.13	94.63
28	36.2	19.2	.22	.36	20.3	11.6	7.5	.14	95.52
29	36.3	19.0	.14	.12	22.8	9.8	7.3	.05	95.41
30	36.6	18.9	.13	.18	22.6	9.6	7.6	.08	95.66
31	36.6	18.9	.16	.16	20.7	13.2	5.4	---	95.19
32	36.6	19.0	.13	.20	20.9	13.5	5.2	.07	95.52

*Los puntos analizados corresponden a las zonas observadas en la imagen BSE coloreada (Fig.). Puntos 1 a 8: zona amarilla; puntos 9 a 16: zona azul; puntos 17 a 24: zona "fucsia"; puntos 25 a 32: zona turquesa.

Los cristales de granate analizados pertenecen a una muestra tomada en la mina Carlota dentro de la facie calcosilicática. Estos granates integran los llamados "reventones de cristales" descriptos en el capítulo Petrología. Como se puede observar en el cuadro precedente los análisis realizados no cierran al 100% hecho que motivó la presunción de existencia de alguna sustitución por volátiles. Dada la implicancia genética que ello acarrea se profundizó en el estudio de estos granates.

Entre las sustituciones, la más reconocida es la sustitución "tipo hidrogranate". Menciones de hidrogranates se encuentran en la literatura desde las primeras décadas de este siglo (Cornu, 1906; Foshag, 1920) pero el tipo de sustitución estructural fue recién inferida por Flint et al. (1941) y Cohen-Addad et al (1964) quienes demostraron experimentalmente la sustitución de Si por H. Luego, a través de difracción neutrónica, DRX, espectroscopía IR y RMN (Basso et al. 1984a, 1984b, Lager et al. 1989, etc.) se estableció que el hidrógeno está presente como grupos OH ocupando vacancias estructurales tetraédricas. La llamada sustitución "tipo hidrogranate" corresponde a:
$[(O_4H_4)^{4-} = (SiO_4)^{4-}]$ que no altera la simetría cúbica.

Las propiedades más sensibles ante la sustitución "tipo hidrogranate" son el aumento en el tamaño de celda y la disminución del índice de refracción. Dentro de los hidrogranates los más estudiados han resultado las granditas y se ha establecido la existencia de solución sólida contínua para las siguientes series: grossularia $[Ca_3Al_2(SiO_4)_3]$- hidrogrossularia $[Ca_3Al_2OH_{12}]$, andradita- hidroandradita, hidrogrossularia -hidroandradita (Passaglia & Rinaldi, 1984, Huckenholz & Fehr, 1982). Para la serie grossularia-hidrogrossularia la IMA ha aprobado la siguiente nomenclatura: hibschita para toda hidrogrossularia con más del 50 % mol gros (<50% hidratación) y katoita para los términos menores al 50% gros (>50% hidratación), incluído el extremo sin silicio (sintético). Para miembros de la serie que no posean una exacta determinación de la relación $(SiO_4)^{4-}/(O_4H_4)^{4-}$ corresponde la denominación hidrogrossularia (propuesta por Hutton, 1943). A los efectos de comprobar el tipo de sustitución se realizaron análisis por espectrometría infrarroja y termogravimétricos utilizando cristales con escaso reemplazo calcítico y atacados con HCl.

El espectro IR de la muestra analizada se observa en la figura III-17 y fue realizado con un espectrofotómetro Perkin-Elmer 580-B (Cequinor, UNLP). La posición de cada una de las bandas entre 1000 y 440 cm^{-1} proporciona información respecto a la composición del granate para los miembros almandino o spessartita, grossularia y andradita. En base, fundamentalmente, a la localización de aquellas bandas ubicadas en 915, 853 y 838 cm^{-1}, como así también las que se localizan debajo de 400 cm^{-1} (382, 355 y 340 cm^{-1}) se infiere una composición grossularia-andradita dominante en el material analizado. Entre 500 y 650 cm^{-1} se observan las deformaciones angulares del tetraedro SiO_4, así como los estiramientos de los enlaces Al-O y Fe-O en posición octaédrica (614, 541 cm^{-1}). El hombro en 950 cm^{-1} y la banda centrada en 440 cm^{-1} (con un hombro en 471 cm^{-1}) son también típicos de la fase grossularia. Escasas proporciones de composición almandino no pueden asegurarse por esta técnica, no obstante la asimetría de la banda en 915 cm^{-1} y un hombro casi imperceptible en 630 cm^{-1} son típicos de la misma.

Por otra parte, las débiles bandas observadas en la región más alta del espectro (amplificadas en la figura III-17 y localizadas en 3642 y un hombro cerca de 3500 cm^{-1}) son características del estiramiento O-H, corroborando la existencia de esta especie en la muestra.

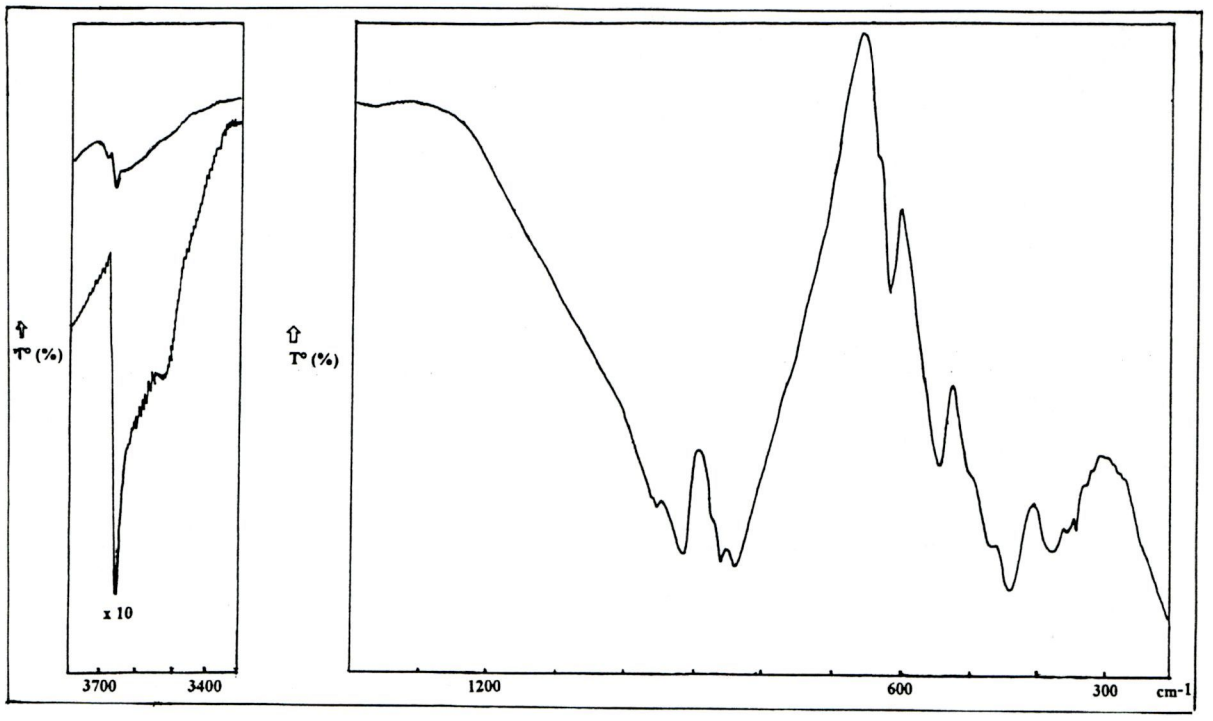


Figura III-17. Espectro IR del granate w 226.

El análisis TG se realizó con una termobalanza Shimadzu (Cequinor, UNLP) sobre muestra secada a 80° C durante 72 horas. La curva que se obtuvo (Fig. 18) indica que la eliminación de los (OH) parece suceder en dos etapas (cerca de 520° C y de 700° C). Este hecho puede correlacionarse con estudios de espectroscopía IR referidos a la presencia de al menos dos diferentes posiciones de los (OH) en estas estructuras, tal como fue recientemente verificado por Bell et al. (1995).

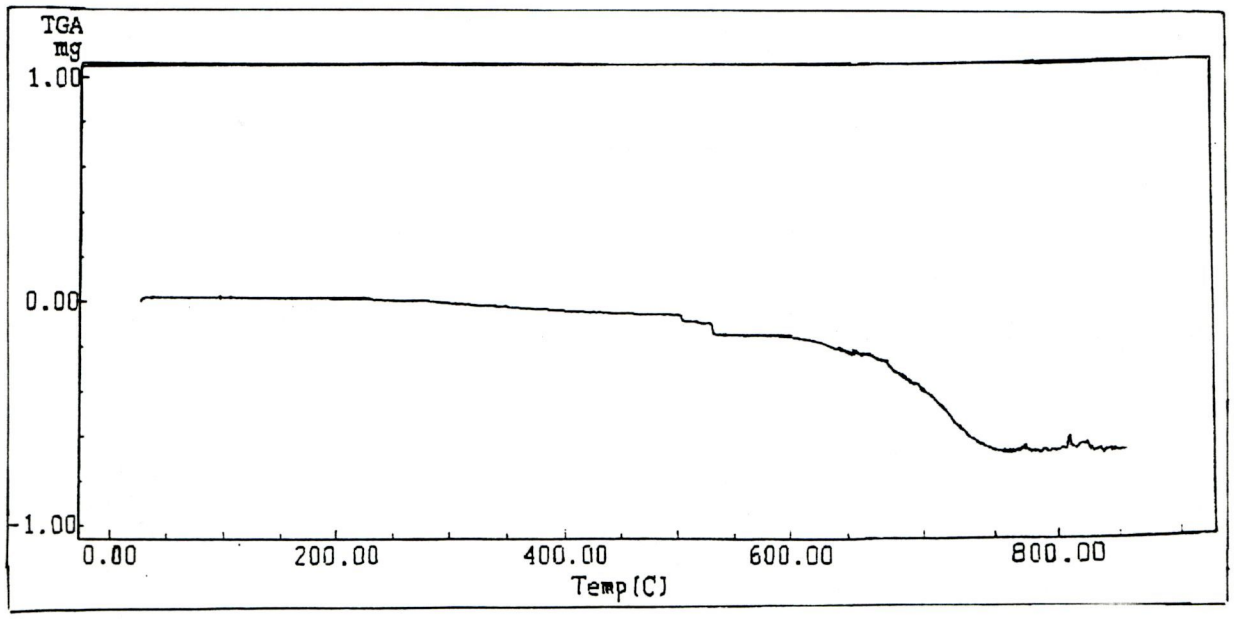


Figura III-18. Curva TG del granate w 226

El contenido total de H_2O fue calculado como la pérdida en peso porcentual de la muestra tratada térmicamente hasta 800° C. La pérdida total de peso de 1.4 % a los 700 ° C corresponde a la ruptura de los fuertes enlaces OH en la red para generar H_2O. Sin embargo, el proceso parece tener lugar en dos etapas con una muy pequeña pérdida de peso (0.12 %) a 520° C.

La imagen obtenida por electrones retrodispersados, luego coloreada, (Fig. III-19) muestra claramente la zonación composicional de estos cristales. Los colores amarillo y azul, con predominio del primero, representan las zonas centrales. En tanto, los bordes poseen composiciones correspondientes a magenta y turquesa. En la imagen de referencia los colores rojo y verde corresponden a finos reemplazos calcíticos. La composición en proporciones moleculares del granate calculados "en seco" y para cada zona (Fe_2O_3 calculado por método Pratt) según la coloración dada a la imagen de electrones retrodispersados es la siguiente:

-amarilla: Gros $_{82.55\%}$, And $_{7.10\%}$, Alm$_{7.02\%}$, Spe$_{3.42\%}$, Pi $_{.158\%}$
-azul: Gros $_{78.57\%}$, And $_{12.12\%}$, Spe $_{5.753\%}$, Alm $_{3.118\%}$, Pi $_{0.426\%}$
-"fucsia": Gros $_{65.37\%}$, And $_{10.93\%}$, Spe $_{13.81\%}$, Alm $_{9.57\%}$, Pi $_{0.29\%}$
-turquesa: Gros $_{63.82\%}$, And $_{10.44\%}$, Spe $_{14.41\%}$, Alm $_{10.98\%}$, Pi $_{0.34\%}$

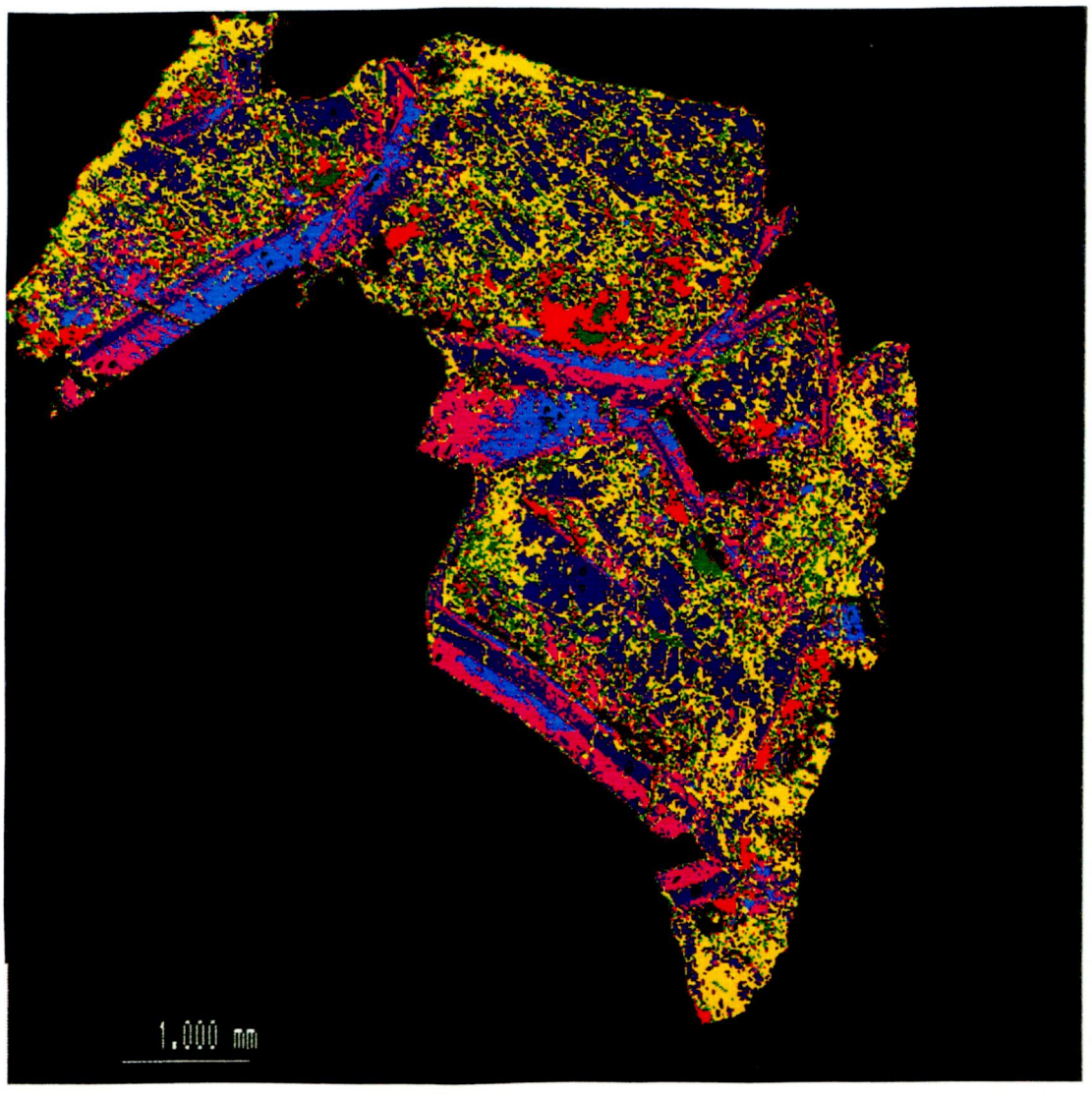


Figura III-19. Imagen BSE coloreada de cristales del granate w 226.

La variación composicional encontrada se observa en el triángulo composicional de la figura III-20.

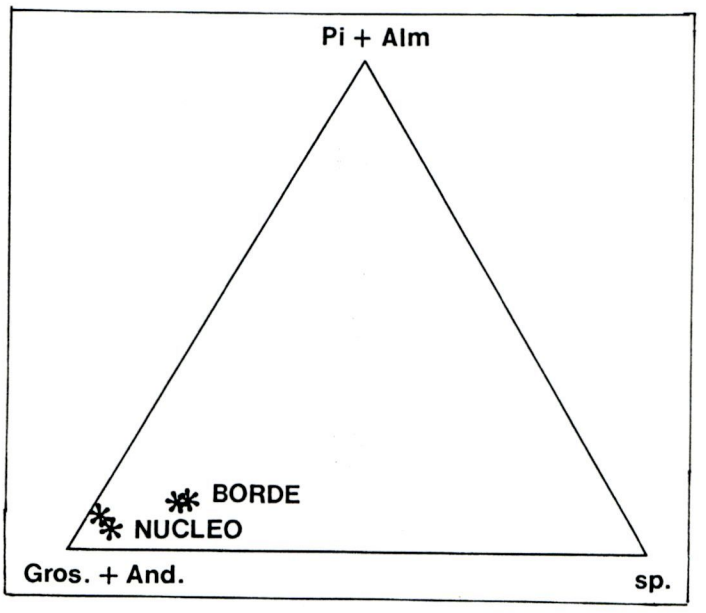


Figura III-20. Diagrama composicional con indicación de las distintas zonas del granate w 226.

La zonación observa los mayores cambios en la parte más externa de los bordes (Fig. III-21), con una fuerte disminución del CaO acompañado por aumento de FeO y MnO. Tanto el CaO como el MnO muestran valores oscilantes entre núcleo y borde. Los demás óxidos no muestran variaciones signifiativas. Este tipo de distribución, con bordes enriquecidos en MnO, corresponden al tipo de zonación reversa definido por varios autores (López Ruiz, 1976).

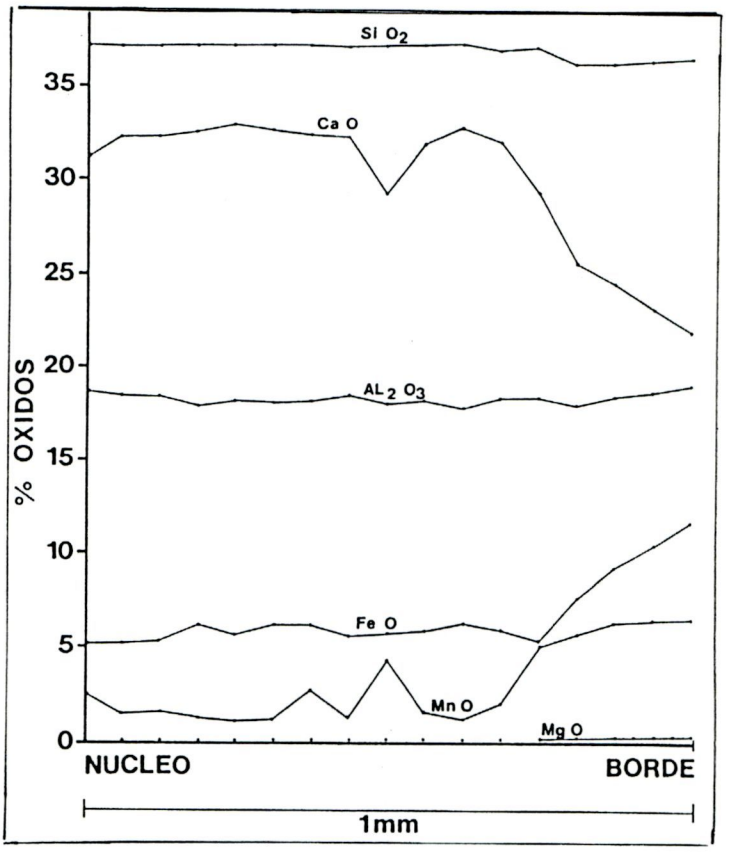


Figura III-21. Zonación, expresada en óxidos, en el granate w 226

A fin de comprobar la variación del tamaño de celda influenciado por la sustitución tipo hidrogranate se realizó su estudio por difracción de rayos X sobre material policristalino (equipo Philips, radiación Cu Kα, Lanadi, UNLP). En la tabla 1 se observan los espaciados obtenidos y se incluyen comparativamente los espaciados del granate con el que se encontró mejor afinidad (JCPDS 39-368). Este último corresponde a una grossularia proveniente de Vermont, USA, con la siguiente composición (% en peso): SiO_2 39.37, Al_2O_3 21.06, CaO 35.08, Fe_2O_3 1.92, FeO 2.08, MnO 0.13; este mineral presenta anisotropía anómala y fue analizada por espectroscopía IR sin haberse detectado OH. En el cuadro que sigue se han colocado también los espaciados de la hibschita (gros 83%, and 17%, con un 14% H_2O) de Marienberg, Bohemia, Rep. Checa (Rinaldi & Passaglia, 1989).

Este estudio		Grossularia (JCPDS 39-368)		Hibschita (Rinaldi & Passaglia, 1989)	
d Å	I	d Å	I	d Å	I
---	---	4.837	1	4.994	d
---	---	4.189	1	4.305	md
---	---	3.167	1	3.263	d
2.9724	60.1	2.962	35	3.045	f
2.6597	100.0	2.650	100	2.736	mf
2.5350	10.4	2.526	7	---	
2.4273	52.8	---	---	2.505	d
2.4197	30.7	2.418	18		
2.3323	27.9	2.323	16	2.395	d
2.1720	28.3	2.163	12	2.227	m
2.0997	6.9	2.094	3	---	
1.9286	38.7	1.922	18	1.984	m
1.8796	2.7	1.874	2	---	
---	---	1.7471	1	---	
1.7170	12.4	1.7099	12	1.764	d
1.6821	1.4	1.6757	1	---	
1.6501	19.9	---	---	---	
1.6451	15.8	1.6432	18	1.692	d
1.6177	3.4	1.6123	1	---	
1.5903	64.2	1.5834	30	1.634	d
1.5445	1.6	---	---	---	
1.5098	0.7	1.5050	1	---	
1.4870	19.5	1.4810	6	1.529	md
1.4835	9.2	---	---	---	
1.4640	2.6	1.4587	2	---	
---	---	1.4369	1	---	
1.4224	0.4	1.4162	1	---	
---	---	1.3964	1	---	
---	---	1.3774	1	---	
---	---	1.3417	1	---	
1.3300	9.9	1.3249	6	1.370	md
1.3265	7.9	---	---	---	
1.2940	8.3	1.2929	9	---	
1.2830	1.5	1.2777	1	---	
1.2690	10.9	1.2631	6	---	
25 líneas más		40 líneas más			
a = 11.872 Å		a = 11.849 Å		a = 12.22 Å	

d: débil, md: muy débil, f:fuerte, mf: muy fuerte, m: media

Tabla 1- Resultados obtenidos por DRX en granate w 226.

El difractograma del granate w 226 permitió calcular (refinamiento con método de cuadrados mínimos, Rietveld) un valor para el parámetro a de su celda de 1.872 Å (+/- 0.005). Este valor resulta mayor que el de la grossularia de Vermont que carece de sustitución "tipo hidrogranate" y menor que el de la hibschita de Marienberg que posee un 14% H_2O. Se comprueba de esta manera un aumento del tamaño de celda en proporción a la cantidad de sustitución tipo hidrogranate.

Los datos promedio de todas las determinaciones realizadas por microsonda electrónica fueron normalizados a partir del dato TG a fin de realizar el cálculo del número de átomos de los cristales reales. Para la hidrogrossularia pura se ha sugerido (Birkett, 1984) una estequiometría del tipo: $X_{6-4.75n}\ Y_{4-2n}\ Z_6\ H_{24n}\ O_{24}$ (donde X e Y representan los elementos di y trivalentes respectivamente, en tanto Z es silicio u otro en coordinación tetraédrica). El valor de n obtenido es prácticamente igual a 0.06 (0.059). A continuación se presenta el cáculo experimental del número de átomos y asimismo el teórico obtenido sobre la base de la estequiometría antes señalada considerando n= 0.06.

n° de átomos	Si	Ca	Mg	Mn	Fe^{+2}	Al	Fe^{+3}	Ti	V	H	Total divalentes	Total trivalentes
experim	5.85	4.71	0.01	0.59	0.41	3.43	0.60	0.02	0.002	1.43	5.72	4.03
teórico	5.88*										5.71*	3.88*

La composición del granate w226, expresado en porporciones moleculares, sobre la base del cálculo de átomos precedente es:

Gros (+Hidrogros) 72.07%, And (+Hidroand) 10.14%, Spe (+Hidrospe) 9.34%, Alm 7.67 %, Pi 0.66%

El contenido de 1.4 % en peso de H_2O representa las proporciones no cuantificables, con la metodología usada, de: hidrogros + hidroand + hidrospe.

Considerando la composición dominantemente cálcica y una hidratación menor al 50% corresponde la denominación de **hibschita** para este hidrogranate de la serie hidrogrossularia (Passaglia & Rinaldi, 1984).

2.4-Granates: comparación

En el diagrama composicional que a continuación se presenta (Fig. III-22) se han graficado las composiciones promedio que presentan los granates en las distintas litologías en que han sido hallados en la zona. La muestra w 65 representa un gneiss biotítico turmalínico, la wES una cuarcita spessartítica (coticule) y la muestra w 226 una roca calcosilicática.

En este diagrama es claramente visible la diferencia composicional que caracteriza a los granates de las distintas litologías. No sorprende la composición extremadamente cálcica de la muestra w 226, sin embargo es destacable el componente spessartítico que poseen los otros dos. Los valores en MnO de los granates del gneiss como de la coticule resultan muy elevados si no se suponen aportes extraordinarios de manganeso en los respectivos protolitos.

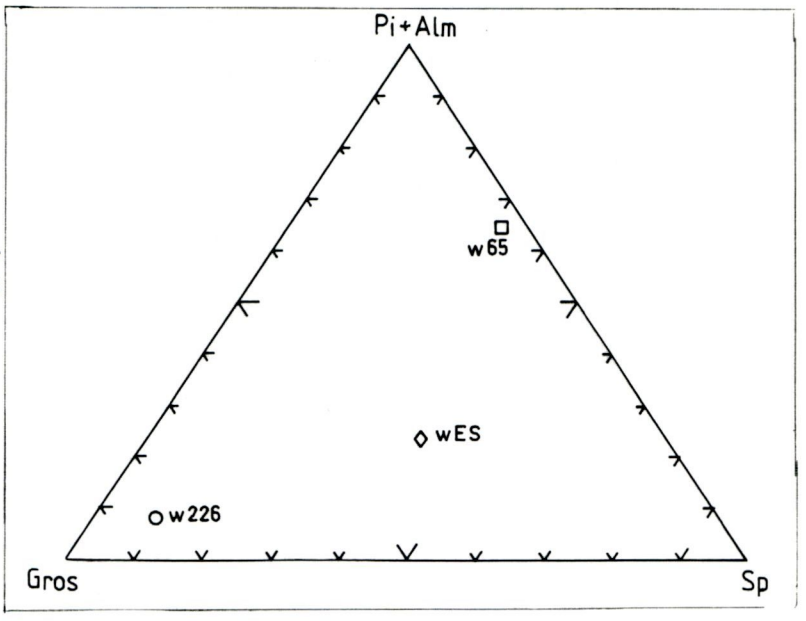


Figura III-22. Diagrama composicional con ubicación de los 3 granates analizados

3.ANFIBOLES

3.1-Anfíbol

Muestra wES (cuarcita spessartítica -"coticule"-, mina El Salto)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	TiO_2	CaO	K_2O	FeO	MnO	Cl	Cr_2O_3	Total
1	56.3	.23	18.1	.04	---	13.3	---	8.8	1.01	---	---	97.80
2	51.0	3.17	12.6	.50	---	12.4	.21	16.3	1.07	---	---	97.14

*punto 1: centro; punto 2: borde

número de átomos promedio sobre 23 oxígenos

Si	Al	Mg	Na	Ti	Ca	K	Fe	Mn	Cl	Cr	O
7.848	0.307	3.676	0.077	0.002	2.23	0.018	1.697	0.135	---	---	23

En la figura III-23 se puede observar que la composición de este mineral corresponde a un anfíbol cálcico de tendencia tremolítica muy definida pero con contenido de alúmina que impide clasificarla como una tremolita-actinolita *s.s.* Los valores promedios de FeO y MgO ubican este anfíbol en posición intermedia en la serie tremolita-actinolita. A pesar de contarse con sólo dos puntos analizados, resulta claro que el núcleo (con muy bajo contenido en Al) corresponde a una tremolita-actinolita cercana a una composición *sensu strictu* mientras que los bordes pertenecen al campo de los anfíboles cálcicos. En este mineral merece destacarse el contenido en MnO, que excede el de los demás anfíboles analizados y encuentra justificación en la paragénesis de la roca -coticule- la que presenta un elevado contenido en manganeso (ver Petrología), capturado mayoritariamente en la estructura del granate (ver granate wES en este capítulo) y en menor proporción en el anfíbol.

3.2-Anfíbol
Muestra w72 (hornblendita, cantera Piedra Sapo)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	TiO_2	CaO	K_2O	FeO	MnO	Cl	Cr_2O_3	Total
1	53.9	3.44	20.6	.45	.19	11.9	.04	5.5	.11	---	---	96.12
2	53.5	3.69	20.4	.52	.25	11.7	.04	5.6	.13	---	.14	95.91
3	52.8	3.07	20.6	.40	.17	11.8	.04	5.3	.12	---	.12	94.43

número de átomos promedio sobre 23 oxígenos

Si	Al	Mg	Na	Ti	Ca	K	Fe	Mn	Cl	Cr	O
7.62	0.57	4.36	0.13	0.022	1.80	0.008	0.65	0.014	0.01	---	23

En el diagrama composicional de los anfiboles cálcicos de la figura III-23 se observa que este anfíbol cálcico corresponde a una composición tremolítica muy próxima al campo de las hornblendas. Por lo tanto puede ser clasificada como hornblenda magnesiana *(s.l.)* de tendencia tremolítica tomando como comparación la hornblenda magnesiana de Dodge et al. (1968).

3.3-Anfíbol
Muestra w98 (roca calcosilicática, mina La Gringa rajo v8)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	TiO_2	CaO	K_2O	FeO	MnO	Cl	Cr_2O_3	Total
1	57.3	1.24	23.6	.09	---	13.9	---	.55	---	---	---	96.32
2	58.3	.18	24.1	---	---	13.1	.04	.31	---	---	---	96.30
3	55.2	1.31	17.9	.10	---	12.4	.22	7.1	.21	---	---	96.97
4	50.7	2.90	17.5	.29	---	14.9	.31	7.4	.43	---	---	94.45

*puntos 1-2: centro; puntos 3-4: bordes.

número de átomos promedio sobre 23 oxígenos

Si	Al	Mg	Na	Ti	Ca	K	Fe	Mn	Cl	Cr	O
7.6	0.2	4.4	0.03	---	2.05	0.003	0.52	0.04	---	---	23

Este anfíbol (ver Fig. III-23) resulta comparable al wES de una cuarcita spessartítica -coticule-, aunque no se observa el contenido en MnO de aquél. La zonación señalada para el anfíbol wES aquí se encuentra mejor expresada por la mayor cantidad de puntos analizados, con centro de cristal tremolíticos y bordes actinolíticos. La composición promedio de este mineral corresponde a un anfíbol cálcico de definida tendencia tremolítica.

3.4-Anfíbol
Muestra w13 (anfibolita, mina El Salto 2da. secc., rajo 16)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	TiO_2	CaO	K_2O	FeO	MnO	Cl	Cr_2O_3	Total
1	42.9	9.6	11.0	.83	.61	11.8	1.26	16.6	.35	---	---	94.97
2	42.9	9.7	10.8	.84	.62	11.9	1.29	16.4	.26	---	---	94.22

número de átomos promedio sobre 23 oxígenos

Si	Al	Mg	Na	Ti	Ca	K	Fe	Mn	Cl	Cr	O
6.65	1.76	2.52	0.25	0.071	1.97	0.25	2.14	0.04	---	---	23

El anfíbol w13 posee una composición que se ubica en el campo de las hornblendas *s.l.* más comunes. En este caso sus contenido de alúmina, balanceado por (Fe, Mg, Na) le otorgan una tendencia edenítica-tschermakítica.

3.5-Anfíboles: comparación

El gráfico de la figura III-23 muestra los campos composicionales para anfíboles cálcicos con contenido de Al variable desde el extremo libre en Al, correspondiente a tremolita-actinolita.

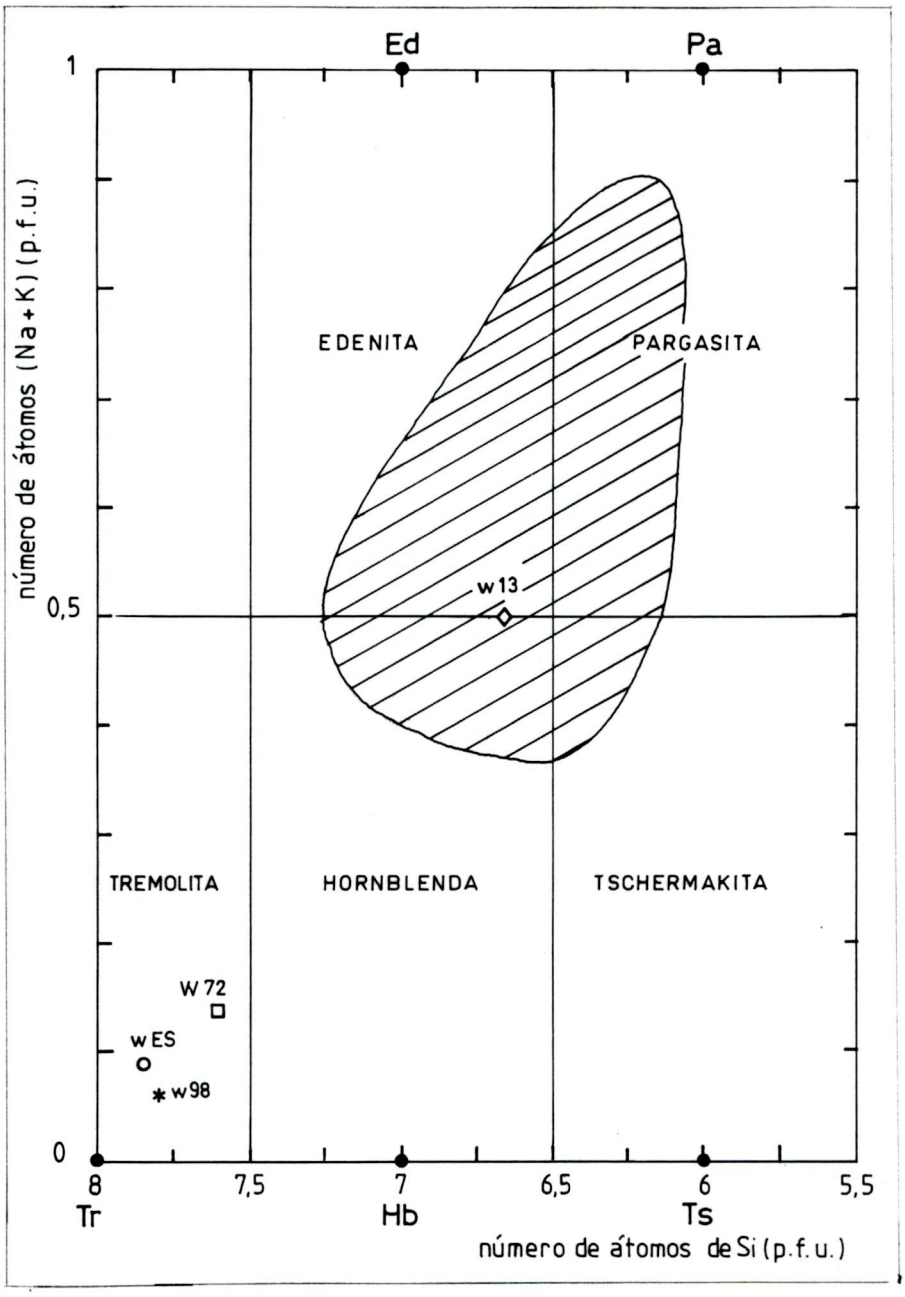


Figura III-23. Variación química de los anfíboles cálcicos expresados según el número de átomos de (Na+K) y de Si por fórmula unitaria (pfu), Deer et al., 1993. Los extremos de las series son: Tr, tremolita; Hb, hornblenda *sensu strictu*; Ed, edenita; Pa, pargasita; Ts, tschermakita. El área rayada señala las composiciones más frecuentes entre las hornblendas *s.l.* (Deer et al., 1993)

Se observa así que los anfíboles de la cuarcita spessartítica y la roca calcosilicática corresponden a anfíboles cálcicos tremolítico-actinolíticos, con centros de cristales en algunos casos muy próximos a la composición de tremolita-actinolita *s.s.*

Los anfíboles de la hornblendita (w72) y de la anfibolita (w13) registran composiciones dentro del campo de las hornblendas *s.l.* En el primer de ellos se observa una tendencia tremolítica y en el otro tschermakítica-edenítica. Estos dos anfíboles también poseen contenidos en Ti, que los diferencian de los demás, sugiriendo fuentes ígneas en su génesis y en coherencia con las litologías que los portan.

4. PIROXENOS

4.1-Piroxeno

Muestra W97 (roca calcosilicática, mina La Gringa)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	TiO_2	CaO	K_2O	FeO	MnO	Cr_2O_3	NiO	Total
1	54.9	.28	18.3	.04	---	25.2	.03	.24	---	---	---	98.97
2	54.9	.19	18.7	.04	---	25.9	---	.19	---	---	---	99.93
3	55.3	.29	18.5	.05	---	25.8	---	.19	---	---	---	100.08

*puntos 1,2,3: de centro a borde de cristal

número de átomos sobre 6 oxígenos

Si	Al	Mg	Na	Ti	Ca	K	Fe	Mn	Cr	Ni	O
1.99	.011	.998	.003	---	.99	---	.006	---	---	---	6

En el área de mina La Gringa los cristales de piroxeno blanco-grisáceos son muy frecuentes. Se los observa integrando la paragénesis de las rocas calcosilicáticas, especialmente en los contactos entre lentes de calizas y gneisses. Estos cristales presentan un gran desarrollo alcanzando los 10 cm de longitud. En antiguos informes mineros de la zona fueron siempre mencionados como wollastonita (ver Petrología). Para comprobar la existencia de ese mineral se procedió a realizar el análisis químico cuyos resultados se presentan más arriba.

La composición de centro a borde del cristal muestra variaciones poco significativas con un débil enriquecimiento en Fe acompañado de una ligera disminución en Ca en los núcleos. El cálculo de átomos por fórmula unidad se realizó para la composición promedio de los tres puntos analizados. En el diagrama composicional para clinopiroxenos que a continuación se presenta se ha proyectado la composición del mineral analizado.

Con el gráfico que continúa la definición dentro del campo del diópsido queda claramente demostrada. La composición es cercana al borde diópsido-wollastonita pudiéndose generar la duda sobre la existencia del segundo mineral. Sin embargo, la estructura de la wollastonita es inestable para contenidos de MgO e FeO que se encuentren en el rango cercano al borde diópsido/hedenbergita-wollastonita. Para composiciones dentro de ese campo la estabilidad de la wollastonita es posible a muy elevadas temperaturas pero el descenso de las mismas genera inevitablemente su transformación en wollastonita y hedenbergita (Deer et al. 1993). En el área de mina La Gringa, donde estos cristales abundan, no se ha observado hedenbergita que pudiera probar la transformación antes aludida.

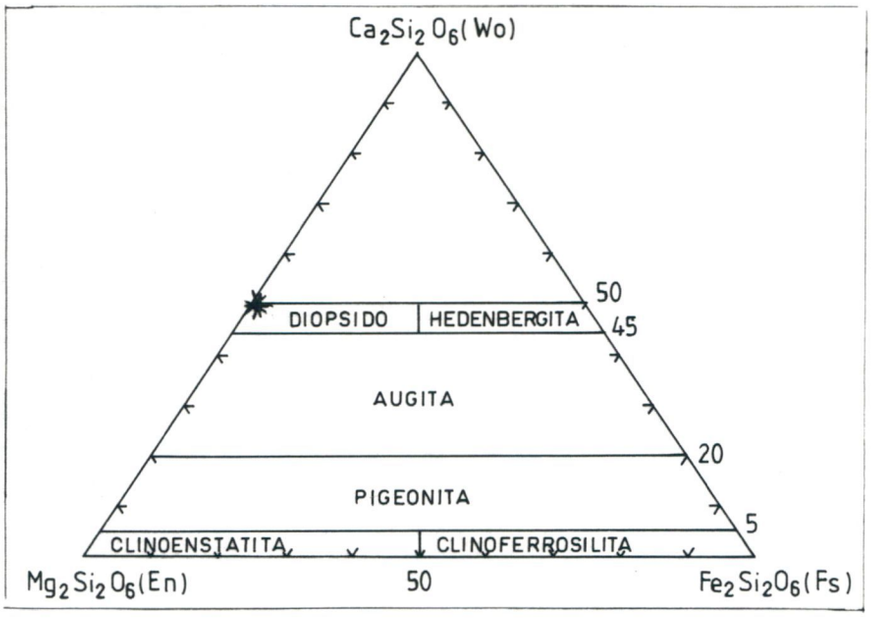


Figura III-24. Rangos composicionales y nomenclatura de clinopiroxenos de Ca-Mg-Fe (Morimoto, 1988)

5. EPIDOTOS

5.1-Epidoto

Muestra WES (cuarcita spessaritítica -"coticule"-, mina El Salto)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	TiO_2	FeO	MnO	Total
1	36.4	21.4	---	23.8	---	14.6	.10	96.25
2	36.5	21.1	---	24.0	---	14.8	---	96.42
3	44.2	.28	---	2.59	---	32.9	---	80.26

*punto 3: zona alterada

número de átomos sobre la base de 25 oxígenos

Si	Al	Mg	Ca	Ti	Fe	Mn	O
6.14	4.216	---	4.315	---	2.07	---	25

En la imagen BSE coloreada de la figura III-12 se pueden observar los granos de epidoto que en esta roca estan frecuentemente asociados. El cálculo del número de átomos de este mineral determina que la molécula "pistacita" es la que lo conforma y la fórmula resultante es: $Ca_{2.1}\ Al_{2.1}\ O\ Fe_{1.03}\ OH\ (Si_{3.07}\ O_{11})$, correspondiendo por lo tanto su determinación como el extremo epidoto de la serie clinozoisita-epidoto.

5.2-Epidoto
Muestra W108 (biotitita flogopítica, mina Santa Bárbara)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	TiO_2	CaO	FeO	MnO	Ce_2O_3	La_2O_3	Total
1	36.3	23.0	.05	---	21.2	11.4	.60	1.3	.7	94.47
2	36.5	22.8	.03	---	21.6	11.5	.50	1.2	.6	94.70
3	36.2	22.5	.03	---	21.4	11.8	.57	1.1	.7	94.36
4	37.5	24.6	.04	.05	23.0	10.5	.65	---	---	96.43
5	37.8	25.6	.02	.13	23.4	9.2	.44	---	---	96.63
6	37.3	23.8	---	---	22.8	11.8	.56	---	---	96.32

*desde puntos 1 a 6: centro a borde de cristal

número de átomos sobre la base de 25 oxígenos

Si	Al	Mg	Ti	Ca	Fe	Mn	Ce_2O_3	La_2O_3	O
6.158	4.662	.013	---	3.31	1.54	.078	.037	.020	25

En la figura III-26, imagen BSE coloreada de la paragénesis de esta roca, se observa la distribución de los granos de epidoto analizados. La estequiometría resultante indica un miembro de la serie clinozoisita-epidoto, muy próximo al extremo epidoto. En este epidoto resulta destacable la zonación que se evidencia por núcleos con contenidos en Ca disminuídos por el reemplazo de sus posiciones por La y Ce. Estos últimos elementos, cuyos valores no son muy elevados, señalan la composición de un epidoto transicional hacia allanita para los núcleos de este mineral. Los puntos medidos en los bordes incrementan su contenido en Ca mientras que La y Ce ya no son detectables.

5.3-Epidoto
Muestra W22 (biotitita flogopítica, mina El Salto)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	TiO_2	CaO	FeO	MnO	Ce_2O_3	La_2O_3	Total
1	37.5	25.6	.05	.06	23.5	9.4	.05	---	---	96.04
2	36.9	23.2	---	.05	22.8	12.3	.58	---	---	95.87
3	37.0	23.1	---	---	22.6	12.6	.63	---	---	95.92
4	37.9	28.0	.05	.06	23.7	6.7	.06	---	---	96.44
5	38.1	28.2	.07	.05	23.9	6.8	.06	---	---	97.23
6	37.3	24.9	.05	.09	23.6	10.6	.09	---	---	96.63

*Puntos analizados (ver imagen BSE): 1, zona verde; 2 y 3, zona azul; 4 y 5, zona roja; 6, zona amarilla

número de átomos promedio sobre la base de 25 oxígenos

Si	Al	Mg	Ti	Ca	Fe	Mn	Ce	La	O
6.10	4.89	.008	.001	4.07	1.33	.003	---	---	25

La figura III-28, imagen BSE coloreada de esta roca, señala la abundancia de los epidotos y la zonación con que se presentan (colores amarillo y azul en la imagen referida). A continuación, en la figura III-25, una imagen BSE coloreada de detalle de este epidoto con indicación de los puntos analizados en las distintas zonas composicionales.

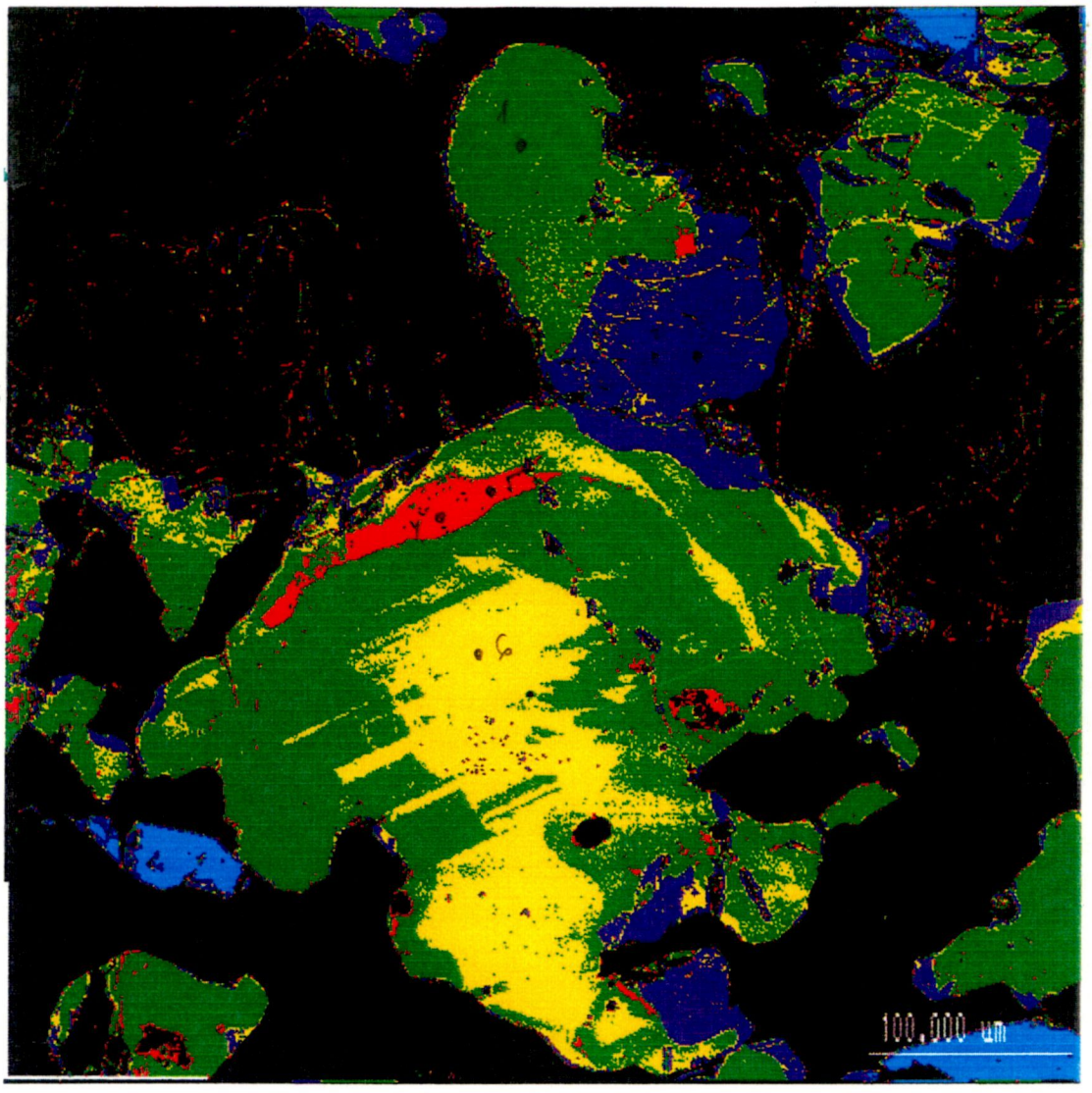


Fig.III-25 Imagen BSE colo reada. Epidoto W22

La composición promedio corresponde a un miembro intermedio de la serie clinozoisita-epidoto con tendencia hacia el extremo epidoto. La zonación puede considerarse representada dominantemente por núcleos amarillos en la imagen BSE coloreada y los bordes por las zonas coloreadas en verde. Esto señala núcleos con un contenido ligeramente mayor en Fe y Mn y menores en Al. La azul que representa la última porción de los bordes presenta una elevación en el contenido de Fe y Mn y disminución de Ca. La zona roja de distribución fragmentada o a lo largo de ciertas líneas irregulares (fracturas ?) podría corresponder a una postrer generación en la que se observa los contenidos más elevados de Ca y más disminuídos de Fe. En definitiva, en el crecimiento lineal se observa una tendencia hacia el extremo epidoto de la serie en tanto una generación última resulta más cercana al extremo clinozoisita de la serie.

6. MICAS

6.1-Biotita

Muestra 65 (gneiss biotítico-almandínico-turmalínico, mina Esperanza)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	K_2O	TiO_2	CaO	FeO	MnO	BaO	Cl	Total
1	34.9	16.6	9.6	.11	9.1	1.79	.08	20.5	.62	---	.05	95.44
2	36.7	16.7	9.6	.10	9.1	1.86	.09	20.7	.60	---	.03	95.43
3	35.1	16.3	9.4	.05	9.6	2.17	---	21.3	.56	.12	---	94.64
4	35.1	16.4	9.6	.06	9.6	2.18	---	20.9	.66	---	---	94.97

número de átomos promedio sobre la base de 22 oxígenos

Si	Al	Mg	Na	K	Ti	Ca	Fe	Mn	Ba	Cl
5.48	3.05	2.23	.024	1.87	.24	.007	2.73	.06	---	---

En la figura III-15, imagen BSE coloreada de la muestra w65, se puede observar la distribución de los cristales de biotita en los que se realizaron los análisis que se presentan. Comentarios sobre esta muestra se realizan más adelante en la comparación de biotitas.

6.2-Biotita

Muestra W108 (biotitita flogopítica, mina Santa Bárbara)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	K_2O	TiO_2	CaO	FeO	MnO	BaO	Total
1	41.0	13.0	17.9	.08	10.3	.53	.05	10.4	.43	---	93.77
2	41.0	13.1	17.8	.10	10.3	.58	.06	10.0	.36	.08	93.44
3	39.5	14.0	16.9	.10	10.2	.69	.07	11.7	.49	---	93.60
4	39.9	13.6	17.2	.13	10.1	.68	.08	11.2	.48	.05	93.43
5	37.7	15.4	15.4	.14	10.2	.84	.05	13.1	.56	---	93.31
6	39.6	14.0	16.6	.14	10.0	.81	.09	11.8	.52	.07	93.55
7	38.3	15.6	15.3	.13	9.9	.82	.09	13.1	.54	---	93.79
8	37.6	15.4	15.4	.12	10.2	.90	---	13.3	.55	---	93.48
9	38.2	14.9	15.8	.09	10.3	.76	.03	12.6	.52	.06	93.27
10	38.2	14.9	16.0	.13	10.2	.71	.10	12.3	.40	---	93.04
11	39.5	13.6	17.1	.07	10.3	.61	.07	11.4	.33	---	92.96
12	37.7	15.3	15.5	.11	10.2	.89	.03	13.0	.49	---	93.16
13	37.7	15.5	15.3	.12	10.1	.88	.03	13.3	.55	---	93.43
14	40.8	13.0	17.8	.10	10.2	.54	.07	10.2	.38	.13	93.12
15	40.2	13.6	17.4	.08	10.3	.62	.08	10.8	.44	.14	93.65

*Puntos analizados (ver imagen BSE): 1 a 11, zona verde; 12 y 13, zona amarilla; 14 y 15, zona roja.

número de átomos promedio sobre la base de 22 oxígenos

Si	Al	Mg	Na	K	Ti	Ca	Fe	Mn	Cr
5.88	2.54	3.69	.032	1.95	.08	.01	1.49	.05	.01

A continuación se presenta la imagen BSE coloreada de la muestra w108. Esta imagen resulta representativa de los porcentajes de las fases minerales que la componen, con amplio dominio de esta biotita.

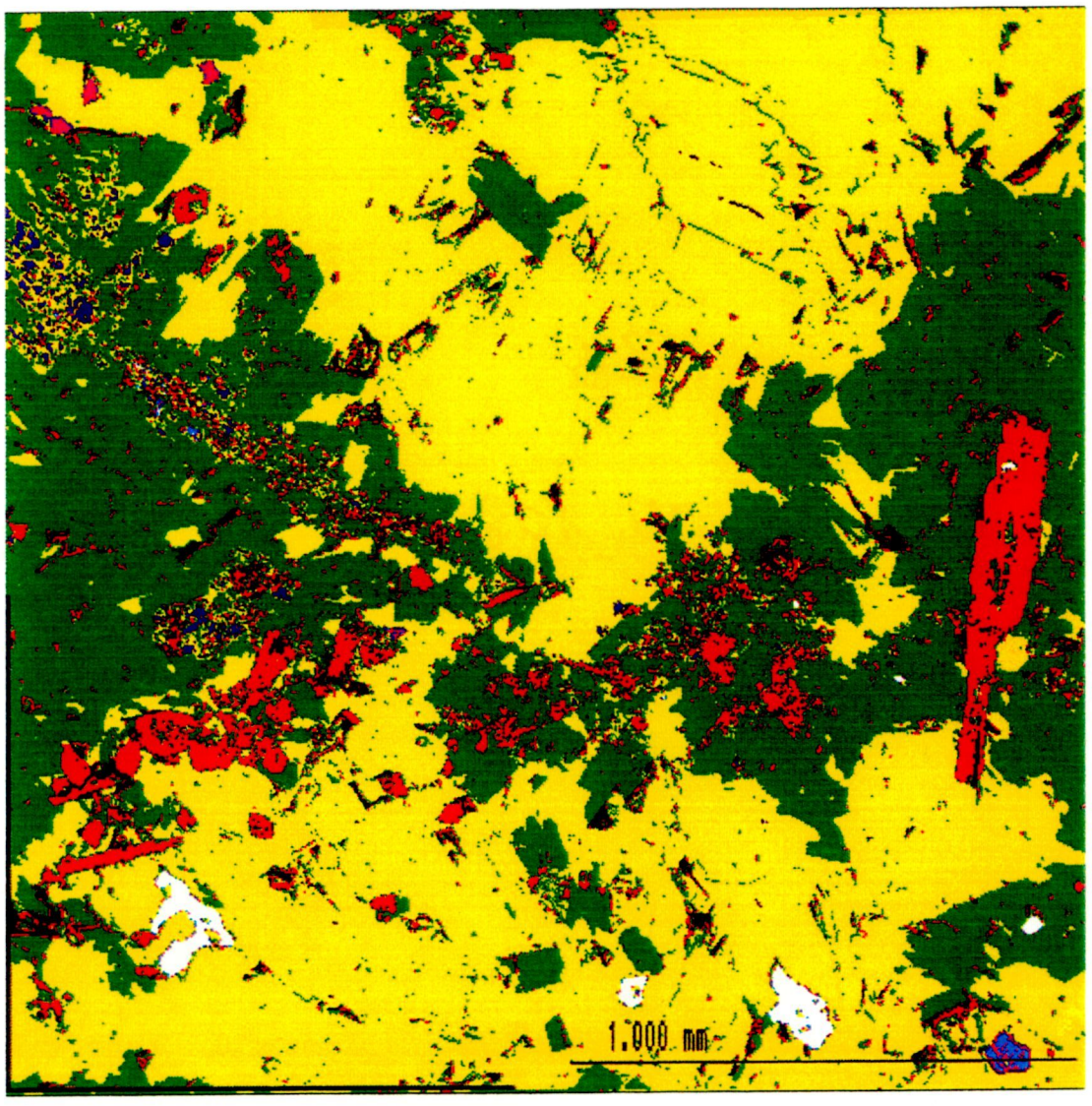


Figura III-26. Imagen BSE coloreada de la roca w108. Negro:oquedades; rojo: turmalina; verde: muscovita; amarillo: biotita; azul: epidoto; blanco: scheelita.

Los cristales presentan una ligera zonación que se observa bien resaltada por la coloración dada a la imagen BSE (Fig. III-27). En esa imagen las zonas de color verde señalan la composición dominante de esta mica. Por su parte las zonas rojas tienen una distribución esencialmente central aunque es fragmentada sin delimitar zonas contínuas. La composición representada por el color amarillo tiende a contornear zonas periféricas de los cristales. De esta manera, los reducidos núcleos (rojo) presentan un mayor contenido en MgO y menor en FeO, las zonas medias de mayor distribución (verde) disminuyen levemente el MgO e incrementan el FeO, finalmente los bordes amarillos muestran los mayores contenidos en FeO, los menores en MgO y un cierto incremento en TiO_2. En síntesis, los cristales presentan centros de composición algo más flogopítica que los bordes.

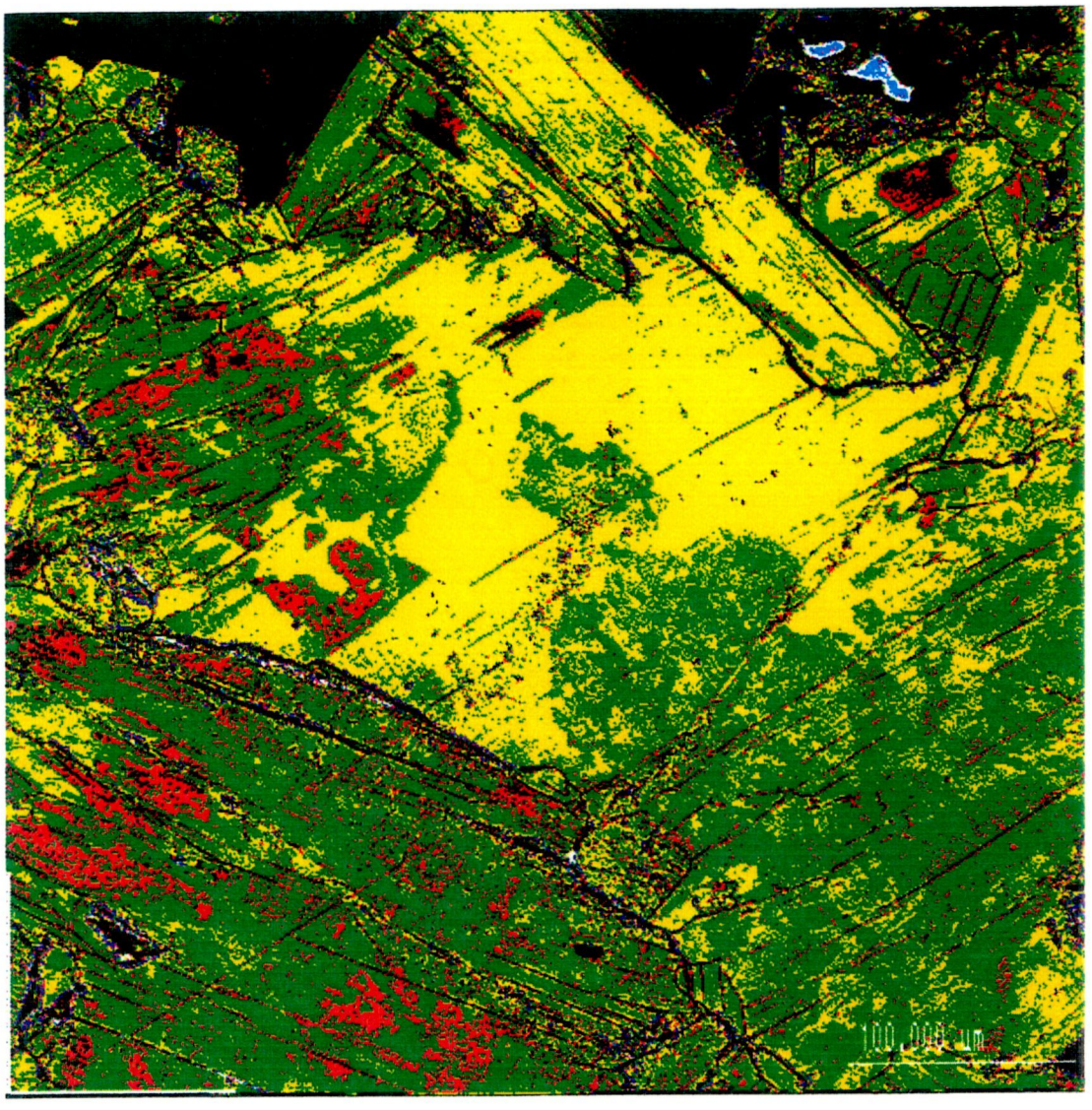


Figura III-27. Imagen BSE coloreada de biotita de la muestra w108.

6.3-Biotita
Muestra: W22 (biotitita flogopítica, mina El Salto)

óxidos (% en peso)

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	Na_2O	K_2O	TiO_2	CaO	FeO	MnO	Cr_2O_3	Total
1	42.2	11.7	21.1	.06	10.3	.18	.03	7.9	.88	---	94.35
2	42.4	11.4	21.2	.05	10.3	.20	---	7.7	.85	.05	94.01
3	41.9	11.5	21.0	.03	10.3	.22	.03	7.9	1.00	---	93.86
4	42.0	11.5	20.9	.04	10.3	.22	---	7.6	.93	---	93.55
5	41.2	11.7	20.8	.03	10.3	.18	.07	7.7	.92	---	92.87
6	41.9	11.2	20.8	.05	10.1	.22	.04	7.8	.89	---	93.03
7	40.4	12.2	20.3	.06	10.4	.26	.03	8.3	1.00	---	92.93
8	40.0	12.3	19.8	.04	10.3	.25	.02	8.5	1.01	---	92.32
9	42.0	11.3	21.0	.03	10.3	.19	---	7.5	.87	---	93.18
10	42.3	11.2	21.1	.02	10.3	.19	---	7.5	.82	---	93.51

número de átomos promedio sobre la base de 22 oxígenos

Si	Al	Mg	Na	K	Ti	Ca	Fe	Mn	O
6.14	2.01	4.57	.01	1.937	.02	.006	.97	.11	22

En la figura III-28, que sigue a continuación, la imagen BSE coloreada presenta una clara idea de la disribución y proporcionalidad de las distintas fases minerales que conforman estas rocas.

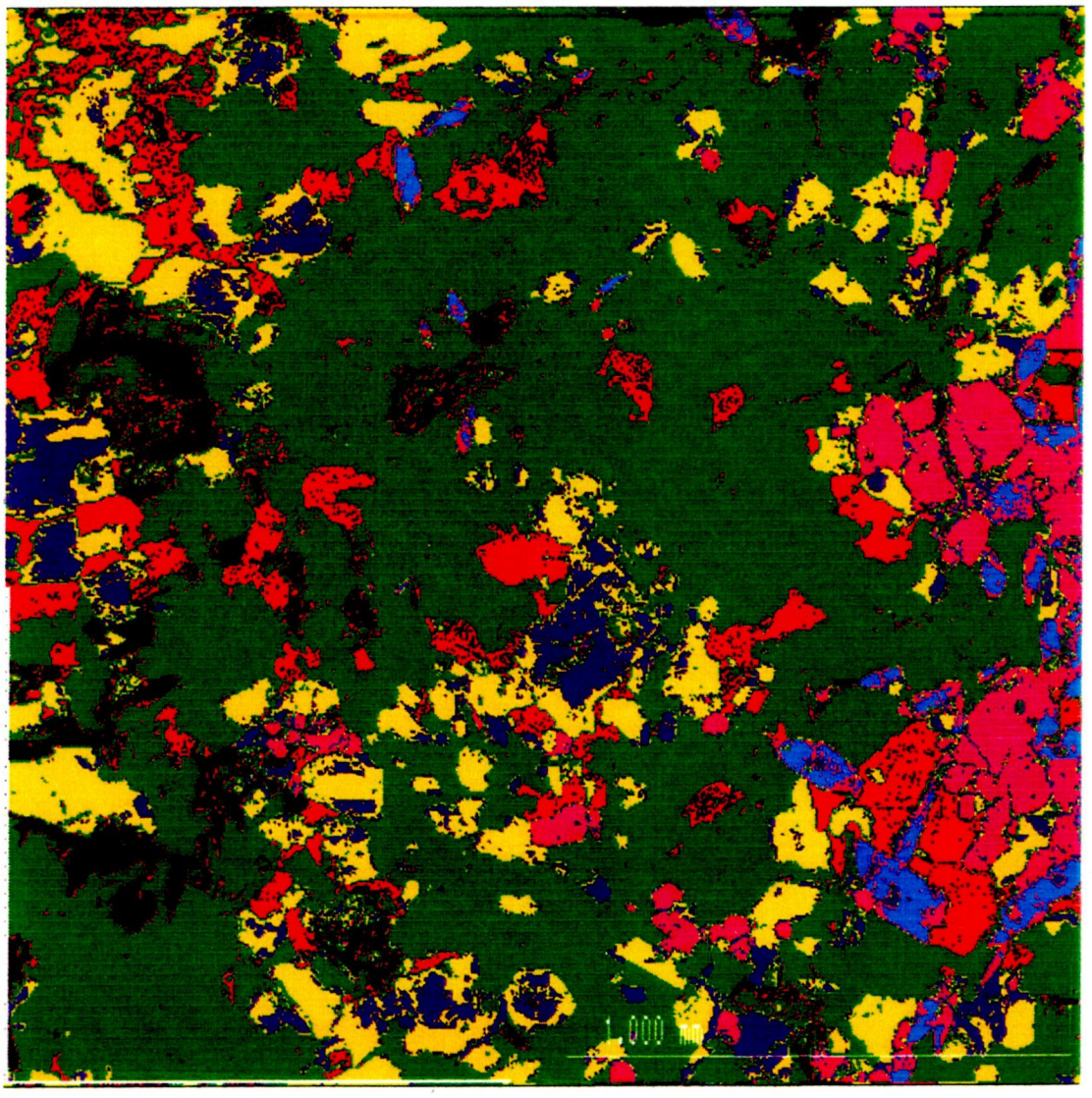


Figura III-28. Imagen BSE coloreada de la muestra w22. Rojo: cuarzo; verde: biotita; amarillo y azul: epidoto; magenta: apatita; turquesa: titanita; negro: oquedades.

Los comentarios sobre este mineral se realizan en la comparación entre biotitas.

6.4-Biotitas: comparación

La simple observación de los datos químicos obtenidos permite diferenciar las biotitas en función de sus contenidos en MgO, FeO y TiO_2. De esta manera la biotita w65 se diferencia de las otras en sus menores contenidos de MgO y mayores de FeO y TiO_2 . En base a los

datos ya presentados para estas biotitas se realizó el cálculo de las proporciones moleculares de los principales componentes de las composiciones biotíticas: annita, flogopita, siderofilita e eastonita. En el siguiente gráfico se observan esas proporciones.

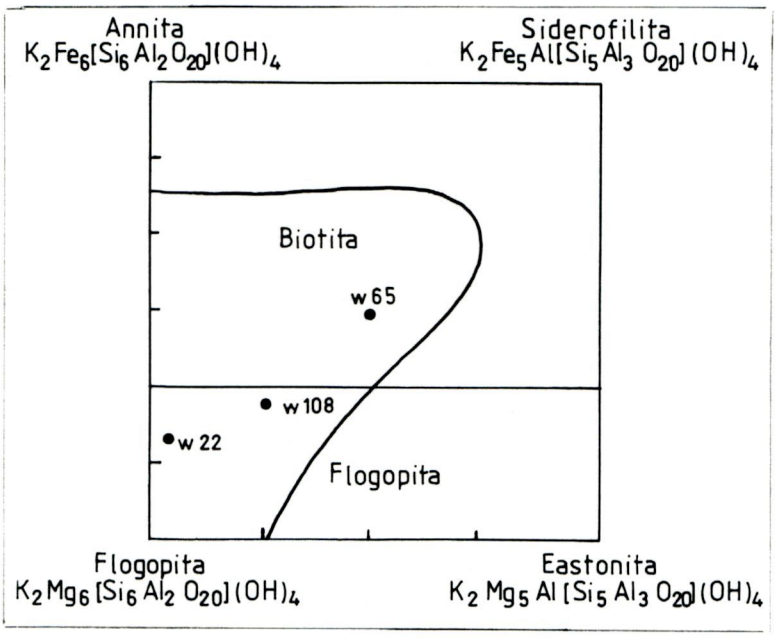


Figura III-29. Componentes principales de composición biotítica y el campo en el que caen la mayoría de las biotitas naturales. (Deer et al., 1993).

Las micas de ambas rocas denominadas biotititas corresponden al campo de las flogopitas, en tanto la correspondiente a un gneiss al campo de las biotitas. La relación entre la composición de biotitas y el tipo de roca fue graficado por Engel & Engel (1960) como se muestra en la figura que sigue.

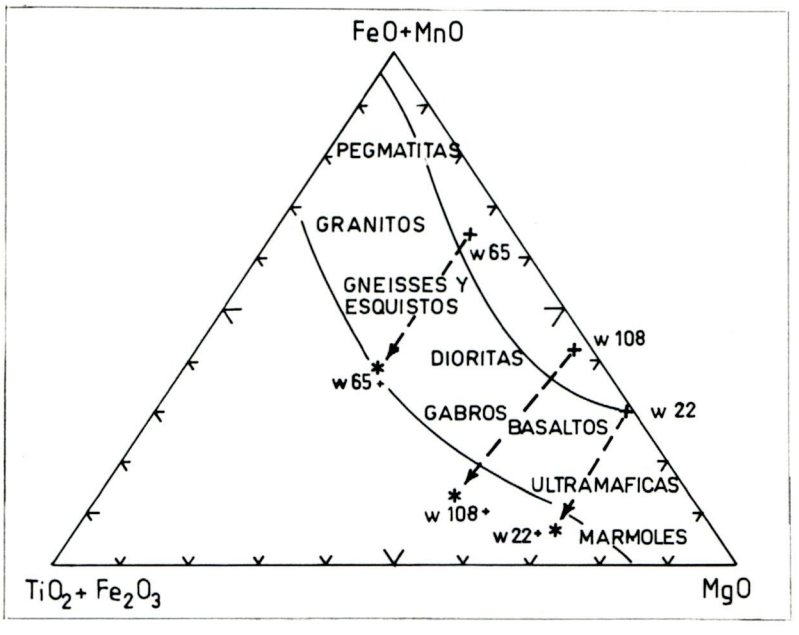


Figura III-30. Variación de la composición química de flogopitas y biotitas en relación a tipo de roca (Engel & Engel, 1960).

(+) Fe_2O_3 + FeO = FeO
(*) 80% del FeO se consideró como Fe_2O_3

En el gráfico anterior se ha ubicado cada muestra en dos posiciones. Una de ellas (símbolo +) corresponde a los resultados de los análisis donde FeO (tot); en la otra posición (símbolo *) se ha considerado la posibilidad extrema que el 80% del FeO8(tot) deba ser Fe_2O_3. En algún

punto de las líneas que unen ambos posiciones extremas, para cada muestra, se debería encontrar su posición real. Es interesante notar para el caso de las flogopitas que estas líneas intersectan el campo de rocas básicas o ultrabásicas pero no el de los mármoles. En cuanto a la biotita como era esperable atraviesa el campo de los gneisses y esquistos.

6.5-Muscovita

Muestra W108 (biotitita flogopítica, mina Santa Bábara)

óxidos (% en peso)

	Na_2O	SiO_2	Al_2O_3	MgO	K_2O	TiO_2	BaO	CaO	FeO	MnO	Cr_2O_3	Total
1	.21	46.2	28.4	3.37	11.3	.05	---	.04	4.1	.09	---	93.85
2	.22	46.7	28.1	3.52	11.2	.18	---	.02	3.9	.10	---	93.96
3	.20	46.4	28.8	2.95	10.8	.13	---	.04	3.9	.10	---	93.40
4	.25	46.4	28.8	2.85	11.4	.24	.09	---	4.1	.09	---	94.17
5	.22	46.2	28.8	2.97	11.4	.20	---	.03	3.8	.09	---	93.71
6	.21	46.2	28.7	3.02	11.4	.21	---	.03	4.0	.10	---	93.99
7	.22	46.0	29.5	2.59	11.4	.10	---	.05	4.1	---	---	93.94
8	.23	45.2	29.3	2.58	11.3	.19	---	---	4.6	.07	---	93.53
9	.24	45.8	28.5	3.03	11.4	.16	.08	---	4.2	.10	---	93.57
10	.23	45.7	28.3	3.59	11.4	.42	.08	---	4.3	.12	---	94.16
11	.17	44.7	28.6	1.02	11.4	.10	---	.13	7.7	.05	---	93.87
12	.11	45.5	29.7	1.39	11.4	.08	---	.08	5.9	---	---	94.22
13	.08	44.9	27.4	2.90	11.3	.08	---	.12	6.8	---	.07	93.65
14	.04	45.4	27.8	2.67	11.3	.06	---	.08	6.5	---	---	93.95
15	.08	44.2	28.4	2.47	11.3	.10	.10	.09	7.3	---	---	93.99

*Puntos 1 a 15: centro a borde de cristales.

número de átomos promedio sobre la base de 22 oxígenos

Na	Si	Al	Mg	K	Ti	Ba	Ca	Fe	Mn	Cr
.05	6.366	4.69	.56	2.01	.014	---	.006	.585	.006	---

Los bajos contenidos en Ba señalan un escaso reemplazo de K por aquél elemento. Por su parte el Si se encuentra en ligero exceso, en coherencia con los valores significativos de Mg e Fe que entran en estos casos en la estructura en reemplazando al Al octaédrico. El contenido en Ti no es muy elevado.

Tal como se puede observar en el gráfico de la figura III-31 la composición de esta mica resulta intermedia entre muscovita y fengita

6.6-Micas: síntesis

A modo comparativo se presenta el siguiente gráfico donde se han ubicado las micas analizadas. El gráfico incluye tanto estructuras di como tri-octaédricas y se basa en el número de átomos de Si, Al y M^{2+} (Fe^{+2}, Mg), por fórmula unidad (pfu).

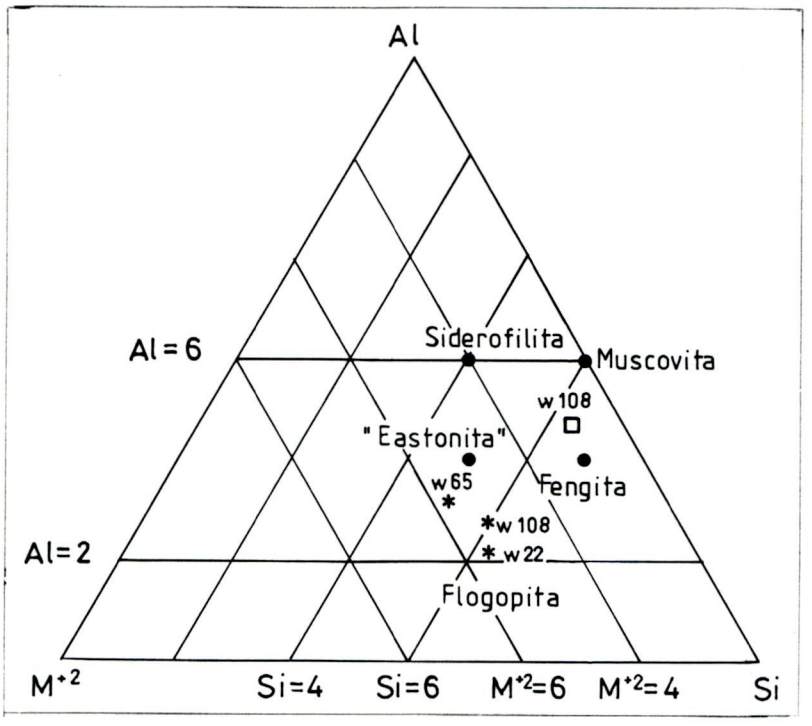


Figura III-31. Principales variaciones en las composiciones de las micas según número de átomos pfu de Si, Al, M^{+2} (Fe^{+2}, Mg). * biotitas y flogopitas analizadas; + muscovita.

Capítulo IV
LAS MINERALIZACIONES DE WOLFRAMIO EN LA SIERRA DE ALTAUTINA

CAPÍTULO IV
LAS MINERALIZACIONES DE WOLFRAMIO EN LA SIERRA DE ALTAUTINA

1. ANTECEDENTES

La existencia de mineralizaciones de tungsteno en las Sierras Pampeanas se conoce desde las primeras reseñas sobre los recursos minerales argentinos. Es así que entre las primeras publicaciones que mencionan depósitos de wolframio se encuentran las de Avé Lallemant (1874), Brackebusch (1879), Stelzner (1885), Bodenbender (1899a, 1899b, 1905), Keyserling (1909), Mazza (1909), Barrié (1910), Beder (1913), Kantor (1913), Keidel y Schiller (1913), Gerth (1914). Bodenbender (1894) aborda por primera vez las mineralizaciones de wolframio de la provincia de Córdoba de manera específica y Beder (1916) realiza el primer intento de sistematizar estos recursos en todo el país. Resulta interesante el comentario de este último autor, que resume el estado de conocimiento a la época, señalando que "...de todas las existencias de wolframita en la República Argentina..." la que se encuentra en la Cordillera de Colangüil (prov. de San Juan), en la Quebrada de Arrenquintín "...es la única que no pertenece a la región de las Sierras Pampeanas".

La primer mención sobre las mineralizaciones del distrito Altautina corresponde a la mina San Ignacio (Brackebusch 1879), la que es vuelta a citar por Beder (1916) como el hallazgo más antiguo en la Sierra de Córdoba. La siguiente mención corresponde a Bodenbender (1899) en su obra sobre los minerales de la República Argentina, en la que cita la existencia de wolframita en la zona de Mina Clavero. Beder (1916) refiere el mismo dato sobre Mina Clavero destacando que no se conocen mas detalles que la mención de Brackebusch. No se puede afirmar que esta referencia a Mina Clavero corresponda al distrito que nos ocupa ya que no existen precisiones de ubicación geográfica.

Los yacimientos de Córdoba fueron abordados específicamente por Martínez Ferrer (1946), quien incluye las primeras descripciones del distrito Altautina aunque sin mapeos detallados de los depósitos. En la década del 50 se producen los primeros, y únicos, informes mineros sobre esta zona, por encargo de la Dirección Nacional de Minería y Geología. Estos informes coinciden con la época de mayor actividad minera en la región y corresponden a Oliveri et al. (1953), Sister (1954), Sister y Jutoran (1955a , 1955b). Olsacher (1972) recopila esta información en su descripción de la Hoja Geológico-Económica 21h, y Ferrer (1974) publica una apretada síntesis de los aspectos gelógicos, mineros y económicos del distrito San José-Altautina. Referencias de las observaciones, interpretaciones y evaluaciones de estos trabajos serán realizadas al tratar cada depósito.

Brodtkorb y Brodtkorb (1975, 1977 y 1979) generan una nueva serie de publicaciones relacionadas a los depósitos de wolframio en las Sierras Pampeanas Orientales que se orientan específicamente a una reinterpretación genética de los mismos. Brodtkorb y Pezzutti (1991) discriminan los depósitos scheelíticos de las Sierras de San Luis y Córdoba, a los que reconocen como alojados en rocas calcosilicáticas asociadas a anfibolitas, según el tipo de vulcanismo asociado. Es así que resultan: -yacimientos asociados a metavulcanitas ácidas; -yacimientos asociados a metavulcanitas básicas. En el mapa de la figura 1 se reproduce la propuesta de Brodtkorb y Pezzutti (1991) que incluye al distrito Altautina en el tipo relacionado a vulcanitas básicas.

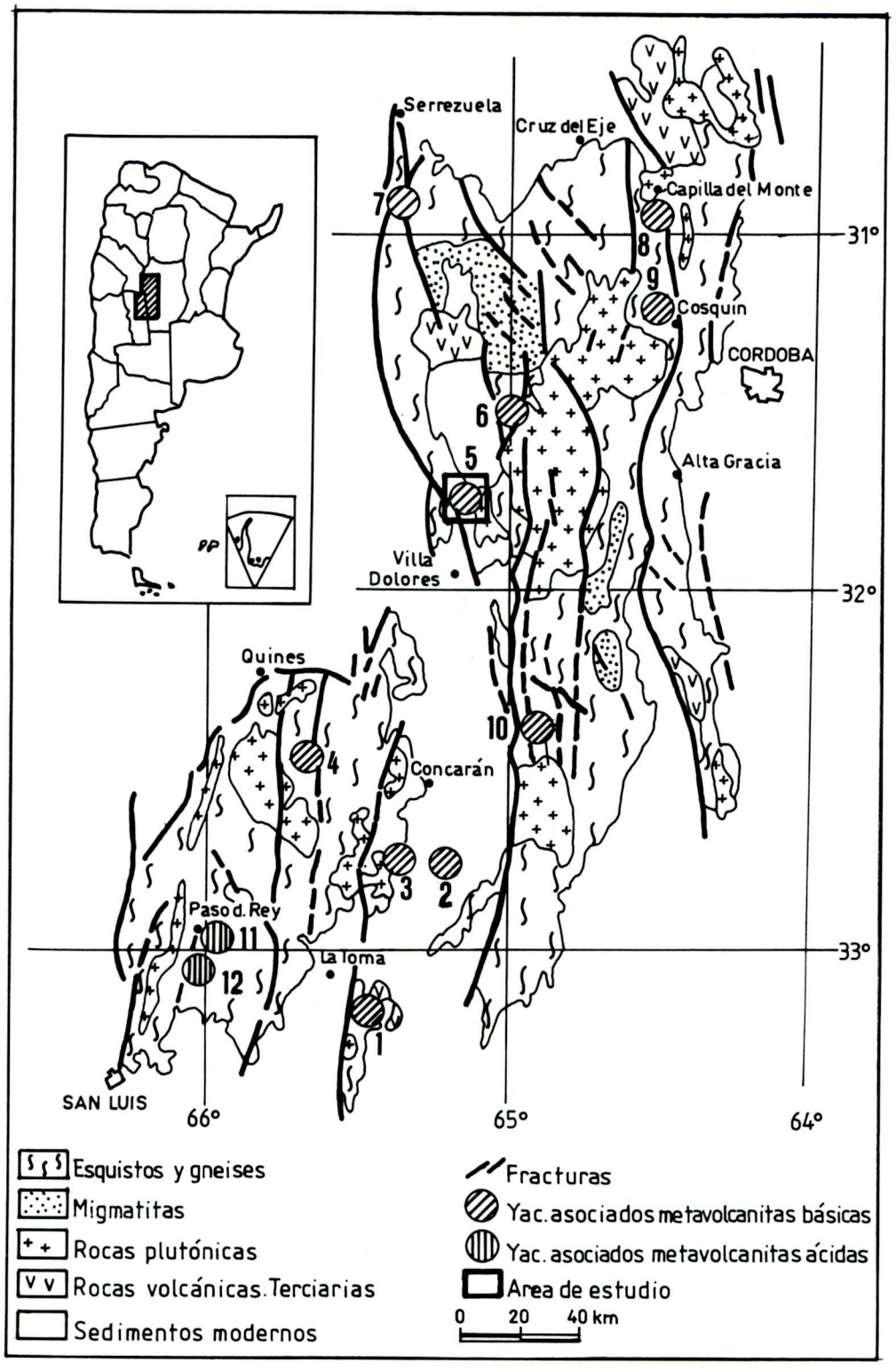


Figura 1- Distritos scheelíticos en rocas calcosilicáticas asociadas a anfibolitas de las Sierras de San Luis y Córdoba. (Brodtkorb y Pezzutti 1991)- 1 Sierra del Morro; 2 La Estanzuela; 3 San Felipe; 4 Villa de Praga; **5 Sierra de Altautina**; 6 Ambul; 7 Aguas de Ramón; 8 Zinqui; 9 Pampa de Olaen; 10 Cerro Aspero; 11 Paso del Rey - Santo Domingo; 12 Pampa del Tamboreo

2. LOS DEPÓSITOS ESTUDIADOS

En el mapa de la figura IV-2 se han ubicado las pertenencias mineras denunciadas por mineral de wolframio según el catastro vigente en 1988 en la Delegación Regional de Minería de Villa Dolores, provincia de Córdoba. Se trata de unos 70 denuncios mineros, muchos de los cuales se superponen con canteras de mármol, tal como se puede apreciar en la figura I-4. Durante los relevamientos llevados a cabo para este estudio no se ubicaron evidencias de mineralización, ni tampoco algún laboreo, en varias pertenencias. Resulta evidente que los períodos en que el alza del precio del tungsteno generó expectativas importantes se incrementó también el área cubierta con denuncios. La superposición de pertenencias mineras denunciadas por mineral de wolframio con canteras de mármol en parte obedece a las razones enunciadas anteriormente, pero también a la presencia casi permanente de una muy fina, aunque también muy escasa, diseminación de scheelita dentro de las lentes carbonáticas o en sus rocas calcosilicáticas asociadas.

La actividad minera en el distrito tuvo su máximo desarrollo durante las décadas del 50 y 60, con algunos trabajos esporádicos en los 70. Esto ha generado un abandono en el mantenimiento de los laboreos y las huellas de acceso a los mismos. La mayoría de los trabajos subterráneos se encuentran inundados y "asentados" o derrumbados. Los laboreos realizados a cielo abierto, de menores dimensiones, presentan una profusa invasión por la vegetación de la zona. Estas circunstancias dificultaron las tareas de relevamiento de campo y es por ello que muchas de las observaciones realizadas son complementadas con los informes mineros de la época en que la actividad prospectiva o extractiva proliferó, especialmente las referidas a descripciones de las mineralizaciones en labores subterráneas que hoy son de acceso imposible o, cuando menos, de muy alto riesgo.

Las descripciones de los depósitos del distrito Altautina han sido agrupadas en sectores, contemplando para ello tres criterios:
-Mineral portador del wolframio
-Litología portadora de la misma
-Area de ubicación

De esta manera, los tipos y sectores en que se han agrupado son los siguientes:
-A. Depósitos de wolframita en mantos de cuarzo al oeste del cerro San José.
-B. Depósitos de scheelita en mantos de cuarzo-turmalina al este y sur del cerro San José.
-C. Depósitos de scheelita en rocas calcosilicáticas al oeste y suroeste del cerro San José.
-D. Depósitos de scheelita en rocas calcosilicáticas al sur del cerro San José.
-E. Depósitos de scheelita en rocas calcosilicáticas al este y sureste de Altautina.

En la figura IV-1, la distribución de los denuncios mineros pone *-a priori-* en evidencia una estricta relación entre la ubicación de los mismos y la deformación metamórfica del área que ya fuera descripta.

Algunos depósitos serán presentados con mayor detalle y corresponden a aquellos en los que laboreos mineros de mayor desarrollo permitieron mejores observaciones. A continuación se enumeran, según el agrupamiento propuesto en párrafos precedentes:

-A. Depósitos de wolframita en mantos de cuarzo al oeste del cerro San José: mina San Ignacio.

-B. Depósitos de scheelita en mantos de cuarzo-turmalina al este y sur del cerro San José: minas Santa Bárbara, La Dita, La Rubia, San Juan Bosco, Hércules, Valeria y La Toyita.

-C. Depósitos de scheelita en rocas calcosilicáticas al oeste y suroeste del cerro San José: minas El Misterio, La Gringa, La Carlota, La Extermeña y La Pilila.

-D. Depósitos de scheelita en rocas calcosilicáticas al sur del cerro San José: minas El Salto y Cabildo.

-E. Depósitos de scheelita en rocas calcosilicáticas al este y sureste de Altautina: canteras Anta o María Teresa, La Legal, Totito, La Hilda, grupo Las Ensenadas (minas Chichita y La Esperanza), mina 7 Hermanos, manifestación Cóndor Huasi, cantera Noguerol.

En el catastro minero consultado figuran denuncios ubicados dentro del stock granítico cerro San José o en sus contactos con los siguientes nombres: El Progreso, Bárbara Virgen, La Cocha, Betito, Dr. Fernández, Don Julio, Alba, Argentina, La Mora, El Miguelito. En los relevamientos realizados no se halló en las respectivas ubicaciones manifestación alguna de mineralización

Las fotografías de las figuras IV-4, IV-5 y IV-6 presentan aspectos panorámicos de las zonas con los depósitos minerales estudiados.

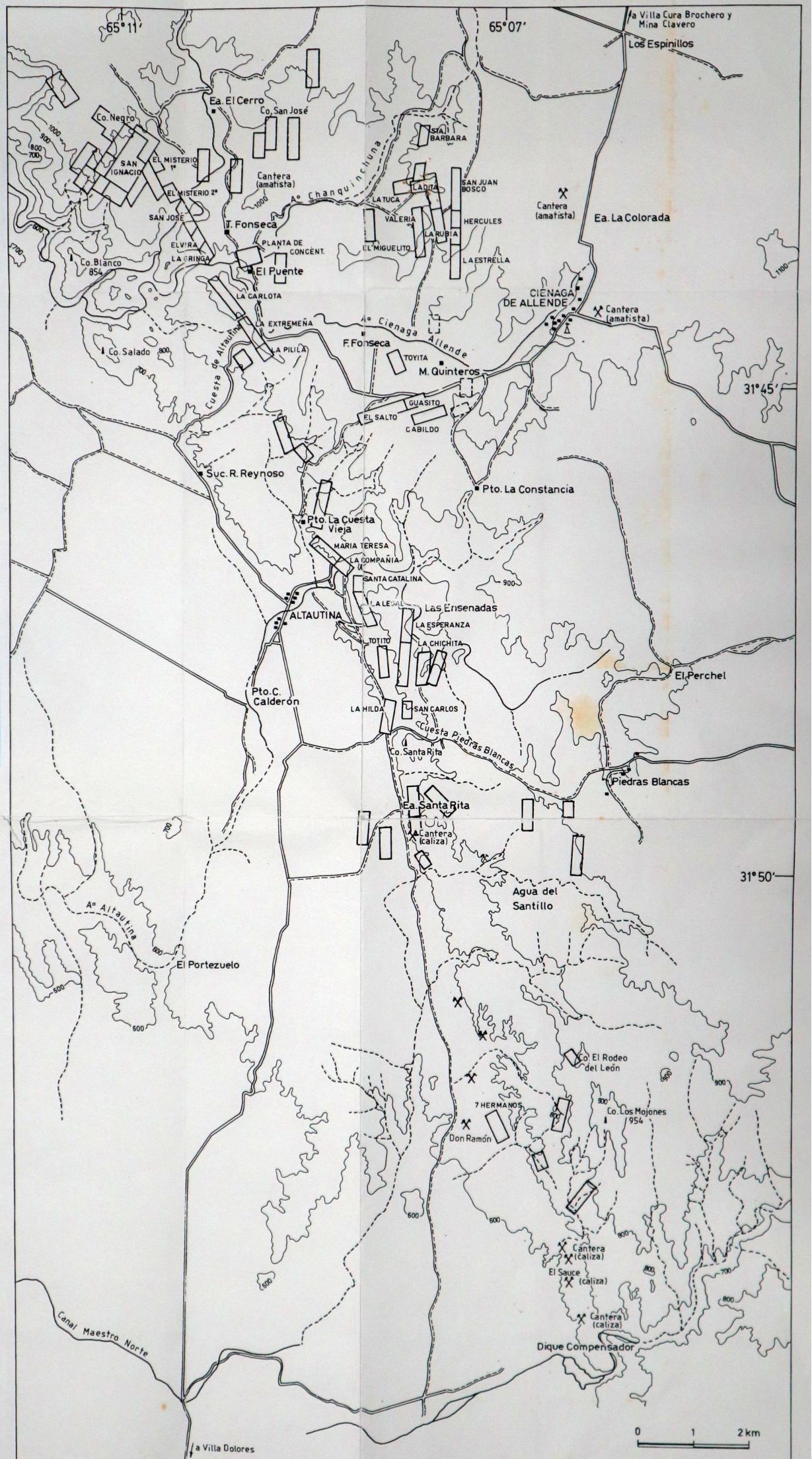


Figura IV 2: Denuncios mineros. Sierra de Altautina. (Según Delegación Regional de Minería de Villa Dolores, provincia de Córdoba, 1988)



Figura 4- Imagen panorámica tomada desde el cerro San José hacia el sur y ubicación de algunas minas.



Figura 5- Imagen panorámica tomada desde la parte más alta de la Cuesta de Altautina en dirección al NO. Ubicación de algunas minas



Figura 6- Imagen panorámica tomada desde las mayores alturas de la Cuesta de Altautina en dirección al SSE. Ubicación de algunas minas

A- DEPOSITOS DE WOLFRAMITA/SCHEELITA EN MANTOS DE CUARZO AL OESTE DEL CERRO SAN JOSE

1.Grupo San Ignacio: minas San Ignacio, El Triunfo

Estos depósitos son los únicos del área, en los cuales el mineral portador del tungsteno es wolframita, conteniendo scheelita como una fase muy minoritaria. Este grupo se ubica 45 km al norte de Villa Dolores y 3 km al ONO del cerro San José. Comprende las minas San Ignacio, varias pertenencias a su alrededor y la mina El Triunfo. Las actividades mineras en este grupo se encuentran paralizadas desde hace más de 50 años.

El acceso para el reconocimiento que se hizo durante este estudio se realizó a través del camino que lleva a La Cocha y desde allí por la senda que conduce al puesto abandonado de la Estancia El Cerro, ubicado al oeste del cerro San José. Desde este puesto, el antiguo camino minero no permite el ingreso vehicular. De las antiguas labores abandonadas de la mina San Ignacio, sólo fue posible el ingreso a la más oriental consistente en una galería de 50 metros de orientación E-O que conecta a un chiflón de dirección N-S que está "asentado" a 1,5 m de su comienzo. En la ubicación de la mina El Triunfo no se hallaron ni afloramientos de mantos ni restos de actividades.

1.1 Marco geológico local

En el entorno de esta mineralización la litología del basamento metamórfico es bastante homogénea con esquistos y gneises migmáticos como litología dominante. Se trata de los típicos esquistos cuarzo-albita-mucovita-biotita, gris medio a oscuros con esquitosidad marcada y abundantes segregaciones silíceas, correspondientes a los que Olsacher (1972) denomina "esquistos inyectados". Las facies gnéisicas son muy escasas y en las rocas de esta zona se ha observado microscópicamente, pero sólo ocasionalmente, la presencia de feldespato potásico.

Los pegmatoides y pegmatitas o aplitas son raros en esta zona (ver mapa Fig. I-4).

La foliación tiene un rumbo dominante, con escasas desviaciones, N310° a N330° con inclinaciones muy variables (10° hasta casi vertical) al este. Los microplegamientos son muy escasos.

1.2-La mineralización

Se describirán los aspectos de la única mina ubicada, San Ignacio. Los mantos de cuarzo portadores de wolframita no se observan en afloramientos. Como se mencionó más arriba sólo fue posible el acceso a una labor, la más oriental. A la altura de los restos del antiguo campamento minero, y a lo largo de una quebrada de orientación N-S, se observan las entradas clausuradas de dos piques. La escasa posibilidad de observación de la mineralización hizo tomar la decisión de no realizar mapeos de superficie.

En la labor más oriental se ingresó al trecho de chiflón sobreveta de 1,5 m punto a partir del cual el "asentamiento" impidió otras observaciones. En esta escasa porción se reconoció una veta de cuarzo de 30 cm de potencia de rumbo N-S e inclinación de 10° al este, en subconcordancia con la inclinación de las metamorfitas de la caja cuya inclinación en este punto es de 25° E. Ambas

salbandas están ocupadas por abundante "jaboncillo" constituído por material arcilloso limonítico en un espesor variable entre 10 y 15 cm. La veta en ésta, la única labor subterránea que permitió su observación, está constituída por cuarzo lechoso de grano grueso invadido a través de fracturas por abundante cantidad de óxidos e hidróxidos de hierro sin presencia de wolframita o scheelita.

La escombrera que se halla en las inmediaciones de los restos del antiguo campamento minero permitió reconocer y colectar material de veta. Se trata siempre de cuarzo lechoso de grano grueso con efectos evidentes de trituración y tinción limonítica muy abundante. También es abundante la presencia de cristales de pirita diseminados en la masa silícea en formas cúbicas bien desarrolladas. Se encontraron cristales cúbicos de hasta 8 cm de lado. Es muy frecuente que los trozos de cuarzo presenten masas o nidos de una biotita flogopítica de coloración gris verdosa. En tanto el hallazgo de wolframita fue muy escaso y menor aún el de scheelita. Entre el material colectado en canchamina se identificó wolframita que suele presentar bordes de scheelita. Microscópicamente se identificaron además algunos escasos granos de bismutina.

El único informe con cierto detalle de este depósito es el de von Keyserling (1909), y sólo existe una mención posterior de Ferrer (1974), pero ninguno incluye mapeos superficiales ni de la mineralización en su laboreo subterráneo. Entre las observaciones de von Keyserling merece señalarse su calificativo de "manto" para la geometría de esta mineralización. Este autor señala que los mantos de cuarzo portadores de wolframita tienen un recorrido de unos 600 m con espesores de 10 a 50 centímetros, un rumbo NO-SE y buzamiento de 10-15° NE. Las terminaciones del manto son ramificadas a causa de fracturas que los afectaron. Según el mismo autor se trata de dos mantos principales, denominados La Viuda y El Puente que contienen wolframita en cristales pequeños dispuestos hacia las salbandas, a veces en masas de mica alterada a "limonitas" y señalando que también están presentes scheelita y bismutina. Otra observación interesante es la descripción dentro del cuarzo de agregados radiales de una mica clara (flogopita ?). En profundidad sus descripciones señalan un aumento del contenido de pirita. Para la época de su informe von Keyserling apunta una ley media del mineral inferior al 1 % WO_3. Según Ferrer (1974), la veta La Viuda tiene un rumbo de N 23° O, buzamiento de 40-45° E, potencia de 50 cm, y la veta El Puente N 18° E con buzamiento 15° NO y potencia de 40 centímetros. Este último autor brinda el único dato sobre la mina El Triunfo, ubicada al oeste de San Ignacio, para la cual señala que posee un sola veta de 20 cm de potencia con un rumbo de N40°O y buzamiento 70° NE.

Según la reseña de esta mina realizada por Keyserling (1909), que es referida también por Angelelli (1950) y Angelelli (1984), se practicaron numerosas labores en especial galerías de "recorrido apreciable" y piques que pasan los 30 metros. La mina fue trabajada con cierta intensidad a partir de 1939 y hasta 1945, por la compañía Sominar (Angelelli 1950). Par el beneficio del mineral se usó una planta con capacidad de 50 t/día. La pirita de los concentrados de mesa se separaba por flotación en la mina Los Cóndores (San Luis).

Angelelli (1950) transcribe la siguiente información sobre trabajos y producción de concentrados que le proporcionara la empresa Sominar. Los datos de concentrados están referidos a los que se obtenían luego del tratamiento final en la planta de la mina Los Cóndores.

Mina San Ignacio

Período	Desarrollo en m horizontal	Desarrollo en m, piques y chimeneas	Concentrado de wolframita en kg	Concentrado de tungsteno en WO_3
1939-40	41	---	9.000	68,37%
1940-41	99	---	16.100	67,68%
1941-42	263	211	12.100	66,31%
1942-43	258	164	30.600	62,59%
1943-44	322	87	40.250	60,71%
1944-45	19	---	38.076	64,82%
Totales	1.002	462	146.126	64,82%

B- DEPÓSITOS DE SCHEELITA EN MANTOS DE CUARZO-TURMALINA AL ESTE Y SUR DEL CERRO SAN JOSÉ

1-Depósitos ubicados al este del cerro San José: minas Santa Bárbara, Dita, Valeria, La Rubia, San Juan Bosco, Hércules

Este grupo de minas se tratarán en conjunto debido al agrupamiento geográfico que poseen, como así también a las similitudes geológicas que ofrecen.

La depósitos se hallan en el paraje denominado El Durazno 5 km al NO de Ciénaga de Allende, 15 km de Altautina, 22 km de Mina Clavero y 35 km de Villa Dolores. El acceso se realiza desde el camino que lleva de Ciénaga de Allende a Altautina y Villa Dolores, por la huella que conduce a Chaquinchuna y la que de ella se deriva para dar acceso a las minas (Fig. IV-1). El abandono de la actividad minera ha generado que el último desvío de acceso específico a los depósitos sea intransitable para vehículos. La mina Santa Bárbara, manifestación más septentrional del grupo, tiene ingreso desde la huella que conduce a la Estancia Las Cortaderas que bordea el Arroyo Chanquinchuna.

El grupo minero está ubicado al este del cerro San José, en la parte más alta de la Sierra de Altautina. El relieve es mesetiforme, con quebradas amplias y poco profundas y elevaciones sin grandes desniveles (Fig. IV-6). Esta zona está cubierta por un monte bajo, espeso y espinoso, con árboles como tala, algarrobos y quebrachos. Esta cobertura vegetal dificulta notoriamente la observación de los afloramientos.

Entre los antecedentes sobre estudios previos de este grupo se encuentran las descripciones de Martínez Ferrer (1946) y el informe minero de Sister y Jutoran (1955). Este último incluye mapeo geológico de superficie y relevamiento subterráneo del laboreo minero, que a la época se encontraba en actividad. El mapa que aquí se presenta (Fig. IV-8) fue realizado sobre la base topográfica realizada por estos últimos autores.



Fig. IV-7. Aspecto del área en cercanías de la mina San Juan Bosco.

1.1-Marco geológico local

La zona se emplaza en el borde oriental del stock granítico cerro San José. La geología es relativamente simple, constituída por unidades del basamento metamórfico-plutónico y relleno aluvial moderno (Fig. IV-8).

El complejo metamórfico en el área de este grupo de minas está dominado absolutamente por gneises migmáticos. Los gneises de coloración gris mediano a oscuro presentan un tamaño de grano grueso a muy grueso y profusa foliación con alternancias composicionales en las cuales se observan, como segregaciones, bandas félsicas que alternan con otras compuestas por los minerales micáceos que llegan a presentan folias de biotita de hasta 5 centímetros. Sus componentes esenciales son cuarzo, albita-oligoclasa, biotita parcialmente cloritizada y muscovita, el feldespato potásico está presente pero en menor proporción. Como accesorios se encuentran apatita, circón, ocasionalmente titanita y minerales opacos. Sin llegar a ser un tipo dominante suelen observarse texturas del tipo "augen gneis", señalando los micropleglamientos a que fueron sometidos. El rumbo general de la foliación es NNO-SSE con inclinaciones al este del orden de los 30 a 50 grados. Se observan abundantes segregados de cuarzo o cuarzo-feldespato que se acomodan al diseño de la foliación gneísica. La monotonía de la litología gneísica se interumpe solamente en las cajas occidentales de la veta "Valeria", donde en dos tramos de su recorrido se presentan lentes delgadas (50 cm) y de escaso recorrido (2 y 3 m) de rocas calcosilicáticas de color verde grisáceo medio y foliación suavemente marcada. Estas lentes son concordantes con los gneises, al igual que lo es su foliación. Sus componentes mineralógicos están dominados por actinolita en textura decusada, flogopita, calcita y epidoto/clinozoisita; accesorios son titanita, cuarzo, sericita, clorita, pirita.

Los gneises están profusamente atravesados por pegmatoides, pegmatitas y aplitas. Como se observa en el mapa (Fig, IV-8), éstos constituyen una especie de red. Las pegmatitas tienden a presentarse como cuerpos tabulares angostos de orientación preferencial NNO, E-O y NNE, sus bordes frecuentemente presentan una delgada franja aplítica. Algunos de ellos muestran efectos de al menos dos deformaciones, la última de ellas un plegamiento de eje NNE, que les han generado figuras en "media luna". Los aquí denominados pegmatoides constituyen pequeños cuerpos irregulares que se anastomosan. No se observan claramente las relaciones entre unos y otros por lo cual no es posible establecer una secuencia. Sister y Jutoran (1955) los consideran un único evento relacionado a los últimos estadíos diferenciados del stock San José. En el mapeo de estos autores estas facies aparecen unidas espacialmente al granito del stock. Las observaciones realizadas en este trabajo no permiten la misma conclusión. La mineralogía de pegmatitas y pegmatoides es similar, con cuarzo, albita/oligoclasa, feldespato potásico y muscovita. Los feldespatos presentan escasa sericitización. Sin embargo existen diferencias en la homogeneidad del grano; en los pegmatoides, de grano grueso, el tamaño se presenta bastante uniforme, por su parte las pegmatitas tienen un tamaño grueso a muy grueso con gran heterogeneidad en el mismo. Los bordes aplíticos observados en las pegmatitas no se ven en los pegmatoides. Una última diferencia es la presencia de núcleos de cuarzo en algunos cuerpos tabulares pegmatíticos de mayor potencia como el que, con orientación E-O, conforma el límite austral de la mina Santa Bárbara en su linde con la mina La Dita ubicada unos 1000 m al sur de aquélla.

Los contactos con los granitoides del stock vecino son netos, con interdigitaciones de escala mesoscópica con las metamorfitas y frecuentes engolfamientos de estas últimas. El granito en este borde del stock San José se presenta de coloración rosada, grano medio, y textura de tendencia porfiroide. Son muy frecuentes las diferenciaciones aplíticas dentro del cuerpo y esporádicos los

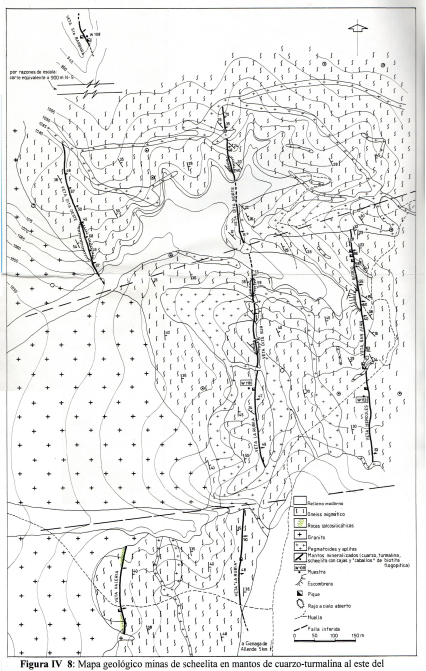


Figura IV 8: Mapa geológico minas de scheelita en mantos de cuarzo-turmalina al este del Cerro San José.

"nidos" de berilo en cristales verde pálido de 1 a 2 centímetros. También llama la atención en este borde la foliación que presenta el granito, de igual dirección que la general de los gneises. No se observan efectos térmicos en los contactos.

La deformación en el área se manifiesta esencialmente en la foliación de rumbo NNO, aunque en la porción septentrional donde se halla la mina Santa Bárbara los afloramientos más abundantes permiten apreciar plegamientos centi a decimétricos, asimétricos, con ejes de rumbo N330° a N340° y esporádicamente N25°. Sin embargo, son las pegmatitas y pegmatoides las que mejor reflejan los eventos deformacionales a través de su orientación que, en orden decreciente de frecuencia, es NNO, E-O y escasas según NNE. De la observación de estos cuerpos en el mapa de la figura IV-8 queda claro el testimonio y secuencia de los tres eventos deformacionales (D1, D2 y D3, ver capítulo Geología). Tanto gneises como pegmatitas dejan en claro que existieron plegamientos con ejes de dirección NNO y otros de ejes NNE en un evento posterior. En cuanto al emplazamiento de las pegmatitas se puede establecer que, como mínimo, se produjo luego de la deformación D2 alojándose en sus estructuras NNO. La orientación E-O (D1) de algunos cuerpos plantea la posibilidad de un emplazamiento previo, al menos para algunos de ellos. Los cuerpos irregulares de pegmatoides parecen reflejar, de manera grosera, la misma situación: una orientación dominante NNO probablemente afectada por un plegamiento con ejes de igual dirección. Este probable plegamiento produjo que los cuerpos se partieran según el plano axial, y sus charnelas luego erosionadas, todo ello a juzgar por las "ventanas" que con dirección NNO dejan aparecer a los gneises entre los cuerpos pegmatoideos. Esta interpretación del plegamiento implica necesariamente que haya sido de tipo apretado e isoclinal, con planos axiales buzantes al este, teniendo en cuenta la cantidad de rumbos e inclinaciones medidos que raramente se apartan de la inclinación al oriente.

Los mantos de cuarzo-turmalina portadores de scheelita se presentan con una orientación muy definida NNO e inclinaciones al este, intercalados concordantemente entre los gneises. Acerca de la secuencia de su emplazamiento se realizará alguna interpretación luego de la descripción de las mineralizaciones. Dos fallas, de dirección ENE, se ponen en evidencia tanto por las dos quebradas de igual rumbo cuanto por el desplazamiento de los mantos de cuarzo.

1.2- Los mantos mineralizados

Los mantos de cuarzo-turmalina portadores de scheelita constituyen tres corridas (Fig. IV-8). La oriental se extiende por unos 600 m de longitud, con interrupciones, denominándose de norte a sur veta San Juan Bosco y veta Hércules. La central es la que presenta una mayor extensión, alrededor de 900 m también con interrupciones, denominándose de norte a sur veta Dita Norte, veta Dita Sud y veta La Rubia. Por último, la corrida occidental se observa en tres tramos, el septentrional corresponde a la veta Santa Bárbara, el siguiente se denomina veta Dita Oeste y la porción austral veta Valeria.

El mapa de la figura IV-8 ha sido realizado en base a las observaciones realizadas durante el presente estudio a las que se adicionaron parte de las expresadas por Sister y Jutoran (1955). Se ha considerado válido el rescate de muchas observaciones de estos autores ya que fueron hechas en un período en que la actividad minera proliferaba y por lo tanto los desmontes les permitieron mejores observaciones de superficie, como así también los relevamientos que pudieron realizar sobre la tercer dimensión de estos mantos, en las labores subterráneas. En la época en que se realizaron los relevamientos de este estudio la mayor parte de los afloramientos de los mantos que mapearon

Sister y Jutoran se encontraban cubiertos por el monte y sólo fueron observables en algunos rajos o trincheras a cielo abierto. En cuanto a los laboreos subterráneos sólo se pudo ingresar, por el socavón de acceso, al nivel 15 de la mina San Juan Bosco en la primer campaña realizada en 1983 ya que en las siguientes sólo se pudo acceder a parte del mismo, estando el resto aterrado; en la mina Dita Este a un chiflón y galería sobreveta por unos 15 metros; en la mina Santa Bárbara los tres chiflones sobreveta de acceso se encontraban inundados habiéndose podido ingresar en un de ellos a lo largo de unos 20 metros; por último en la mina Valeria también se pudo acceder a los primeros 15 metros del chiflón maestro de acceso, que también es sobreveta.

Todas las observaciones realizadas muestran características de total semejanza en los mantos de las distintas minas. Los mantos son concordantes con la foliación principal de los gneises y se componen esencialmente de cuarzo, turmalina, "caballos" de biotitita flogopítica, scheelita, pirita, enumerados en orden decreciente de sus abundancias relativas, calcopirita es un componente absolutamente esporádico. El informe de Sister y Jutoran (1955) menciona que de manera muy subordinada también se encuentra fluorita verdosa y más escasos aún fueron sus hallazgos de berilo, y molibdenita. En la detallada observación del material acumulado en la canchamina que se encuentra a la entrada del chiflón de acceso a las galerías subterráneas no se encontró más que un trozo de granito porfiroide con un cristal de 2 cm de berilo.

El cuarzo es de grano grueso y lechoso aunque en el nivel 15 se ven porciones que definen guías de unos 5 a 10 cm de espesor de un cuarzo hialino. La turmalina gris oscuro, de brillo acerado, se dispone en haces de cristales de hasta 10 cm de longitud aunque domina la llamada "carbonilla" que es también gris oscura, de grano muy fino y se aloja en fracturas de diseño irregular entre la masa silícea. La scheelita está diseminada entre el cuarzo y en la biotitita. Se presenta en granos de tamaños variables, desde finos (1 a 2 mm) hasta los más gruesos de un máximo de 2 centímetros para la scheelita alojada en cuarzo. Los granos de scheelita son anhedrales y muy subordinadamente desarrolan formas subhedrales de hábito piramidal. La pirita, en menor cantidad que scheelita, se halla diseminada aisladamente en granos sub a idiomorfos de hasta 1 cm, Sister y Jutoran mencionan que en los niveles inferiores (75 y 90) la cantidad de pirita aumenta considerablemente y se presenta en "grandes ojos".

Un componente siempre presente son las biotititas flogopíticas ya sea como lentejones en las salbandas de los mantos o también como "caballos" dentro de los mismos. Tanto las observaciones de Sister y Jutoran como las realizadas en este relevamiento en el nivel 15 de la veta San Juan Bosco, indican que en los tramos en que los mantos de cuarzo-turmalina se acuñan y desaparecen, su espacio es ocupado por mantos lenticulares de biotitita flogopítica que los autores citados denominan "veta escasamente mineralizada". Los lentejones de las salbandas se ubican entre los gneises y los mantos cuarzo-turmalínicos, con espesores de hasta 50 cm y longitudes de 1 a 3 metros. Los "caballos" constituyen bloques irregulares de 50 a 80 centímetros. La extensión de los mantos de biotitita se observan mejor en el relevamiento subterráneo de Sister y Jutoran (1955, Fig. IV-9). Esta roca presenta un aspecto macizo, color gris verdoso oscuro y brillo algo sedoso, con escasa a nula foliación. Los componentes esenciales son flogopita, muscovita, turmalina, como minoritarios biotita con inclusiones de circón, clorita y accesorios cuarzo, apatita, pirita. En escasas ocasiones se han observado microscópicamente finas venillas cuarzo-feldespáticas. La biotitita que acompaña a la veta Valeria agrega en su mineralogía la presencia de calcita, epidoto/clinozoisita y titanita (ver capítulo Petrología). Esto último presenta coherencia con la existencia de litologías calcosilicáticas en ese entorno. En las biotititas la scheelita se observa diseminada en granos de tamaño más fino que en el cuarzo y en cristales de gran tendencia al idiomorfismo (ver capítulo V).

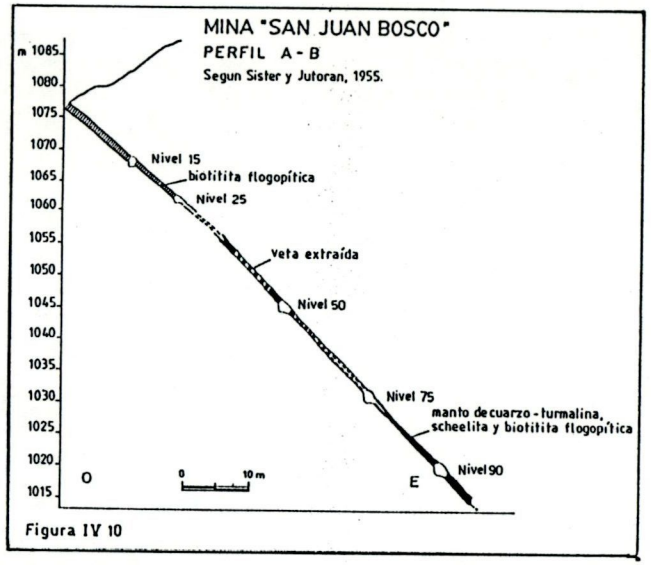


Figura IV 10

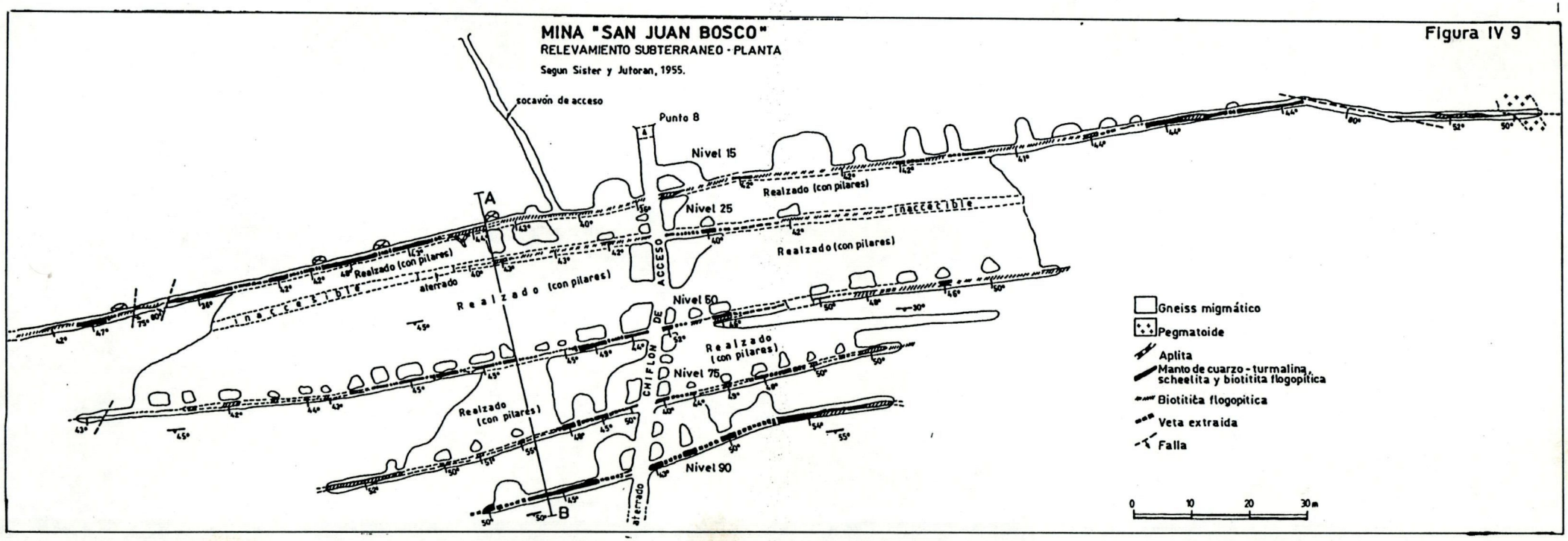


Figura IV 9

Es destacable señalar que las observaciones con luz UV muestran una mayor concentración de scheelita en los "caballos" y salbandas de biotitita que la que existe en el cuarzo.

Otra característica común, observada en todas las vetas excepto la denominada Valeria, es la existencia en ambas salbandas de los mantos de una delgada capa de "jaboncillo" (5 cm) constituída por material arcilloso rojizo con fragmentos pequeños de los componentes de los mantos.

Tanto las descripciones como los mapeos de labores subterráneas (Figs. IV-9 y IV-10) de Sister y Jutoran muestran que en profundidad se mantienen las características de los mantos observadas en el nivel 15. Durante el relevamiento del primer nivel (15) se observaron fallas que desplazan levemente la estructura del manto (Fig. IV-9) y poseen dirección NNE, casi E-O y ESE. El mapeo (Fig. IV-9) del nivel 15 corresponde a las observaciones de este estudio que no difieren más que en algunas calificaciones litológicas del realizado por Sister y Jutoran (1955), en tanto en los niveles inferiores a los que no se pudo acceder se respeta el de los mencionados autores. En la mina San Juan Bosco el laboreo subterráneo fue el de mayor desarrollo y el que alcanzó mayor profundidad. Según el mapeo de los niveles inferiores de los autores antes citados es claro que se mantiene la concordancia del manto con los gneises de las cajas.

Las descripciones de Martínez Ferrer (1946) y las de Sister y Jutoran (1955) incluyen en la mineralización de los mantos la existencia de "minerales de bismuto en cantidades aprovechables" que se identifican como "ocres" de bismuto. Sin embargo, durante este estudio no se han encontrado fases minerales portadoras de tal elemento. Los productos de oxidación que se observan fueron analizados por difracción de rayos X, habiéndose determinado sólo mezclas de arcillas con óxidos e hidróxidos de hierro y muy escasa malaquita pulverulenta.

La potencia media de los mantos es de 80 cm, oscilando entre 50 cm y 2 metros. Los mayores espesores se midieron en los niveles inferiores de la mina San Juan Bosco.

Algunas imágenes del área se observan en las figuras IV-11, IV-12, IV-13 y IV-14.

1.3- Laboreos mineros y datos de explotación

La información rescatada indica que estas vetas fueron descubiertas a mediados de 1940 por los señores José Altamirano y Augusto Mariojouls. Los trabajos de explotación comenzaron rápidamente y a fines de 1941 se inició la concentración en una planta ubicada sobre el arroyo Chanquinchuna, unos 200 m al norte de las minas. A tal fecha, las labores en la mina San Juan Bosco constaban de un pique maestro de 48 m y avances laterales en seis niveles, siendo el más largo de 50 metros. La planta contaba con dos mesas de concentración, chancadora, desintegrador a martillo y una saranda clasificadora que mandaba el mineral a la primer mesa. Desde una segunda mesa el material era enviado al "jig". Con esta metodología y laboreo se producían 1200 kg por mes de mineral concentrado con un contenido en WO_3 de 0,5 porciento. Estos trabajos se detuvieron en 1942 continuándose la explotación a manos de "pirquineros" que realizaban la extracción y molienda a mano, concentrando a través de cribas, platos y una maritata accionada a mano. De este modo la producción obtenida era de unos 200 kg por mes (Martínez Ferrer 1946). La otra mina que tuvo actividad en la misma época fue la Santa Bárbara con algunos chiflones, abandonada en 1942.

El siguiente pulso de actividad se registra en los años 50, especialmente en la mina San Juan Bosco, a cargo de la compañía Sud Americana que ejecutó el chiflón maestro de 112 m de longitud, amplió el desarrollo de las galerías y añadió el primer nivel (15) que tenía la mayor longitud (340 m) con numerosas comunicaciones al exterior realizadas por "pirquineros". A mediados de esa década, entre el nivel 15 y el 50, se había extraído la mayor parte de la veta restando sólo pilares y se trabajaba en el nivel 75 y 90 por realce, sin preparar avances (Sister y Jutoran 1955). En la veta Dita Este, en la misma época, se habían realizado trincheras a cargo de "pirquineros" y sólo en su extremo norte existía un laboreo medianamente importante con tres niveles de escasa longitud que alcanzaron los 15 m de profundidad. En la veta Dita Oeste sólo existían trincheras. En la veta Hércules se ejecutó un chiflón sobreveta de 40 metros. En la mina Valeria se desarrolló un chiflón sobreveta de 35 m y algunas galerías de escasa longitud a partir de él, como así también algunas trincheras de escasa importancia en su porción norte. El material en esa época se trataba en una planta ubicada a 4 km sobre el arroyo Ciénaga de Allende y luego se trasladó a otra con mejor provisión de agua en el paraje El Puente.

Con posterioridad, sólo se registran extracciones a manos de "pirquineros". A fines de la década del 70 se realizaron algunas rectificaciones de las labores de la mina Valeria a cargo de la Sociedad Minera Traslasierra. En la actualidad la actividad es nula y las labores que permiten acceso fueron especificadas anteriormente.

Los únicos datos sobre leyes de mineral de este grupo de minas son los provistos por Sister y Jutoran (1955) quienes realizaron un muestreo por canaletas en el nivel 75 y 90 que se transcribe a continuación.

N° muestra	ancho muestra	WO_3 %	N° muestra	ancho muestra	WO_3 %
5	0.85	vest.	23	1.20	1,28
6	1.50	"	24	0.70	no cont.
7	1.40	"	25	0.80	0.78
8	1.50	2.45	26	0.80	no cont.
9	1.10	0.95	27	1.00	2.64
10	0.90	0.85	28	0.90	2.55
11	0.60	0.90	29	0.80	0.20
12	0.85	1.10	30	0.55	no cont.
13	0.90	vest.	31	0.60	"
14	0.65	"	32	0.80	0.96
15	0.80	"	33	0.85	3.05
16	0.80	"	34	0.95	1.26
17	0.60	0.05	35	0.95	0.93
18	0.80	0.75	36	0.95	0.58
19	0.75	36	37	0.85	0.52
20	0.85	vest.	38	0.80	0.61
21	0.70	0.71	39	0.40	4.26
22	0.80	1.09	40	0.40	no cont.

Las muestras 5 a 18 pertenecen al nivel 90 y las demás al nivel 75

De esta información se concluyó un promedio de 1,40% y 0,57% WO_3 para potencias medias de 0.78 y 0.94 m para los niveles 75 y 90 respectivamente. Sister y Jutoran (1955) establecieron reservas medidas de 7.365 t, y como mineral probable 24.983 toneladas.

La producción que se resgistró en este grupo entre 1955 y 1959 fue de 20 t y para el período 1960-1962, de 14 t de concentrados.

1.4- Síntesis

Se considera necesario resaltar una observación realizada en el extremo norte del nivel 15 de la mina San Juan Bosco. Tal como está señalado en el mapa de las labores subterráneas de esta mina, y coincidiendo con las observaciones de Sister y Jutoran (1955), esta galería termina en un filón pegmatítico. Unos 3 m antes de la pegmatita la veta que tiene un escaso espesor, constituída aquí por biotitita flogopítica, termina acuñándose para convertirse en una fina guía que con igual rumbo y buzamiento continúa dentro de la pegmatita. Se ha considerado importante señalar esta observación pues es éste el único lugar donde fue posible establecer la relación entre pegmatitas y mantos mineralizados. Tanto Martínez Ferrer (1946) como Sister y Jutoran (1955) opinaron que los cuerpos pegmatoideos resultaron en un control de interrupción de los mantos. La observación señalada plantea un interrogante en cuanto a la secuencia de emplazamiento de mantos mineralizados y pegmatoides. Otro tanto ocurre con la opinión del primer autor mencionado, quien considera que los mantos se alojaron en planos de fallas. Aunque esta idea no es descartada, las evidencias a través del "jaboncillo" de escaso espesor en las salbandas de las vetas que contenien material triturado de las mismas, sólo permite asegurar una activación tectónica en los planos de heterogeneidad que significaron los contactos entre el material altamente competente de los mantos respecto de los gneises de las cajas.



Figura IV-11. Quebrada donde se encuentra la mina Santa Bárbara, al fondo cordón pegmatítico de orientación E-O



Figura IV-12. Material de escombrera de la mina San Juan Bosco. Nótese la abundancia de trozos de cuarzo y turmalina.



Figura IV-13. Entrada del chiflón sur de la mina Valeria. Pequeña lente calcosilicática marcada.



Figura IV-14. Restos de la actividad minera en mina Valeria.

2 - Depósitos de scheelita en mantos de cuarzo-turmalina ubicados al sur del cerro San José: mina La Toyita y Cabildo.

2.1- Mina La Toyita

La mina Toyita correspone al único manto cuarzo-turmalínico de cierto volumen, portador de scheelita, ubicado al sur del cerro San José. Se localiza unos 4 km al oeste del poblado de Ciénaga de Allende y 1 km al norte de la mina El Salto (Fig. IV-2). En este punto se registra una sola pertenencia, con el nombre La Toyita. Respecto de esta manifestación no existen informes mineros, ni mapeo de las escasas labores subterráneas.

El acceso al sitio se realiza desde el camino que une Ciénaga de Allende con Altautina, a la altura del ingreso a la mina El Salto. Desde este camino, una senda en mal estado conduce a los laboreos, distantes unos 700 m del camino principal.

2.1.1- Marco geológico local

La mina se ubica en un lugar de relieve plano, a una altura de 950 m snm, que desciende suavemente hacia el arroyo Ciénaga de Allende ubicado 1,5 km hacia el norte. Los afloramientos son muy escasos y la mayoría se encuentran en el entorno de la manifestación, el resto está constituído por material regolítico con abundante cobertura vegetal de gramíneas.

Se reproduce aquí la situación geológica que presenta la mina El Salto aunque la deformación, en los escasos afloramientos, es de menor intensidad. Sólo se hallan elementos del basamento metamórfico y no se observan pegmatoides a excepción del que a la altura de estos afloramientos y unos 2000 m hacia el este se observa como un resalto de escasa altitud y corresponde a un pegmatoide muy regolitizado que posee rumbo N 340° con inclinación elevada al este (Fig. IV-15).

En el conjunto de metamorfitas dominan los esquistos migmáticos con marcada esquistosidad, de coloración gris castaño medio. La esquistosidad principal presenta dirección NNO a NNE con inclinación variable, 40-45° al este. Estos esquistos presentan la asociación cuarzo, albita/oligoclasa, biotita, muscovita, muy escaso feldespato potásico y tanto el resto de la mineralogía accesoria como texturas responden a las características generales descriptas en el capítulo Petrología para estas rocas dominantes en la región.

En los esquistos migmáticos se reconoció la intercalación de un nivel de anfibolitas, gris verdosas, grano medio, bandeadas, con esquistosidad marcada, y un espesor de 80 centímetros. Esta anfibolita corresponde al subtipo denominado 1. Microscópicamente su textura es granonematoblástica a nematoblástica, con bandeamiento composicional. Las bandas claras están compuestas por andesina fresca y cuarzo, las bandas oscuras por hornblenda s.l. de composición tschermakítica. Como accesorios se observan magnetita parcialmente martitizada, ilmenita, pirita, titanita y zoisita-clinozoisita retrógrada.

Un pequeño rajo a cielo abierto ubicado en la porción más austral del manto mineralizado alumbra la existencia de dos lentes de anfibolitas (subtipo 2) y rocas calcosilicáticas que tienen un espesor de 80 centímetros. Estas lentes se alojan concordantemente en los esquistos, que en ese

punto tienen rumbo N 350° y una inclinación de 80° al este. En una de las lentes se puede observar un corte en sección vertical producida por el rudimentario laboreo, que pone a la vista un sencillo

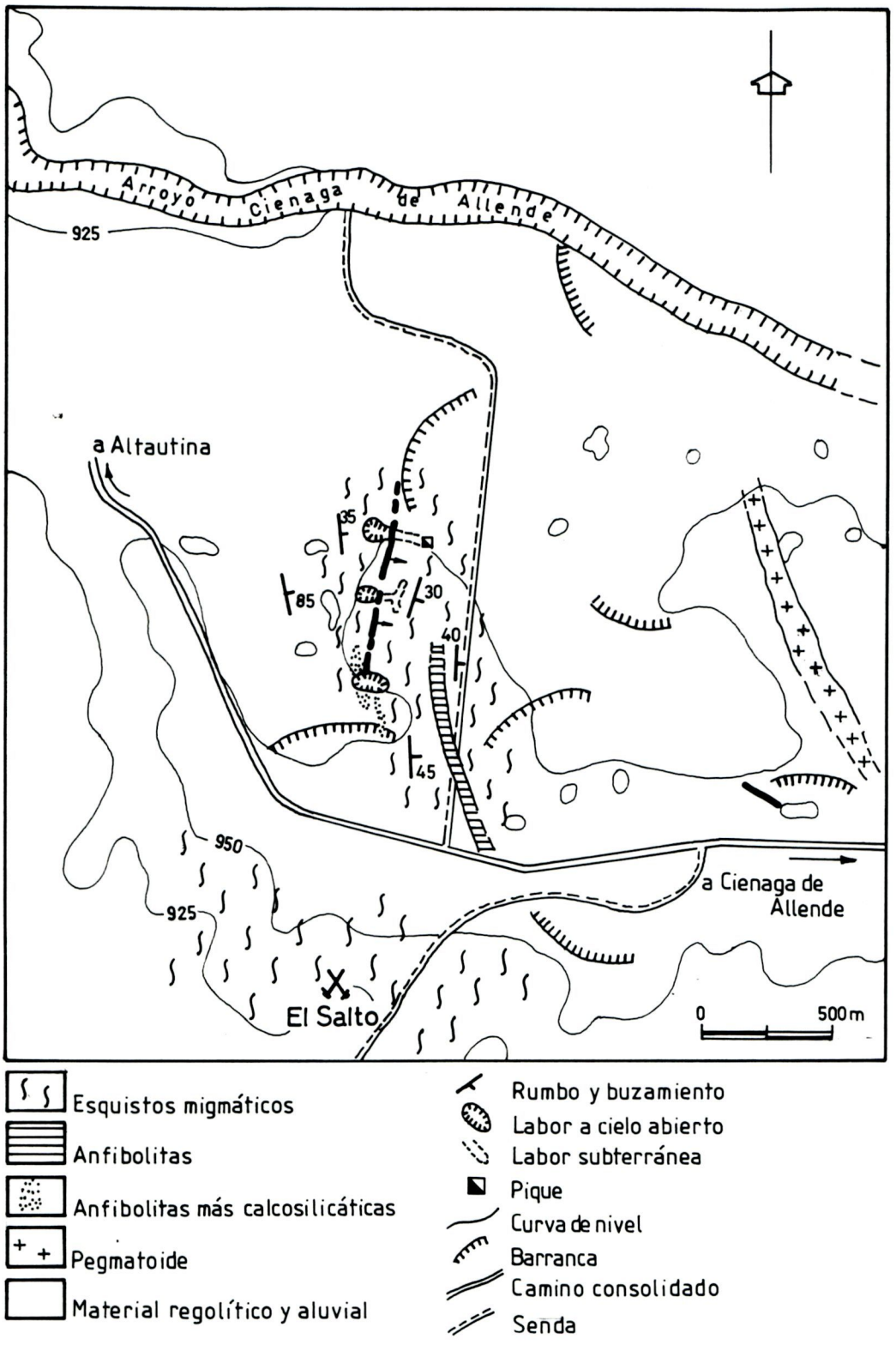


Figura 15. Bosquejo geológico del área de la mina La Toyita. Las dimensiones del manto mineralizado están algo sobredimensionadas.

"budinamiento" de la lente que no llega a fragmentarla. La segunda deformación, que generó el "budinamiento", fue un plegamiento cuyos eje tuvo dirección NNE. Los bordes de las dos lentes están constituídos por una anfibolita más oscura, en un espesor de unos 30 centímetros. En tanto el centro lo constituyen rocas calcosilicáticas. La anfibolita, de coloración verde oscura, tiene una foliación muy débil siendo dominante el carácter macizo y el tamaño de grano grueso. Microscópicamente la textura es granoblástica y está compuesta por hornblenda s.l. y escaso epidoto/clinozoisita. La roca calcosilicática, a la que pasa de manera casi abrupta, es de color verdoso claro, maciza, integrada por diópsido, epidoto/clinozoisita y tremolita en textura granoblástica, como accesorios se presenta abundante titanita finamente diseminada y calcita de grano muy fino en masas que se ubican en los espacios intergranulares. Esta roca calcosilicática corresponde al subtipo 1.b. No se observan en estas lentes núcleos de mármoles.

2.1.2- Mineralización

La mineralización de tungsteno está exclusivamente representada por scheelita, alojada en un manto de cuarzo-turmalina. Este manto es concordante con los esquistos migmáticos y posee un rumbo N 10° e inclinación de 25° E, aunque en las partes más profundas del laboreo existente el buzamiento se incrementa hasta 40° en igual sentido. La labor más profunda, un chiflón, alcanza los 35 m de longitud siguiendo la inclinación del manto mineralizado el que continúa hasta tal nivel sin que se observe interrupción del mismo. El espesor es bastante uniforme con oscilaciones entre 80 cm y 1,20 m, y su longitud podría estimarse en 100 m a juzgar por los laboreos que lo han alumbrado.

El manto está integrado esencialmente por cuarzo (90 %) y turmalina (10%). El cuarzo es lechoso, de grano muy grueso, con escasa fracturación. La turmalina se presenta en agrupamientos de haces prismáticos de longitudes de hasta 5 cm y también en grano fino entre los planos de fracturación del cuarzo. La turmalina es de color gris oscuro a negro, brillo acerado a subvítreo o mate y su composición corresponde a un miembro intermedio de la serie dravita-schorlita (ver Capítulo III). En cantidad subordinada se observan masas de biotitita flogopítica de grano grueso, color gris verdoso claro, que se disponen preferentemente hacia las salbandas, o en ellas mismas. Estas masas de biotitita son de tamaños reducidos, 20 a 30 cm, sin llegar a constituir bloques que puedan definirse como "caballos", tal como sucede en los depósitos del grupo 1 antes descriptos. Al microscopio, esta biotitita presenta muy escasa turmalina y abunda el epidoto/clinozoisita. En los contactos del manto con las cajas esquistosas se observa una delgada capa arcilloso-limonítica con fragmentos triturados de los esquistos.

La scheelita se encuentra diseminada en la masa silícea en granos gruesos de hasta 2 cm, en cristales alotriomorfos. Ocasionalmente, la iluminación con luz UV permitió observar algo de scheelita de grano más fino en la biotitita y en las salbandas, entre el material arcilloso-limonítico. Debe destacarse que ni las anfibolitas ni las rocas calcosilicáticas son portadoras de mineralización alguna.

El cuarzo del manto, como así también los esquistos de las cajas, presentan tinción limonítica y en ambos se observó diseminación de pirita muy oxidada con hábitos cúbicos

2.1.3- Laboreos y datos de explotación

Angelelli (1950) menciona que "entre 1937 y 1938 se iniciaron los trabajos de reconocimiento y exploración de esta mina, pobre al parecer en scheelita, representados por chiflones, un pique de 14 metros y otras labores. De ella se extrajeron varias toneladas de concentrado de scheelita". Resulta éste el único antecedente sobre la mina La Toyita.

De acuerdo a lo observado en los actuales reconocimientos, no se realizó más laboreo que el mencionado por Angelelli (1950). Se localizaron dos lugares con laboreos subterráneos, un rajo y un pozo superficial.

En el extremo norte del manto se encuentra una galería sobreveta de 5 metros de longitud que comunica a un chiflón de 30 metros que sigue la inclinación del manto (25° E) y al final del mismo se encuentra un pique vertical de 15 metros. Este pique atraviesa los esquistos y entre ellos pueden verse varias lentes ("budines") de rocas calcosilicáticas que no superan los 50 cm de longitud. En el chiflón, la scheelita se observa en grandes "ojos" (máximo 2 cm) dispersa en escasa densidad.

Unos 20 metros al sur del punto anterior se halla otra labor consistente en una galería de unos 20 m, sobreveta, al final de la misma se produce la conexión con dos chiflones cortos (4 y 7 metros) que se orientan al norte y sur respectivamente. En esta galería y chiflones la scheelita se observa de igual manera que en labor anterior pero en una mayor concentración.

En el extremo sur del manto, casi aflorante, se han practicado dos labores superficiales pequeñas, un pozo de 2 metros de diámetro y 1 m de profundidad y un rajo de 3 m por 2 m de ancho con una profundidad de 1,5 metros. El manto en este sector presenta escasa scheelita. Es en estas labores a cielo abierto donde se observan las lentes de anfibolitas y rocas calcosilicáticas que se describieron en párrafos anteriores.

El laboreo descripto no es "prolijo", exceptuando el pique, dando muestras de haberse tratado de tareas exploratorias a cargo de "pirquineros". Las escombreras contienen escaso volumen de material.

3. Mina Cabildo

Unos 500 metros al sur de la mina Guasito y 1 km al SE de mina El Salto se ubica la pertenencia denominada Cabildo.

En este lugar se hallaron dos excavaciones de 1 y 2 m de profundidad y escaso diámetro que "destaparon" un manto de cuarzo-turmalina de 20 cm de potencia intercalado entre una anfibolita muy oscura (tipo 2) que posee abundante contenido de pirita.

El manto de cuarzo-turmalina se ubica levemente discordante con respecto a la foliación general que es de rumbo N340° e inclinación 50° al este. El manto posee el mismo rumbo pero su inclinación es de 40° también al oriente. Las turmalina dominante es del tipo "carbonilla", de color negra de grano muy fino alojada en fracturas del cuarzo lechoso que constituye el manto. De manera subordinada se observan algunos agregados de cristales prismáticos de turmalina negra de hasta 2 centímetros. No se observó más que un grano de scheelita en el manto cuarzo-turmalínico

pero no se realizó ninguna observación en la anfibolita. Se estima que estos pequeños laboreos fueron exclusivamente de carácter exploratorio.

4- Síntesis

La mineralización de este sector difiere escasamente de las características que ofrece el grupo ubicado al este del cerro San José. El ambiente geológico, sin embargo, evidencia la presencia de anfibolitas intercaladas con los esquistos y otras asociadas a una exigua precipitación carbonática, hoy representada por las pequeñas lentes de rocas calcosilicáticas. En los depósitos del este del cerro San José la litología anfibolítica no está presente y la calcosilicática es de escasa expresión (mina Valeria). Los mantos de cuarzo-turmalina se emplazaron concordantemente con la foliación dominante del área, probablemente a través de planos de debilidad, y el "jaboncillo" arcilloso de las salbandas testimonia una actividad tectónica posterior según los planos de contacto entre el manto y los esquistos. La manifestación denominada Cabildo es la expresión más austral del grupo de mineralizaciones de scheelita en mantos de cuarzo-turmalina. En las figuras IV-16 y IV-17 se ofrecen algunas imagenes del área.



Figura IV-16. Afloramiento del manto de cuarzo turmalina en la mina La Toyita



Figura IV-17. Manto de cuarzo-turmalina en una labor superficial. Mina La Toyita.

C- DEPOSITOS DE SCHEELITA EN ROCAS CALCOSILICATICAS AL OESTE Y SUR DEL CERRO SAN JOSE: minas El Misterio, San José, La Gringa, La Carlota, La Extremeña y La Pilila

Este grupo de depósitos se localiza a lo largo de una franja de unos 5 km de longitud que, con dirección NNO, se encuentra al oeste y sureste del cerro San José. La porción septentrional dista alrededor de 1 km del stock granítico San José, con excepción del sector norte de la mina El Misterio que se halla a escasos metros del contacto. Por su parte, las mineralizaciones de la porción más austral se ubican a distancias variables entre 2 y 5 km del stock mencionado.

En la figura IV-18 se observa la distribución de estas minas que, de norte a sur, se denominan El Misterio, San José, La Gringa, La Carlota, La Extremeña y La Pilila. En esa figura se han ubicado a modo de referencia geológica los contornos del stock San José y los filones pegmatoideos de constante y prolongado recorrido en este sector de la Sierra de Altautina, en tanto el basamento metamórfico se presenta sin diferenciación de sus unidades litológicas.

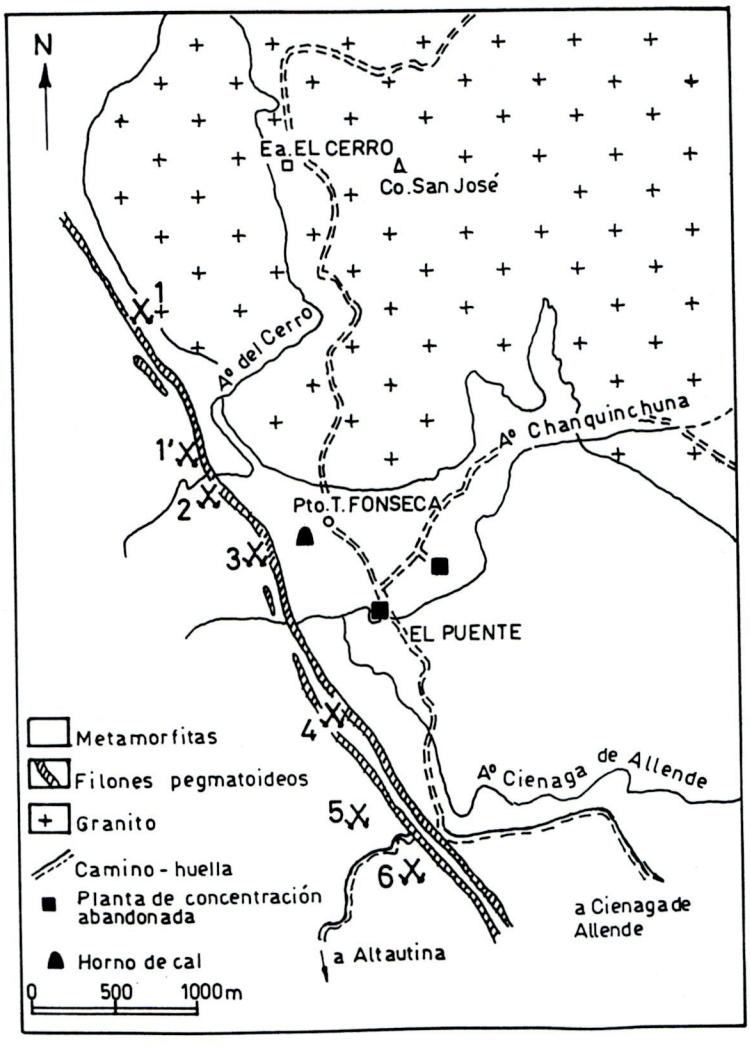


Figura IV-18. Ubicación de los depósitos del grupo III. Minas: El Misterio 1° y 2° (1, 1'), San José (2), La Gringa (3), La Carlota (4), La Extremeña (5), La Pilila (6)

Las alturas en esta franja mineralizada decrecen suavemente de norte a sur, desde unos 1000 m a 900 m snm en la porción más austral. La vegetación en general es mas rala que en las zonas de los otros grupos mineros, intensificándose en laderas y quebradas.

Este grupo no fue objeto de grandes extracciones sino que mayormente se desarrollaron laboreos exploratorios en la década del 40. Una actividad algo más prolongada se registró en ciertas canteras de mármol con el propósito de la elaboración de cal. En el área se encuentran, hoy abandonados, algunos hornos para cal y dos plantas de concentración de scheelita sobre el arroyo Chanquinchuna. Entre estas últimas, la ubicada en el paraje denominado El Puente, tuvo actividad a comienzos de los años 50. La planta ubicada al NO fue montada a principios de la década del 70 ante una frustada reactivación de la mina Valeria ubicada unos 3 km al oeste.

No existen informes mineros sobre estos depósitos que sólo fueron abordados en las descripciones generales de Martínez Ferrer (1946). Sister (1954) incluye algunas referencias en el reporte preliminar de evaluación minera que realizara, para toda la zona de Altautina, cuando la actividad ya se encontraba prácticamente paralizada.

Los accesos a las distintas minas se realiza desde el camino que conduce de Ciénaga de Allende a Altautina y Villa Dolores. Desde este camino existen dos sendas que actualmente no son aptas para el tránsito vehicular, una de ellas sale de la parte más alta de la Cuesta de Altautina y con dirección norte se dirije hacia El Puente y estancia El Cerro. La otra senda parte unos 3 km al oeste de Ciénaga de Allende se dirije hacia el norte, luego bordea el cerro San José por su faldeo norte para terminar también en la estancia El Cerro. Desde ambas huellas partían otras que daban acceso a los laboreos y que actualmente se encuentran en total abandono.

Marco geológico local

En este sector de la sierra de Altautina, dentro del basamento metamórfico, predominan los esquistos migmáticos, biotíticos almandínicos, con la habitual coloración gris medio a oscuro y frecuentemente con buen desarrollo de folias de biotita. El feldespato potásico es muy frecuente en esta zona pero sólo reconocible microscópicamente. Las estructuras migmáticas están muy bien expuestas al norte de la Cuesta de Altautina, especialmente en el paraje El Puente donde abundan los plegamientos ptigmáticos. Las segregaciones silíceas, y minoritariamente cuarzo feldespáticas, son muy frecuentes entre los esquistos migmáticos acompañando las deformaciones del conjunto. Estas venulaciones, sin embargo, se observan en menor cantidad que en el área de la mina El Salto. Los segregados tienen espesores máximos de 2 centímetros.

Hacia el oeste, donde se ubican las mineralizaciones, se han identificado microscópicamente varios sectores donde los esquistos presentan abundancia de turmalina que han llevado a denominarlos esquistos turmalínicos. La distribución de estos últimos se puede observar en los mapas de diferentes minas que se presentan mas adelante. En el paraje El Puente se reconoció un nivel de turmalinitas que ya fuera descripto en el capítulo dedicado a la petrología.

La foliación general de los esquistos migmáticos es de dirección NNO con inclinaciones dominantes al este en ángulos variables.

El sector oriental de esta franja contiene abundantes intercalaciones lenticulares de mármoles y rocas calcosilicáticas en las cuales se aloja la mineralización scheelítica. Estas

intercalaciones poseen dimensiones variables. Las lentes mayores son las mas escasas con longitudes de hasta 80 m y espesores que alcanzan 15 metros. Estas lentes mayores están constituídas por mármol y rocas calcosilicáticas en su periferia, conformando bordes de 1 a 2 m de potencia en pasaje transicional hacia los mármoles. Las lentes menores están constituídas íntegramente por anfibolitas y rocas calcosilicáticas. Los mármoles son de grano medio, blanco grisáceos y de composición dominantemente magnesiana. Entre los minerales minoritarios que suelen hallarse en las calizas cristalinas se encuentran talco, flogopita, serpentina y olivina relíctica.

El conjunto anfibolitas-rocas calcosilicáticas se presenta como rocas mas macizas, de coloración verdosa con intensidades variables. Frecuentemente las rocas calcosilicáticas presentes corresponden al subtipo que posee bandeamiento expresado en la alternancia de coloraciones verde oscuro, verde amarillento, verde claro, castaño amarillento. La foliación en estas litologías está menos marcada y es de carácter absolutamente concordante con la que presentan los esquistos migmáticos predominantes en la zona.

Hacia el oeste y a unos 500 a 700 m de la franja en la que se disponen las lentes calcáreas se inicia casi abruptamente la secuencia de cuarcitas micáceas que llega hasta la falla de Altautina y que, a esta altura, pasa al bloque inferior de la falla. Se trata de cuarcitas gris verdoso con abundante fracturación cuarcítica y conspicuo diaclasamiento que se observan muy bien en los tramos medios de la Cuesta de Altautina.

Un elemento notorio en esta parte de la Sierra de Altautina es la presencia de un filón pegmatoideo de una potencia bastante constante (7 a 10 m) y que puede seguirse desde la altura de la mina El Misterio hasta algo al norte de la localidad de Altautina en un recorrido de casi 6 kilómetros. El filón presenta rumbo muy constante e inclinación de alto ángulo al este (N335° 60°E). Este rumbo observa algunas suaves flexuras especialmente en las cercanías de fallas que corren por quebradas trasnversales y de algunos replegamientos según eje de igual rumbo que genera diseños en medialuna cerrada, como el que existe a la altura de la mina La Gringa y luego, ya mas al sur, al noreste de Altautina. Paralelo a este pegmatoide, y al oeste del mismo, se halla otro de potencia algo menor que se interrumpe por tramos y dista del primero entre 10 y 20 metros. Otros pegmatoides menores poco frecuentes, se disponen paralelos tanto en rumbo como inclinación, a los dos mayores. Su ubicación topográfica en la parte alta de la escarpa de la falla de Altautina y el obvio resalto que producen en el relieve ha generado que los lugareños lo llamen "el cordón rosado". La textura de estos pegmatoides es granuda muy gruesa a porfiroide y sus componentes esenciales son cuarzo, albita, microclino y muscovita, como accesorio muy poco frecuente se ha observado turmalina schorlítica.

Los contactos con el stock San José son netos aunque no se encuentran muy expuestos pues se hallan en las laderas, con gran cubierta vegetal, de la quebrada por la que corre el arroyo del Cerro. El sector este y sureste del stock ofrece la exposición de las laderas del cerro San José con mayor abundancia de diaclasamiento.

La deformación en este sector no difiere mayormente de la observada en las restantes áreas. El episodio deformacional mas representado resulta el denominado D2 de orientación NNO-SSE. En esta dirección se han efectuado la mayor cantidad de mediciones de planos de esquistosidad y la inclinación de mayor frecuencia es hacia el oriente. No obstante, se registraron numerosas estructuras planares de orientación NNE-SSO (D3). Este episodio deformacional también se evidencia a través de la interferencia con la deformación D2 que genera fundamentalmente el "boudinamiento" de las lentes calcáreas y el del pegmatoide de menor espesor. Estructuras de

dirección NNE e inclinación elevada, generalmente al S, han producido el "budinamiento" que dispone "en rosario" lentes calcáreas de variables dimensiones cuando se realiza el mapeo. Sin embargo, existen también otras estructuras con igual rumbo pero inclinación de muy bajo ángulo que en su interferencia con planos de deformación según D2 producen "budinamientos" según un plano ortogonal con el primero y de posición casi vertical. Estos últimos "budinamientos" son observados en cortes casi verticales a la topografía, como los que ofrecen varias labores mineras y que serán descriptos oportunamente.

La fracturación aquí también está influenciada por las deformaciones metamórficas (obsérvese la orientación de quebradas). Los trabajos de exploración y /o explotación también han permitido observar con cierta frecuencia el desarrollo de fracturas con rellenos arcilloso-limoníticos en los contactos entre esquistos migmáticos y la asociación anfibolitas-rocas calcosilicáticas, seguramente favorecidas por la competencia diferencial de las litologías.

En las imágenes de las figuras IV-19, IV-20 y IV-21 se pueden observar algunos aspectos del área y en la figura IV-21´ una vista panorámica con la distribución de este grupo de mineralizaciones.



Figura IV-19. Flanco sudoccidental del cerro San José con importantes juegos de diaclasas



Figura IV-20. Los dos filones pegmatoideos desde mina La Gringa hacia el sur.

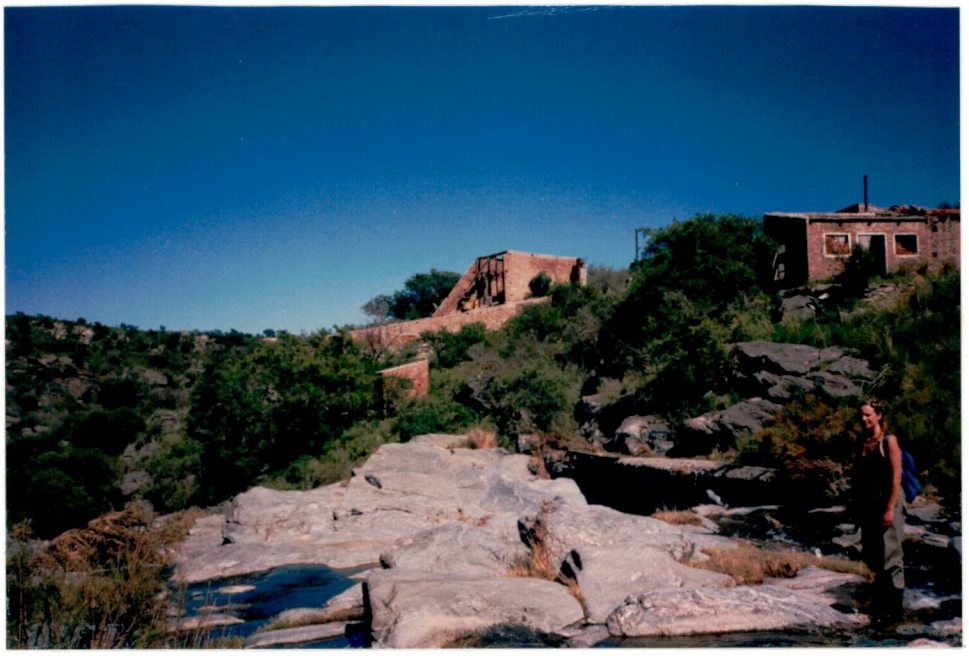


Figura IV-21. Planta de concentración de scheelita abandonada en el paraje El Puente

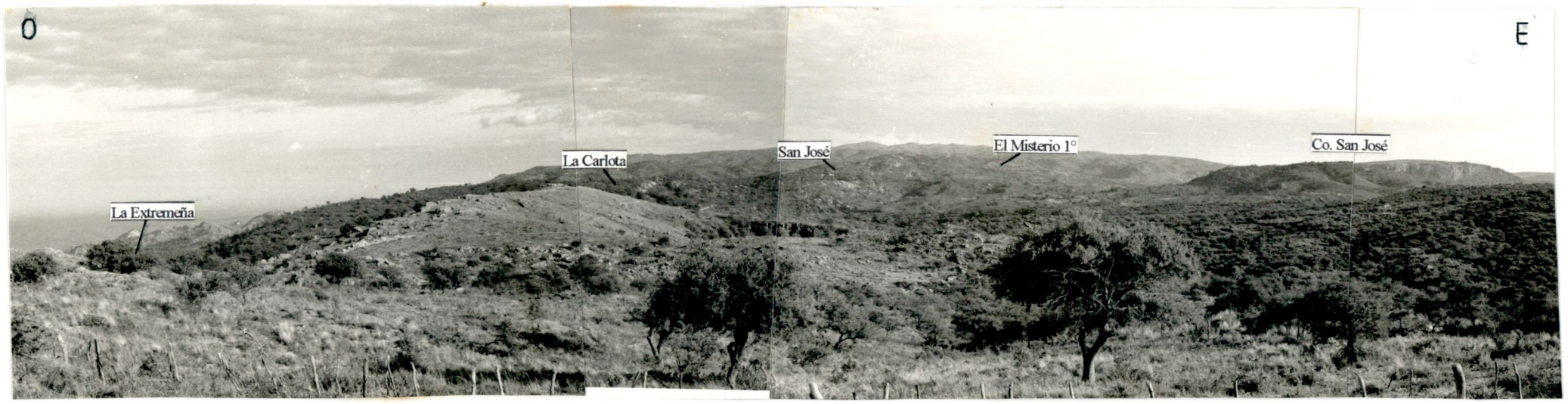


Figura IV-21´. Imagen panorámica de la franja mineralizada, con la ubicación de las minas del grupo C.

1. Mina El Misterio 1° y 2°

Esta mineralización se ubica unos 2 km al SO del cerro San José. La pertenencia minera correspondiente a El Misterio 1° se ubica en el contacto con el stock San José y alrededor de 20 m al este del filón pegmatítico que, sin solución de continuidad, se observa desde La Pilila. Cerca de 1 km al sur de la anterior se localiza la segunda pertenencia denominada El Misterio 2° que se halla muy próxima a la quebrada del arroyo El Cerro. Las mineralizaciones de El Misterio 2° se encuentran al oeste del filón pegmatoideo antes mencionado y a 10 m del mismo. Para el acceso a estas manifestaciones existe una senda que parte del puesto Castro, 500 m al sur de la estancia El Cerro, y conduce a la galería cortaveta de El Misterio 1°. Desde esta pertenencia salen otras sendas, actualmente poco marcadas, que conducen a los laboreos de El Misterio 2°.

El entorno geológico en estas pertenencias no se aparta del descripto para el grupo en general. El filón pegmatoideo, una buena guía que se puede seguir desde el sur, constituye aquí también un crestón en la parte más alta de la lomada de la sierra. Las intercalaciones carbonáticas son de escasa potencia y se observan de manera relíctica con espesor algo mayor en El Misterio 1°. Los restantes cuerpos lenticulares están íntegramente compuestos por rocas calcosilicáticas con muy escasa participación de anfibolitas y se concentran más especialmente en El Misterio 2°.

En la porción mas septentrional de El Misterio 1° las escasas lentes se ubican entre los esquistos migmáticos y en proximidad del contacto con el stock San José. Los contactos con el granito son netos e irregulares, no observándose facies transicionales como en el faldeo oriental del stock. Los esquistos migmáticos, biotíticos poseen importantes cantidades de turmalina como mineral accesorio sin llegar a los porcentajes que merezcan su denominación como turmalínicos.

Hacia el oeste del filón pegmatoideo, y a una decena de metros, se observa otro de menor potencia cuya continuidad a lo largo del rumbo no es constante, con acuñamientos en sus extremos. El filón pegmatoideo mayor presenta a esta altura un potencia que no supera los 5 metros.

Los afloramientos de lentes calcosilicáticas o de mármoles son visibles merced a los rudimentarios laboreos que los exponen. No obstante, se suele observar entre los esquistos migmáticos, y concordantes con ellos, "lentejones" menores de rocas gris verdoso claro, poco foliadas, que la meteorización diferencia de los esquistos. Estos "lentejones" raramente superan los 50 cm de longitud y 10 cm de ancho.

Los mármoles son visibles en la galería de El Misterio 1° y, con muy escasa potencia, en algunos pequeños rajos en El Misterio 2°, siempre asociados a rocas calcosilicáticas verdosas claras y en menor proporción a anfibolitas verde oscuro.

1.1. La mineralización

En la galería cortaveta de El Misterio 1° se puede observar un buen perfil que intersecta una lente mineralizada (Fig. IV-22). Esta labor se encuentra en el sector más septentrional de la pertenencia minera y se trata de una galería trazada con orientación E-O que en sus últimos metros tuerce levemente esa dirección. Esta galería tiene su ingreso en el contacto entre el stock granítico San José y los esquistos migmáticos. Los primeros 10 metros atraviesan el granito y a esa altura se observa el contacto con los esquistos migmáticos. Este contacto es neto, sin observarse en los esquistos ningún efecto térmico. Los 20 metros de esquistos migmáticos que luego continúan,

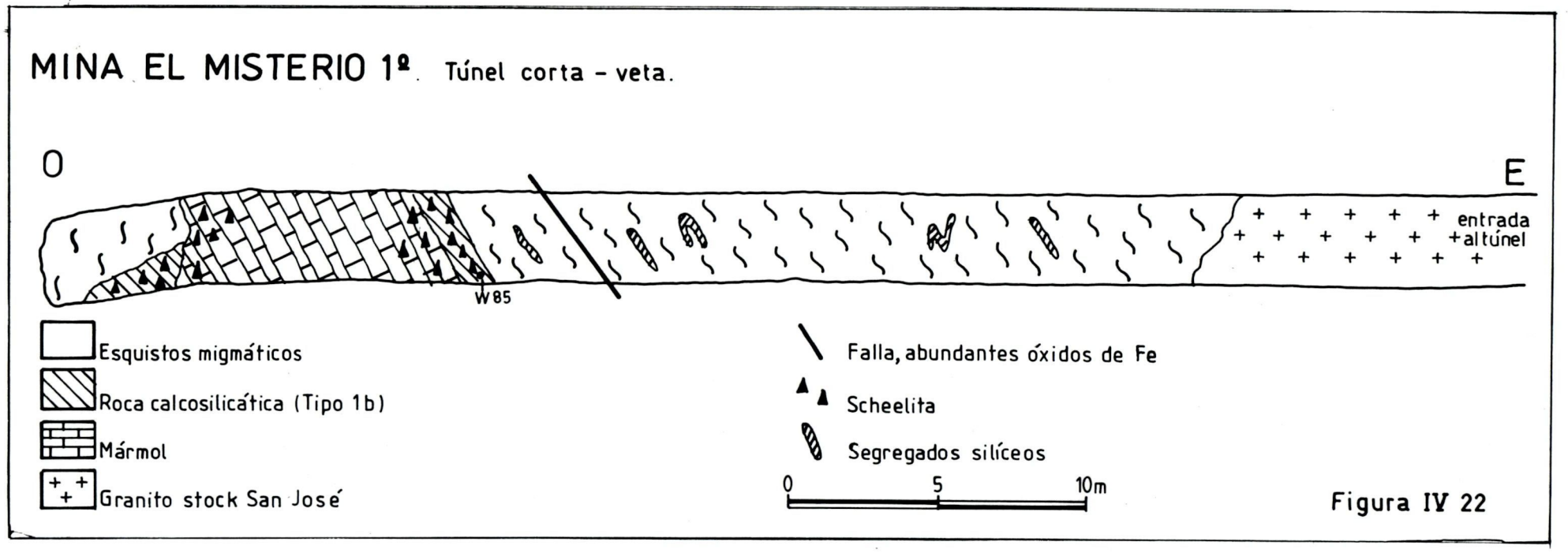

MINA EL MISTERIO 1º. Túnel corta - veta.
O
E
entrada
al túnel
W85
Esquistos migmáticos
Roca calcosilicática (Tipo 1b)
Mármol
Granito stock San José
Falla, abundantes óxidos de Fe
Scheelita
Segregados silíceos
0
5
10m

Figura IV 22

presentan las características habituales para esta litología en la región. La foliación muy marcada es de rumbo N340° con una inclinación de 65° E. Entre los esquistos se observan segregaciones silíceas de 1 a 2 cm de espesor. El contacto con la siguiente unidad litológica también es neto. Se trata de un nivel de rocas calcosilicáticas verdoso claras con escasa foliación que se observa por un tramo de 1 a 1,5 metros. Esta roca calcosilicática corresponde al tipo definido como 1b y, en el tramo mas próximo al mármol que le sigue, al tipo 2. Esta diferenciación macroscópicamente se refleja en tonos mas blanquecinos para el segundo tipo. Microscópicamente estas rocas calcosilicáticas están compuestas por un 50 por ciento de tremolita/actinolita dispuesta en textura decusada, con un bandeamiento no muy marcado dado por franjas centimétricas donde la tremolita es acompañada por abundante epidoto/clinozoisita teniendo como accesorio abundante a titanita. Otro accesorio es la presencia de calcita dispuesta intergranularmente en mosaico de grano fino. La roca calcosilicática tipo 2 se diferencia por el incrento de calcita que llega a observarse en proporciones semejantes a la tremolita/actinolita. De manera transicional, pero en corta distancia, se pasa a un mármol grisáceo claro. Este mármol magnesiano presenta impurezas de minerales propios de su composición, predominantemente diópsido y más escasos flogopita y brucita. Al final de la galería la lente de mármol, de 10 m de espesor, hace contacto nuevamente con los esquistos migmáticos. El contacto es irregular señalando un posible ensanche de la lente de mármol en profundidad. Nuevamente en este sector una porción del contacto está integrado por litología calcosilicática. Dentro de las rocas calcosilicáticas se observan escasos segregados silíceos deformados como los que se encuentran entre los esquistos.

La scheelita se encuentra diseminada exclusivamente entre la litología calcosilicática y el mármol, aunque en este último en menor cantidad. Los escasos segregados silíceos presentan muy escasa scheelita. El mineral de wolframio se presenta com tamaños de grano heterogéneo, predominando el grano fino aunque suelen encontrarse "ojos" esporádicos de hasta 1,5 centímetros y también algunas guías lensoidales de 1 cm de espesor y 5 a 10 cm de largo. La pirita es muy escasa pero su presencia constante entre las rocas calcosilicáticas con un tamaño muy fino.

En otros pequeños destapes se observó nuevamente la roca tremolítica en lentes cuyos espesores raramente superan los 50 cm siempre concordantes con el conjunto de las metamorfitas y en ocasiones alineados "en rosario". En todas las lentes se comprobó la presencia de scheelita aunque en diferentes proporciones.

En pequeños rajos a cielo abierto correspondientes a El Misterio 2° (Fig. IV-23) se reitera la secuencia en que se aloja la scheelita. Sin embargo, en esta zona las lentes son de menor espesor y sólo en dos destapes se encontró mármol en lentes de 1 metro de potencia. En uno de los destapes más australes, próximo a la quebrada del arroyo del Cerro, se encuentra un lente calcosilicática de 80 cm concordante con los esquistos que en su borde occidental está en contacto transicional con una anfibolita verde oscura (tipo 2) que contiene pirita en cristales de hasta 0,5 centímetros. En todos estos afloramientos y labores a cielo abierto se observó la scheelita en las rocas calcosilicáticas y también en la anfibolita pero nunca en sus cajas esquistosas.

1.2. Laboreo minero y datos de explotación

Además del túnel corta veta del sector norte, se encuentran una decena de destapes y pequeños rajos a cielo abierto. Dos de los rajos conectan con piques hoy inundados. Según refiere Martínez Ferrer (1946) alguno de estos piques alcanzó los 20 m de profundidad y conectan con galerías.

Según Martínez Ferrer (1946) los primeros trabajos de explotación los realizaron los señores Iglesias y Soria en Noviembre de 1941. A la fecha del trabajo citado la producción había alcanzado a unas 3,5 toneladas de concentrado con una ley "del medio por ciento". Teniendo en cuenta el laboreo que a tal época es descripto por Martínez Ferrer y las informaciones brindadas por antiguos mineros de la zona, los rudimentarios laboreos extractivos deben haber cesado hacia fines de 1948.

2. Minas San José y La Gringa

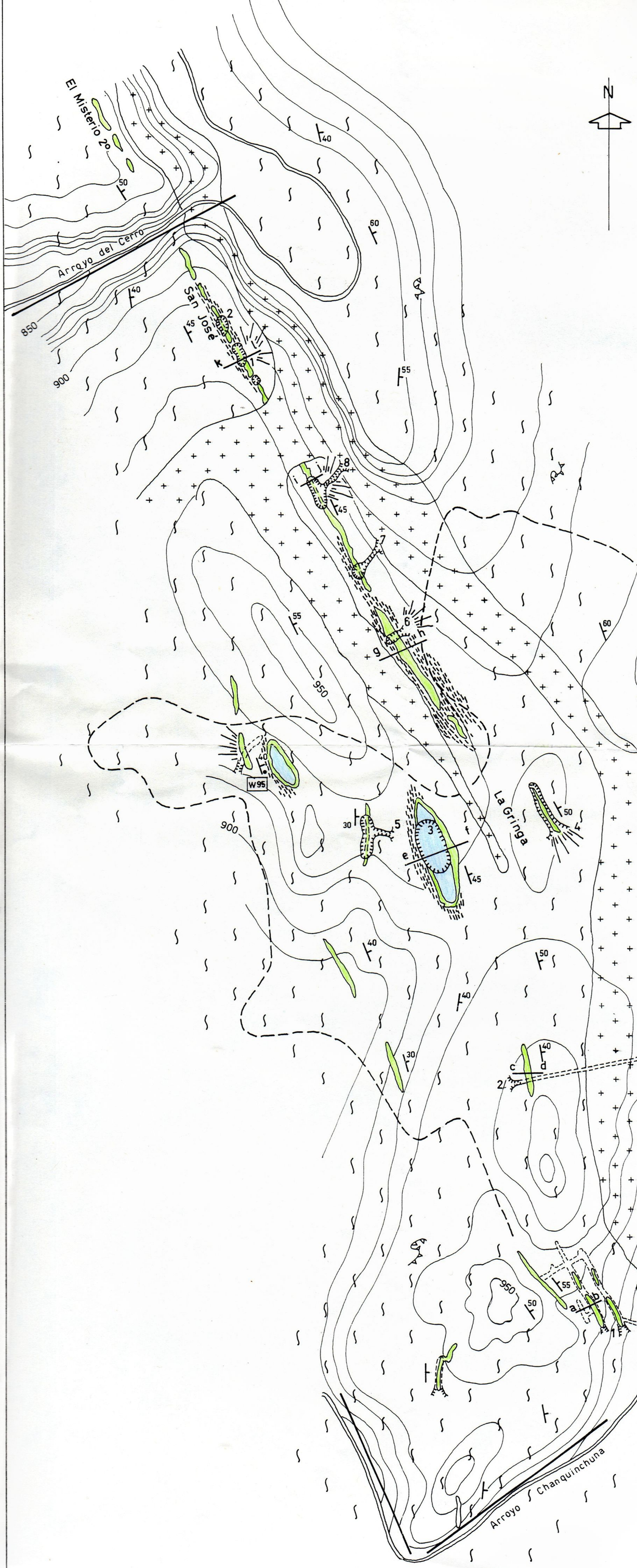
Estas minas se encuentran a lo largo de una faja de unos 600 m de longitud, inmediatamente al sur de la quebrada del arroyo del Cerro. Se accede al sector por una huella que parte del puesto T. Fonseca en dirección al poniente. Esta huella conduce inicialmente a los hornos de cal que se encuentran a unos 300 m del puesto y desde allí continúa con igual dirección ascendiendo la serranía. A mitad de faldeo se bifurca en dos sendas, una hacia el norte y otra en dirección sur. La porción septentrional de la faja (Fig. IV-23) corresponde a la pertenencia denominada San José y el resto a La Gringa.

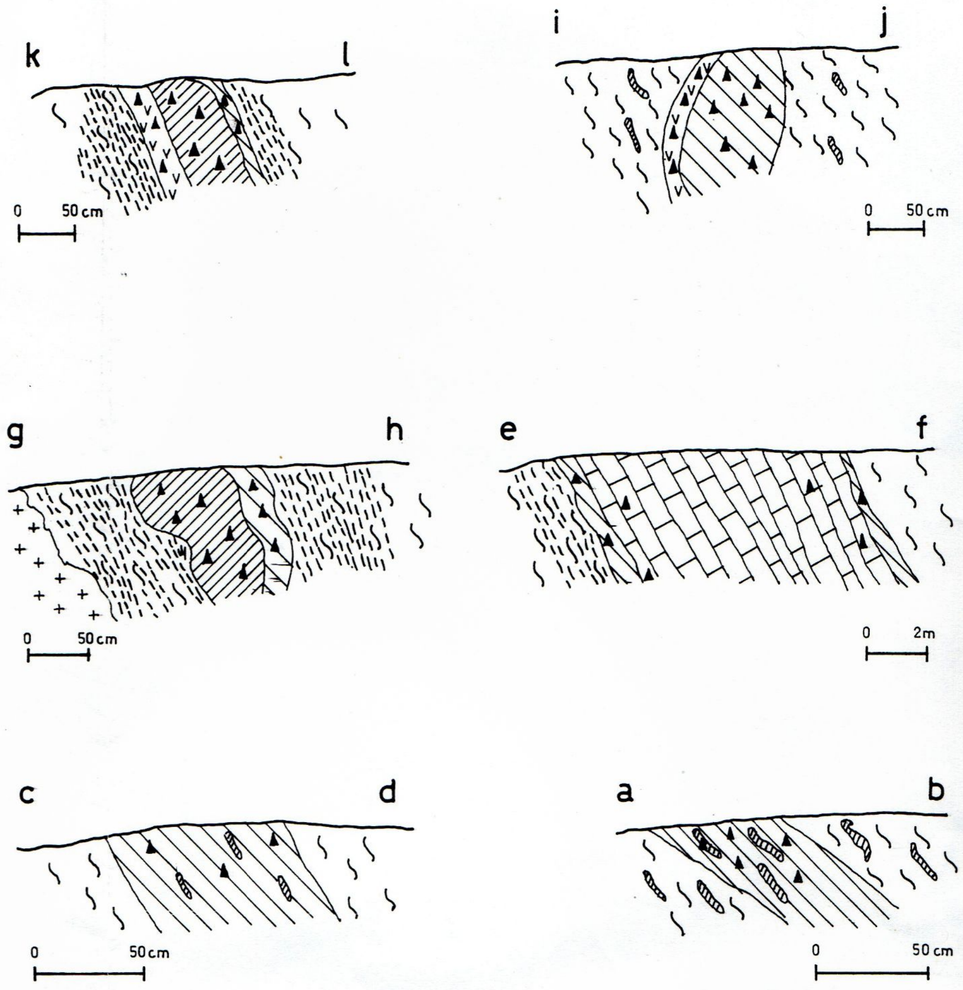
El mapa geológico de la figura IV-23 muestra la reiteración de las condiciones geológicas descriptas en forma general para el grupo. Las metamorfitas dominantes son los esquistos migmáticos biotíticos con algunas interrupciones de cuarcitas micáceas gris claro. Estos niveles cuarcíticos son de delgado espesor (1 m máximo) y no se han representado en el mapa por no observarse concentración areal de esta litología. Se destacan aquí dos lentes de mármol de espesor mas importante que las anteriormente descriptas. Una de ellas (3 en la Fig. IV-23) alcanza los 15 m en tanto la otra ubicada al noroeste tiene una potencia de 8 metros. En los bordes de algunas lentes de mármol y/o rocas calcosilicáticas se identificaron, microscópicamente, niveles poco potentes de esquistos turmalínicos. La lente de mayor longitud, con escasas interrupciones, alcanza los 150 m y corresponde a la porción norte de la denominada mina La Gringa (6, 7 y 8 en Fig. IV-23). La delgada franja calcosilicática que integra la mina San José tiene una longitud de 90 m y es la continuación de la anteriorrmente mencionada.

En el mapa de la figura IV-23 tanto las franjas calcosilicáticas como los mármoles se han trazado teniendo en cuenta los restos que de las mismas se observan en las labores, pero debe señalarse que la mayor parte de ellas ha sido extraída y en general se han sobredimensionado a los efectos de su mejor visualización. Los perfiles que acompañan la misma figura corresponden a sectores donde la continuidad no se halla interrumpida por la extracción.

En general la potencia del conjunto anfibolitas-rocas calcosilicáticas varía entre 50 cm y 1 metro. Esta potencia se mantiene en los bordes de las lentes de mármol. Las anfibolitas, del tipo 2, no son abundantes y como se puede apreciar en los perfiles esquemáticos de la figura IV-23 su aparición y desaparición en el sentido del rumbo indica la disposición lenticular de esta litología. Lo mismo se puede señalar para las rocas calcosilicáticas bandeadas (tipo 1a) y las mas macizas y tremolíticas (tipo 1b). Estas últimas son las que se presentan con mayor frecuencia. En las dos lentes de mármol de cierta importancia se observa un delgado borde de una roca calcosilicática transicional (tipo 2) que es menos verdosa y contiene un elevado porcentaje de carbonatos y ocasionalmente reventones de cristales de mayor tamaño. En la roca calcosilicática tremolítica suelen observarse cristales de mayor desarrollo de color blanco grisáceo que fueron identificados como diópsido.

MINAS LA GRINGA, SAN JOSÉ Y EL MISTERIO 2º





- Filón pegmatoideo
- Esquistos migmáticos
- Esquistos turmalínico
- Mármoles
- Anfibolitas y rocas calcosilicáticas
  - anfibolita (tipo 2)
  - roca calcosilicática (tipo 1a.)
  - roca calcosilicática (tipo 1b)
- Scheelita
- Segregado silíceo
- Rumbo y buzamiento
- Falla
- Escombrera
- Labor a cielo abierto
- Labor subterránea
- 5 Numeración de labores
- Abundantes microplegamientos
- Senda

Figura IV 23

El prolongado filón pegmatoideo tiene en este sector espesores importantes que llegan a los 45 m, observándose un anastomosamiento con el entrecortado filón occidental. Las características del pegmatoide son las ya señaladas para la zona, dominando el grano grueso y con escasa presencia de turmalina. Aquí también los filones pegmatoideos observan una total concordancia con las metamorfitas.

La disposición de las lentes portadoras de mineralización refleja la deformación ya descripta. La orientación dominante de los esquistos migmáticos, incluídas las intercalaciones concordantes de mármol, anfibolitas y rocas calcosilicáticas, es NNO y el buzamiento que predomina casi totalmente es de alto ángulo hacia el este. Algunas lentes de anfibolitas y rocas calcosilicáticas se orientan en dirección NNE tal como la que se ha denominado 5 y dos más pequeñas al suroeste de la denominada 1. Entre estas últimas una de ellas muestra claramente su afectación por una deformación que la replegó según un eje de rumbo NNE. En el sector 1 las diferentes lentes paralelas que se han dibujado se interpretan como correspondientes a una única de inclinación al este y que es expuesta por la topografía tanto en la parte superior como al borde de la quebrada Chanquinchuna. Las representaciones intermedias corresponden a las observaciones realizadas a través del laboreo subterráneo existente. Los microplegamientos abundan entre los esquistos migmáticos, sin embargo del mapeo no surje la existencia de otros de mayor amplitud. Las foliaciones de rumbo NNE si bien no son las que predominan justifican la lenticulación de los niveles calcáreos por interposición con una deformación previa de dirección NNO. En algunos sectores se observó la interposición de ambas deformaciones pero la segunda de dirección NNE con baja inclinación quese maniefiesta en un segundo "budinamiento" o seccionamiento de las lentes calcosilicáticas según planos casi verticales. Esto último es visible, por ejemplo, en la lente 6.

Las fracturaciones y pequeñas fallas no son abundantes y se observan como alivio de los micropliegues tanto en los esquistos migmáticos como en las facies calcosilicáticas. Las fallas de mayor importancia son las que se reflejan en las quebradas de los arroyos del Cerro y Chanquinchuna que en sectores adoptan diseños casi ortogonales.

2.1. La mineralización

Las diferentes secciones portadoras de scheelita que se describirán reflejan nuevamente los mismos elementos geológicos que se han señalado para otras áreas con scheelita en facies calcosilicáticas aunque tanto en La Gringa y San José como en El Misterio un elemento litológico faltante son las biotititas flogopíticas. Una característica común en todas las secciones analizadas es la presencia de scheelita en menor proporción y tamaño que en El Misterio.

Los pequeños rajos del sector correspondiente a la mina San José muestran una lente de rocas calcosilicáticas, en parte aflorante que en todo su recorrido no supera los 70 centímetros de espesor. A lo largo de esta pequeña franja se mantiene la siguiente secuencia de litologías que mantiene el rumbo NNO y buzamiento importante al este (perfil k-l en Fig. IV-23). Ambas cajas están cosntiuídas por esquistos biotíticos, el borde oriental de la faja calcosilicática lo constituyen un nivel de entre 20 y 40 cm de anfibolita verde oscura (tipo 2), maciza, que porta escasa scheelita y menor proporción de pirita; en pasaje transicional sigue hacia el este un banco de roca calcosilicática bandeada (tipo 1a) conteniendo scheelita diseminada de grano muy fino y en mayor concentración que en la anfibolita; por último un borde calcosilicático muy tremolítico, macizo (tipo 1b) que contiene también diseminación fina de scheelita.

En cuanto a la mina La Gringa las diferentes secciones que se han representado a distintas alturas de esta mina reiteran la situación geológica. De norte a sur se puede destacar que los esquistos turmalínicos tienden a desaparecer (o contener turmalina en menor proporción), las anfibolitas ubicadas en el borde occidental de los paquetes portadores de mineralización se adelgazan y no se registra su presencia desde la altura de la labor 6, se evidencia un incremento de segregados silíceos dentro de las facies calcosilicáticas, y por último la scheelita es mucho más escasa en las lentes australes de esta mina. En estas últimas (sector 1, en Fig. IV-23) se pudo observar que en los segregados silíceos tiende a concentrarse la mayor cantidad de scheelita. Se trata de venillas de cuarzo de 1 a 1,5 cm de espesor y de corto recorrido. En ningún caso se encontró mineralización en los esquistos de las cajas ni en los segregados silíceos que en ellos se encuentran pero sí se halló en los mármoles, especialmente en sus bordes y en escasa cantidad. Es interesante destacar que entre material calizo acumulado al borde de los hornos de cal se encontró fina diseminación de scheelita de manera bastante homogénea.

El túnel, de unos 90 m de lngitud que atraviesa esta sierra para abordar el sector 2, permite observar un corte completo del filón pegmatoideo. Una detenida iluminación con luz UV no detectó presencia alguna de scheelita en este filón. Son frecuentes en el pegmatoide de grano grueso, cuando se lo observa dentro del túnel, una abundancia de fracturas que denotan deformaciones de tipo lensoidales no bien definidas dentro de este cuerpo.

2.2. Laboreo minero y datos de explotación

Los primeros trabajos de explotación se iniciaron por el señor Julio Perez Macchi en 1941 (Martínez Ferrer 1946) quien "durante 9 meses obtuvo 3 toneladas de scheelita concentrada". En esa fecha el material se concentraba en una pequeña planta que existía cerca de la mina al borde del arroyo Chanquinchuna. En Marzo de 1942 las minas son adquiridas por la Compañía Minera de Cuyo que hasta 1946 extrajeron "unas 800 toneladas de broza" (Martínez Ferrer 1946). Según datos brindados por el mismo autor, los concentrados que se obtuvieron de esta mina arrojaron valores entre 0,6 y 1,2 % de scheelita.

Es evidente que la actividad extractiva de mayor volumen se concentró en la lente de mármol de mayor potencia (3 en Fig. IV-23) donde existe una cantera de unos 30 m de largo por cerca de 15 de ancho. Este material usado para la elaboración de cal se trataba en los hornos que se hallan cerca del puesto T. Fonseca.

En ambas minas se contabilizan 6 laboreos subterráneos, rajos y destapes, a cielo abierto desarrollados para la búsqueda y/o extracción de scheelita. Algunos de ellos conectan con labores subterráneas. Entre estos últimos los de mayor desarrollo corresponden al sector 1 que incluyen dos galerías angostas sobreveta de unos 40 m cada una conectadas mediante chiflones a las cuales se pudo acceder. En tanto, el chiflón desarrollado sobre la lente al oeste del sector 1 se encuentra aterrada. En el sector 8 los dos rajos que se abren a sur y norte conectan con chiflones inundados y "asentados".

No se ha encontrado registro de las actividades mas allá de los señalados por Martínez Ferrer (1946). Si embargo la situación de trabajos mineros encontrada no difiere mayormente de la señalada por ese autor y teniendo en cuenta las referencias de antiguos habitantes de la zona a comienzos de los años 50 la actividad para extracción de scheelita ya había cesado continuándose únicamente con la de mármol que se prolongó un poco más.

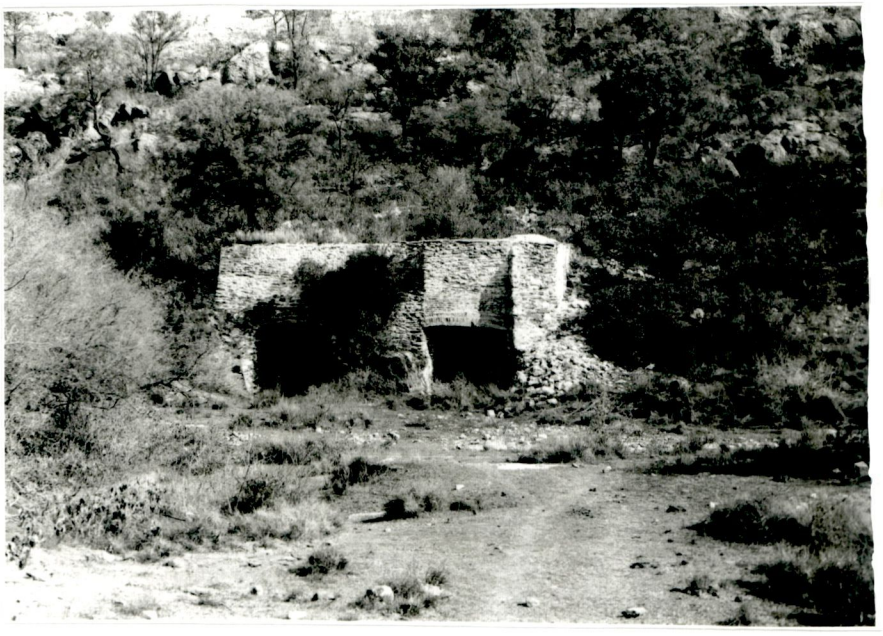


Figura IV-24. Hornos de cal abandonados. Mina La Gringa



Figura IV-25. Mina La Gringa, sector 8, chiflón norte. "Budines" de rocas calco-silicáticas y anfibolitas.



Figura IV-26. La Gringa, sector 7, chiflón. Lente de roca calcosilicática tremolítica.



Figura IV-27. Mina La Gringa, sector 8. Borde de anfibolita en lente de roca calcosilicática tremolítica con fracturación y tinción limonítica

3. Mina La Carlota

Las mineralizaciones ubicadas dentro de esta pertenencia se encuentran 800 m al sur de La Gringa continuando el mismo rumbo de la faja mineralizada. Los saltuarios afloramientos de las facies portadoras de la mineralización se extienden por 300 m y se ubican a escasos metros al oeste del "cordón rosado", esto es el filón pegmatoideo que sirve de referencia en la zona.

Se accede en forma directa, a través de una senda, desde el camino que une Ciénaga de Allende con Villa Dolores a la altura de la parte más alta de la Cuesta de Altautina. Las primera labores mineras se encuentran a unos 700 m del camino señalado.

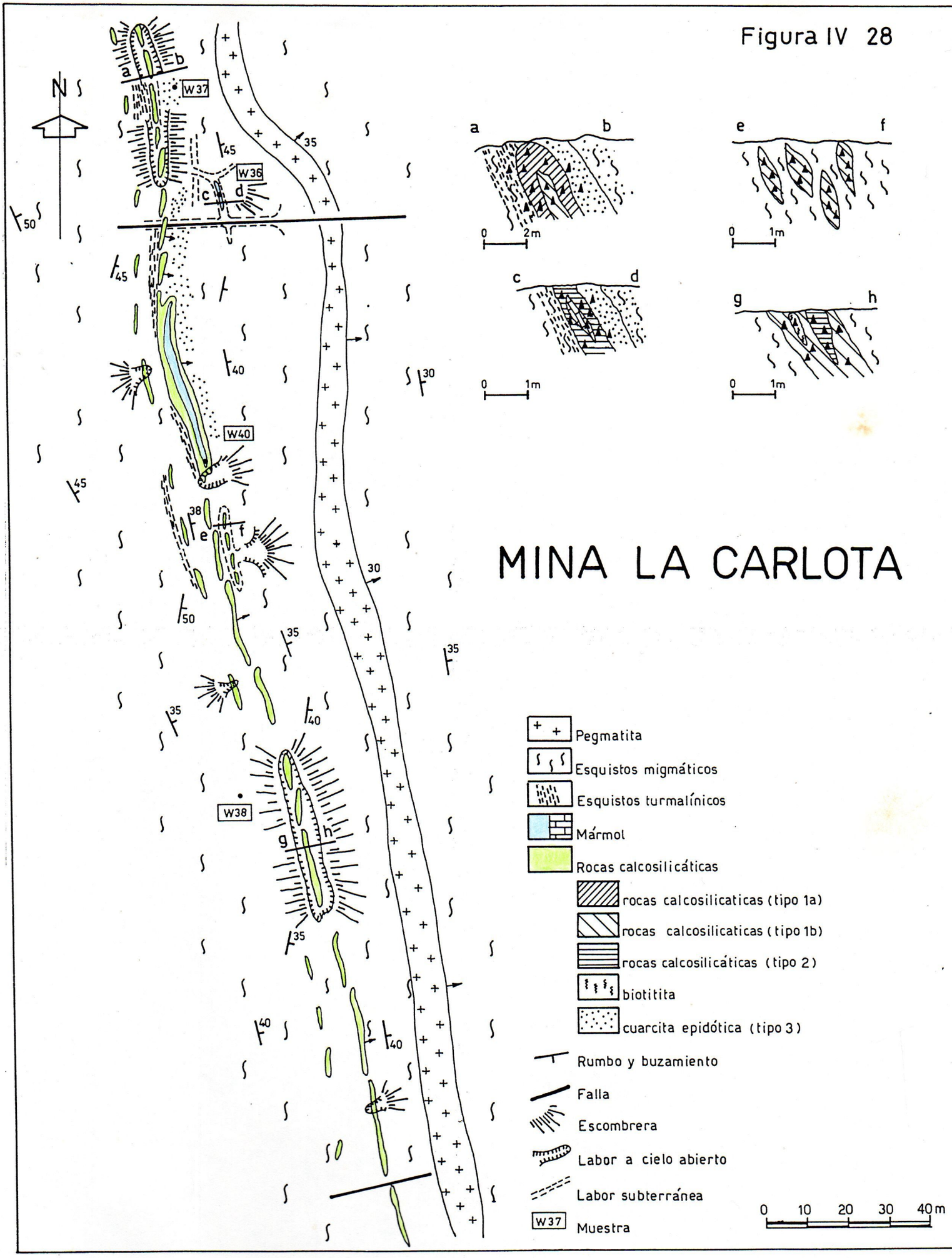
El filón pegmatoideo, y en parte la faja mineralizada, constituyen las partes mas altas de esta serranía donde la vegetación es algo más rala. Sin embargo, en el resto de sus laderas el monte y las especies arbustivas son muy abundantes.

El basamento metamórfico continúa aquí con las mismas características que se han señalado en forma general para todo el grupo. Los esquistos migmáticos son la litología dominante presentando frecuentes segregados silíceos y también cuarzo-feldespáticos que ponen en evidencia las estructuras migmáticas. Dentro de estas metamorfitas se encuentran intercalaciones delgadas de mármoles que sólo se encuentran relícticamente cuando la lente caliza protolítica tuvo espesores considerables (ver mapa Fig. IV-28). Las demás intercalaciones mas delgadas constituyen hoy un "skarn de reacción" (ver capítulo Petrología). Los esquistos turmalínicos tienen cierto desarrollo en las cajas occidentales de algunas lentes calcáreas y pudieron ser identificados microscópicamente pues en muestra de mano no difieren de los esquistos migmáticos del área.

En el sector de la mina La Carlota no se han reconocido anfibolitas asociadas a las facies calcáreas ni tampoco biotititas flogopíticas. La secuencia asociada a los mármoles contiene aquí todas las facies de rocas calcosilicáticas, aunque raramente pudieron ser observadas en asociación completa en algunas secciones transversales. En general la litología calcosilicática dominante es el tipo 1b, es decir rocas verdoso claras, macizas, constituídas mayormente por tremolita y como accesorio principal epidoto, a veces acompañado de diópsido. Otras rocas calcosilicáticas que aquí constituyen las delgadas franjas del "skarn de reacción" son la roca calcosilicática 1a, con bandeamiento de color, que presenta hornblenda en su composición además de tremolita/actinolita, diópsido, epidoto y los accesorios que fueran mencionados en el capítulo petrológico. La roca calcosilicática tipo 2 que presenta una abundante participación de carbonatos es muy frecuente en esta franja ya sea de modo transicional a los mármoles o no. Tanto en esta última litología como en sus contactos con esquistos se observan abundantes "reventones de cristales", constituídos por cristales mayores de cuarzo, calcita, epidoto e hidrogrossularia. Por último en esta franja, y ubicada en las cajas orientales, abunda por sectores (ver perfiles en Fig. IV-28) la presencia de niveles de 1 a 2 m de espesor de una cuarcita epidótico-tremolítica que además contiene algo de feldespato potásico. Esta roca calcosilicática (tipo 3) es una cuarcita gris verdosa finamente bandeada que presenta fracturación cuarcítica y conspicuo diaclasamiento. Los mármoles de las lentes más potentes son de grano grueso blanco grisáceo muy claro. Son mármoles más puros que los hallados algo más al norte, con presencia muy escasa de cuarzo, flogopita y clorita como accesorios.

En algunas secciones de esta franja los esquistos migmáticos, observados al microscopio, presentan una segunda generación de biotita de escasa cristalización que se interpreta como el resultado de fluidos hidrotermales que actuaron en este sector. De igual modo, en algunos laboreos subterráneos se reconoció una biotitita compuesta por una biotita de similar aspecto. Se trata de

Figura IV 28


N
a
b
W37
W36
c
d
35
45
50
40
30
W40
38
e
f
W38
g
h
0 2m
0 1m
0 1m
0 1m
MINA LA CARLOTA
Pegmatita
Esquistos migmáticos
Esquistos turmalínicos
Mármol
Rocas calcosilicáticas
rocas calcosilicaticas (tipo 1a)
rocas calcosilicaticas (tipo 1b)
rocas calcosilicáticas (tipo 2)
biotitita
cuarcita epidótica (tipo 3)
Rumbo y buzamiento
Falla
Escombrera
Labor a cielo abierto
Labor subterránea
W37 Muestra
0 10 20 30 40m

lentejones de una roca castaño oscura que es portadora de scheelita. Esta biotita difiere notoriamente de la que componen las llamadas biotititas flogopíticas tanto en su color, definidamente castaño rojizo, como en su grado de cristalización que es muy incipiente.

El filón pegmatoideo presenta las mismas características que ya fueron descriptas para las demás minas del grupo, su espesor no supera los 10 m y en planta presenta algunas curvaturas coherentes con la deformación. El filón pegmatoideo mas potente corre en forma paralela al oeste de la franja mineralizada siendo también concordante con las metamorfitas. La deformación responde a los mismos patrones ya enunciados, sólo se hacen mas visibles y tienen mayor amplitud algunos plegamientos con ejes NNO. Estos plegamientos afectan las facies calcosilicáticas en el sector norte de la mina (ver perfil A-B en Fig. IV-28)

3.1. La mineralización

La scheelita se encuentra diseminada dentro de las facies calcosilicáticas pero también se ha observado, aunque en menor cantidad, tanto en las cuarcitas epidóticas-tremolíticas de la caja oriental como en algunos esquistos turmalínicos que conforman la caja occidental. Las franjas calcosilicáticas mineralizadas son delgadas, no superan 1 m de espesor excepto cuando por replegamiento apretado duplican el mismo. La potencia máxima fue observada en la zona norte de la mina donde llega a los 2 metros (ver perfil A-B, en Fig. IV-28).

Para evitar reiteraciones descriptivas se señalaran a continuación algunos aspectos de semejanza o diferenciales con las demás minas ya descriptas para este grupo. En el mapa de la figura 31 se incluyen cuatro secciones transversales de las facies portadoras de la mineralización que sintetizan las observaciones realizadas en esta mina. Hacia el sur, el nivel de cuarcitas epidóticas desaparece como caja oriental y lo mismo sucede con los esquistos turmalínicos. Al observar el mapa de la figura IV-28 pareciera que existen dos niveles calcosilicáticos, el oriental mas potente y contínuo y el occidental, a escasos metros y paralelo con el anterior, más delgado y muy fragmentado. Se efectuaron numerosas mediciones de estructuras con el objeto de poder definir si un plegamiento produjo esta repetición. Sin embargo de ellas no surge tal consecuencia, pero el plegamiento apretado e isoclinal que se observa entre las facies calcosilicáticas del extremo norte podría sugerir que una situación similar podría relacionar estos dos niveles calcáreos.

El "budinamiento" tanto en el sentido del rumbo como en profundidad es un carácter permanente que se puede observar en los perfiles de la figura 31. Las galerías y chiflones del sector norte de la mina permiten observar abundantes "lentejones" de mármol cuyas potencias no superan los 30 cm con un largo que raramente alcanza 1 metro. En este sector del depósito la facies calcosilicática corresponde al tipo 2 con abundante contenido de carbonatos actuando de "matriz" para los abundantes relictos de mármol. Hacia el sur los "lentejones" de mármol prácticamente desaparecen y la faja calcosilicática tiende a ser una alta concentración de lentes menores fundamentalmente de la roca tremolítica que es la que porta la scheelita (perfil E-F en Fig. IV-28). La biotitita que ya se describiera sólo se observó en el rajo donde correspondiente al perfil G-H.

La scheelita se observa diseminada, en general con grano medio hasta grueso conformando esporádicamente "ojos" de 1,5 a 2 centímetros. Los segregados silíceos están prácticamente ausentes tanto en los mármoles como en la litología asociada. La densidad en que fue observada la presencia de scheelita es muy variable. En los chiflones y galerías irregulares del extremo norte de la mina se pudieron observar algunas llamativas disposiciones de la diseminación de scheelita a lo largo de niveles muy delgados (2-3 cm) paralelos a la foliación NNO en los cuales la scheelita muestra un

un tamaño de grano medio y homogéneo. Se destaca en esta mina el hecho que las cuarcitas epidóticas y, esporádicamente, los esquistos turmalínicos contienen scheelita pero en mucha menor proporción que las demás litologías. La presencia de pirita fina es constante, acompañando a scheelita. Las escasas labores subterráneas permitieron reconocer fallas menores en los contactos entre esquistos y y las rocas calcosilicáticas en cuyas superficies se observa un "jaboncillo" limonítico de escaso espesor.

Las relaciones texturales de la scheelita con el resto de la paragénesis se analiza en el capítulo correspondiente.

En las escombreras se suele observar malaquita que en las labores subterráneas no fue identificada. De igual modo llama la atención en las canchaminas los fragmentos de cuarzo con turmalina schorlítica que no fue observada *in situ*. En el extremo sur de la mina se observó en superficie un pequeño sector de esquistos migmáticos, en la caja de la faja calcosilicática, que presentan un marcado brechamiento cementado por turmalina negra de grano muy fino. Este sector se encuentra próximo a una falla de corto recorrido y de rumbo prácticamente E-O.

3.2. Laboreos mineros y datos de explotación

En total se relevaron 8 rajos y "destapes" a cielo abierto, siendo el de mayor importancia el que se encuentra a la altura del perfil G-H. En el sector norte se practicó un túnel corta-veta que corre por una falla y conecta con algunas galería, chiflones y piques que evidentemente fueron realizados sin planificación. Muchos sectores de ese laboreo están aterrados y se pudieron recorrer un total de 50 metros de ellos. Se encontraron algunos piques inundados en las lentes mas occidentales que, según Martínez Ferrer (1946) conectan con chiflones de escaso desarrollo.

Según Martínez Ferrer (1946) el depósito fue descubierto por el señor Cándido Reynoso quien comenzó a trabajarlo en 1938 a través de labores a cielo abierto "de las que se obtenía entre cien y doscientos kilogramos de concentrado mensual". En 1952 se llegó a un promedio de 1200 kilos por mes. A fines de 1942 se hacen cargo de la explotación los ingenieros Mendialdúa y Sterling que elevaron la producción a comienzos de 1943 a 1700 kilos por mes de material con 0,5 a 1 % de scheelita. A partir de esa fecha se pierden los registros que señalen datos de producción pero sin duda la misma debe haber cesado a la misma época que el resto del distrito. A continuación se presentan algunas imagenes de la mina Carlota.



Fig. IV-29. Mina La Carlota. Galería de sector norte. Nivel delgado de scheelita en anfibolita. Tinción por oxidación de pirita.



Figura IV-30. Mina La Carlota, entrada a chiflón en sector norte con pliegue apretado de rocas calcosilicáticas y fractura de plano axial.



Figura IV-31. Mina La Carlota, rajo en sector austral. Afloramiento de roca calcosilicática tremolítica portadora de scheelita.

4. Minas La Extremeña y La Pilila

Estas dos pertenencias se ubican a pocos metros del camino que une Ciénaga de Allende con Altautina, la primera al norte y la segunda al sur del mismo (Fig. IV-2). El acceso a ambas es por huellas, actualmente casi borradas. Ambas se encuentran en el faldeo occidental de la serranía que tiene a los dos filones pegmatíticos como partes mas altas. La vegetación arbustiva y los elementos del monte están intensamente desarrollados incluso invadiendo las escasas labores mineras, luego de tantos años de abandono.

Desde el punto de vista de la mineralización de tungsteno, estas pertenencias sólo fueron exploradas. En La Extremeña existió una actividad mas importante en una cantera de mármol destinada a la fabricación de cal.

El encuadre geológico no se diferencia del descripto hasta ahora para el grupo III de depósitos, motivo por el cual no se reitera aquí. Tomando como guía los dos filones pegmatoideos, ambas minas se ubican al oeste de los mismos.

La mina La Extremeña dista unos 30 m del filón pegmatoideo más occidental y se encuentra unos 300 m al sur de La Carlota. En esta pertenencia se observa una faja de mármoles que es concordante con los esquistos migmáticos. A lo largo del rumbo sufre, por unos 200 m, estrangulamientos o "budinamientos" que la ensanchan o hacen desaparecer. Es así como el máximo espesor medido es de 20 m para una lente cuya longitud llega a 100 metros, en el sector norte de la pertenencia. Precisamente en su punto de mayor potencia se desarrolló la cantera más importante. Hacia el sur otra pequeña cantera expone un espesor de 7 metros de mármol. Entre ambas se observan pequeños "lentejones" de mármol o rocas calcosilicáticas. En las dos canteras se observa un borde de 50 a 80 cm de rocas calcosilicáticas tremolíticas (tipo 1b) de coloración verdoso muy claro. Los mármoles son de color gris medio y presentan como principales accesorios de los carbonatos, flogopita y clorita. Unos 150 m al sur de la cantera mas pequeña ya no se observan mármoles sino sólo delgadas lentes de rocas calcosilicáticas tremolíticas. Se han practicado dos túneles de corto recorrrido (5 y 7 m) sobre el rumbo de intercalaciones de esta roca calcosilicática en porciones donde su espesor no llega a los 50 centímetros. Las observaciones realizadas en ellos con iluminación UV sólo alumbraron algunas "chispas" (menos de 0,5 mm)

La mina La Pilila corresponde a la prolongación mas austral de este grupo de depósitos con mineralización scheelítica. Las lentes de anfibolitas-rocas calcosilicáticas-mármoles se extienden aquí por unos 150 metros. En la figura IV-33 se puede observar la disposición de las lentes relevadas en las que se han sobredimensionado sus potencias. Las de mayor espesor y longitud tienen núcleos de mármol de similares características que el de La Extremeña.

En la pertenencia denominada La Pilila se han practicado algunas rajos y "destapes" a cielo abierto, una galería cortaveta de 20 m, y dos chiflones cortos sobreveta que conectan con otro sobreveta de unos 10 metros.

El estilo de la deformación reitera los patrones de las minas ubicadas al norte en esta franja. El "budinamiento" del "skarn de reacción" es intenso generando que las lentes raramente superen los 80 cm de potencia y 1, 5 m de longitud. Se las observa profusamente intercaladas entre los esquistos migmáticos con rumbos e inclinaciones concordantes. Las mejores observaciones pudieron realizarse en los sectores de laboreos subterráneos (perfile a-b y c-d en Fig. IV-33). En la galería cortaveta ubicada en la porción media de la pertenencia se presenta una gran abundancia de

lentes de roca calcosilicática tremolítica intercaladas a corta distancia una de otras entre los esquistos migmáticos, constituyendo el conjunto un paquete de 15 m de espesor. Entre los esquistos abundan los segregados fundamentalmente silíceos de 1 a 2 cm de espesor y corto recorrido. La scheelita se encuentra exclusivamente diseminada, en baja densidad, dentro de las lentes calcosilicáticas con tamaño de grano medio y frecuentes "ojos" de hasta 3 centímetros. Algunas de estas lentes alcanzan potencias de 2 metros.

Los cortos chiflones y galería sobreveta ubicados al sur de la pertenencia repiten la situación pero aquí las lentes de roca calcosilicática tremolítica, maciza, se hallan intercalados entre anifibolitas muy finamente bandeadas. En este sector existen lentes calcosilicáticas de 4 metros de espesor. La scheelita se dispone diseminada tanto en las anfibolitas como en la roca maciza tremolítica, con mucha mayor abundancia en estas últimas. Los segregados silíceos en las anfibolitas no presentan scheelita. Tampoco se observó el mineral de wolframio en los esquistos de las cajas.

Los laboreos a cielo abierto exponen pequeñas lentes de la roca maciza tremolítica. En todos ellos se detectó diseminación de scheelita aunque en muy baja concentración. Los lugares de mayor concentración scheelítica resultaron aquellos donde se practicaron laboreos subterráneos.

No se han obtenido registros de producción de estas minas. En las figuras que a continuación se presentan se ilustran algunos aspectos de estas minas.



Figura IV-34. Mina La Extremeña. Delgada lente de roca calcosilicática en la entrada de chiflón de exploración.

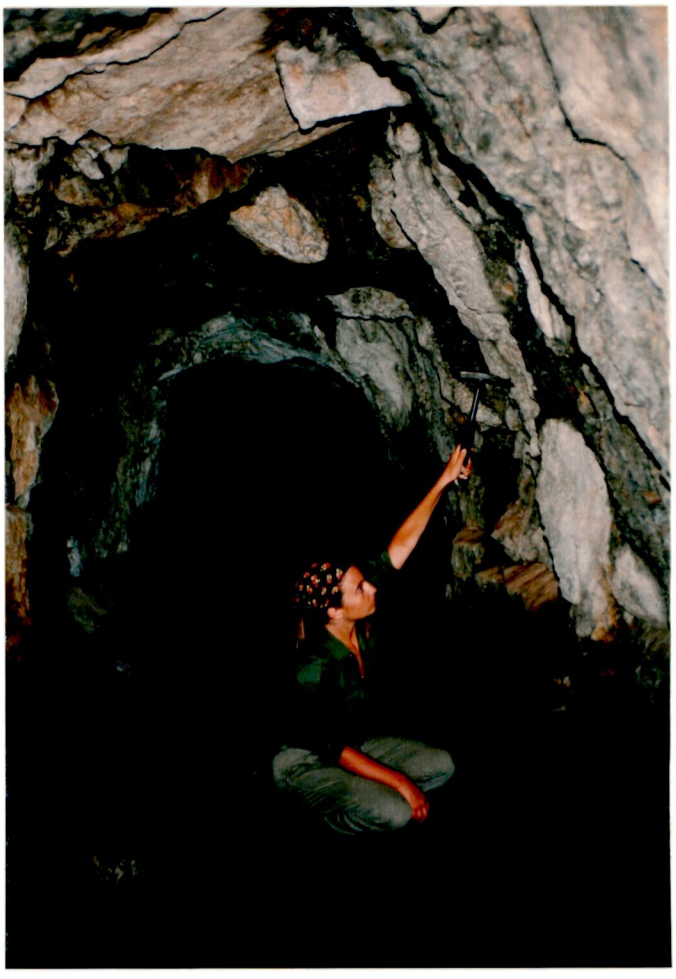


Figura IV-35. Mina La Pilila. Abundantes lentes de roca calcosilicática tremolítica en esquistos migmáticos dentro del túnel corta-veta norte.



Figura IV-36. Mina La Pilila, entrada de galería corta-veta sur. Idem foto IV-35 con efectos de la meteorización.

5. Síntesis grupo C de depósitos de scheelita

Esta franja de depósitos de scheelita ubicada al este sureste del cerro San José presenta notables similitudes en toda su extensión. La mineralización scheelítica se aloja en las lentes correspondientes al conjunto mármoles-anfibolitas-rocas calcosilicáticas. La definición morfológica de las lentes, más allá del control original de la depositación, está notablemente influida por los episodios deformacionales que afectaron la zona.

La scheelita se presenta diseminada y raramente forma guías, ocasionalmente se aloja en segregados silíceos contenidos en el conjunto. De manera casi constante la scheelita es acompañada por proporciones variables de pirita. Los mármoles son portadores de scheelita, aunque en muy escasa cantidad. En ningún caso se detectó que los filones pegmatoideos contengan mineralización.

Las anfibolitas son escasas en esta franja y las biotititas flogopíticas están ausentes. En algunos sectores de la mina La Carlota existen evidencias de un proceso hidrotermal sobrepuesto que se manifiesta en biotita de neoformación en los esquistos de las cajas como así también en algunas lentes de reducida expresión que contienen scheelita y se intercalan en las facies portadoras. La observación en algunas escombreras de la mina La Carlota de fragmentos de cuarzo con turmalina schorlítica permite suponer que en algunos sitios de sus laboreos subterráneos, actualmente inaccesibles, existan en posición incierta filones o mantos con esa composición. En estos fragmentos no se encontró scheelita al ser observados con iluminación UV.

D- DEPÓSITOS DE SCHEELITA EN ROCAS CALCOSILICÁTICAS AL SUR DEL CERRO SAN JOSÉ: minas El Salto y Guasito.

1-Mina El Salto

Este depósito se localiza 4 km al ESE de Ciénaga de Allende y 20 km al SE de Mina Clavero. El depósito se encuentra al sur del cerro San José y a unos 500 m del camino que une Ciénaga de Allende con Altautina y Villa Dolores, desde el cual existen dos entradas que conducen a las sendas que recorren las pertenencias. Actualmente, estas sendas mineras no son aptas para el tránsito vehicular ya que carecen de mantenimiento desde hace varias décadas cuando la actividad minera se paralizó. La mineralización se distribuye en una franja de unos 750 m que groseramente se orienta E-O. El relieve es suave con alturas decrecientes hacia el sur.

Como estudios previos de esta mina se encuentran las descripciones de Martínez Ferrer (1946) y el informe minero con detallado mapeo de Oliveri et al. (1953). Posteriormente, Sister (1954) realiza un informe preliminar acerca de una evaluación de los depósitos de wolframio de Altautina.

La actividad en el depósito cesó a mediados de la década del 50. En la actualidad la actividad es nula, prácticamente todas las labores subterráneas están inundadas y los rajos a cielo abierto presentan una gran invasión por la vegetación. En las descripciones se respetará la división de esta mina en tres sectores (occidental, central y oriental) que realizaran Oliveri et al. (1953).

1.1- Marco geológico local

El mapa de la figura IV-38 presenta la constitución geológica en la zona de este depósito, la distribución de los bancos mineralizados y los principales trabajos mineros. Este mapa ha sido confeccionado sobre la base topográfica de Oliveri et al. (1953). Muchas de las observaciones de estos autores han sido tenidas en cuenta para la confección del mapa ya que fueron realizadas en epocas en que la actividad minera era fuerte, los destapes abundantes, e incluso el acceso a algunas labores subterráneas era posible. La reconstrucción de los bancos mineralizados fue realizada a través de las observaciones en puentes dejados en los rajos a cielo abierto, algunas labores subterráneas que permitieron el ingreso, al menos en sus tramos iniciales, y las observaciones de los autores señalados.

El área está integrada geológicamente por metamorfitas y pegmatoides del basamento. Entre las metamorfitas se destacan por su predominio los esquistos migmáticos a los que les siguen las metacuarcitas micáceas y epidóticas y por último la asociación mármoles, anfibolitas, rocas calcosilicáticas y biotititas flogopíticas. Los pegmatoides ocupan una proporción areal semejante a la de las metamorfitas.

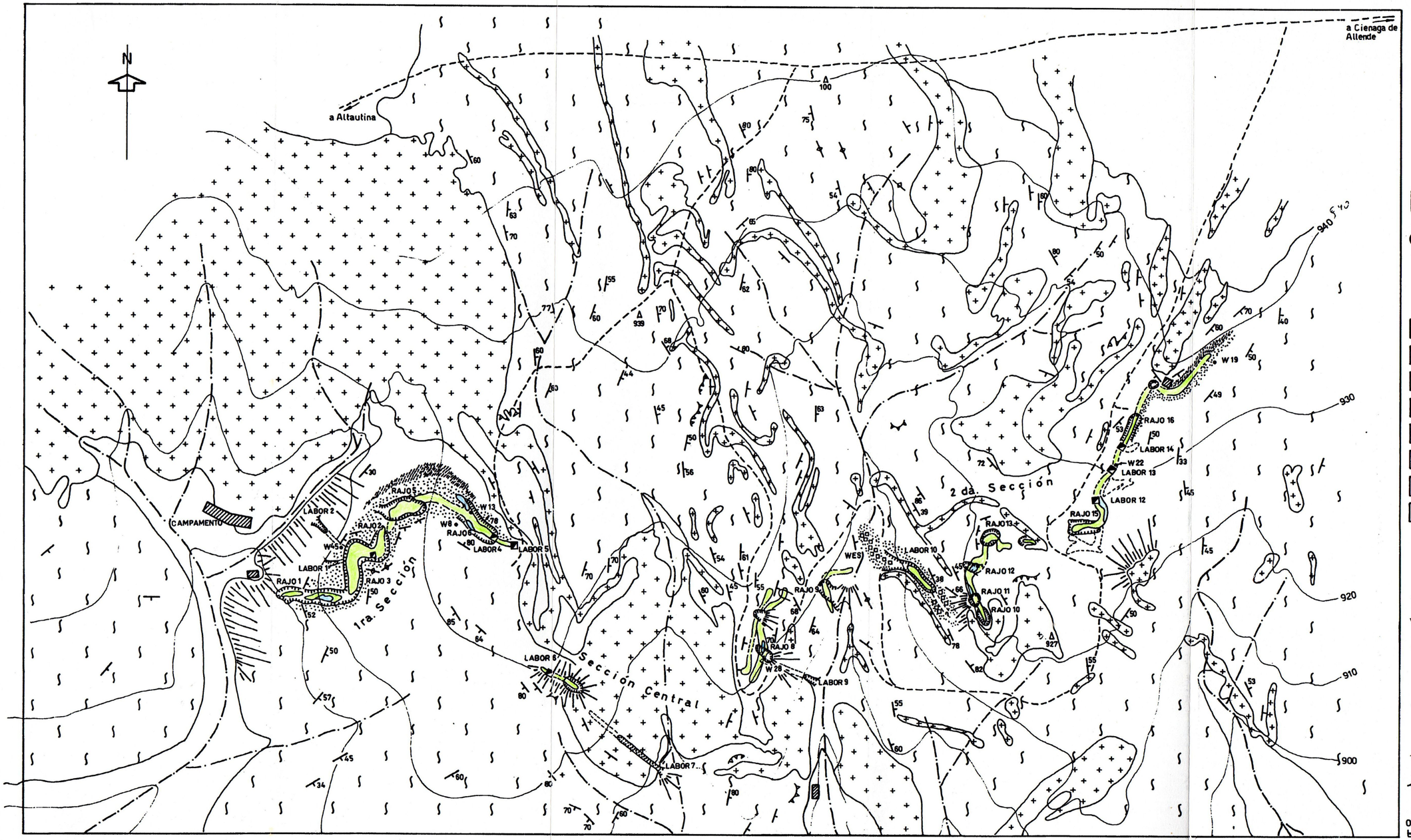
La observación global del mapa del área sugiere un campo migmático en el cual los leucosomas han tenido un desarrollo importante. Es precisamente este carácter migmático el que resulta destacable en las diferentes escalas de observación. Los esquistos presentan dominantemente estructuras mesoscópicas de tipo migmáticas, como estromatítica, flebítica, plegamientos, y pliegues ptigmáticos. Algunos sitios donde los plegamientos de escala centi a decamétrica son abundantes se han señalado en el mapa de la figura IV-38. La apariencia megascópica de los leucosomas es la de

típicos pegmatoides o bien de venulaciones exclusivamente silíceas cuyos espesores oscilan entre 0, 5 a 3-4 cm. Los leucosomas muestran las típicas figuras de interferencia descriptas en el capítulo Petrología, especialmente las del tipo "media luna" y "boudinage". Microscópicamente los esquistos presentan textura granoblástica y granolepidobástica con abundantes segregados félsicos que acompañan las deformaciones del conjunto en estructuras similares a las observadas mesoscópicamente. La sucesión de eventos deformacionales también se evidencia en esta escala microscópica. La mineralogía de los paleosomas está integrada por cuarzo, oligoclasa/andesina, feldespato potásico (microclino), biotita y muscovita; otros componentes frecuentes son granate almandínico y turmalina y como accesorios se encuentran apatita, circón, turmalina, ocasionalmente titanita, epidoto y pirita. La cloritización de la biotita es un fenómeno retrógrado frecuentemente observado como así también la sericitización de los feldespatos. La presencia de turmalina de composición dravítica/schorlítica se hace más abundante en algunos sectores donde se los ha caracterizado como esquistos turmalínicos (ver Petrología). Los dos sectores de mayor definición de este tipo de litología se encuentran en las cajas norte y noroccidental de los niveles calcosilicáticos tanto en la sección occidental (1a. sección) como en la oriental (2da sección) del yacimiento (Fig. IV-38). Entre los esquistos turmalínicos y la litología migmática dominante no se observan contactos netos sino pasajes graduales.

Las metacuarcitas micáceas aparecen como intercalaciones lentiformes cuyos espesores no superan los cinco metros. En el mapa de la figura IV-38 se puede apreciar que las metacuarcitas presentan sus niveles de mayor espesor en los entornos de los bancos mineralizados de los tres sectores en que se ha dividido esta mina. No obstante, existen otras intercalaciones de pequeña significación. Esta litología corresponde a rocas de coloración gris claro a medio, con una foliación menos desarrollada que en los esquistos migmáticos, exfoliación en lajas más gruesas y frecuente fractura cuarcítica. La mineralogía es semejante a la de los esquistos con una obvia disminución de los componentes micáceos, presentando como accesorios muy minoritarios apatita, circón y raramente pirita. Las segregaciones de félsicos presentan similares características a las descriptas para los esquistos biotíticos. En la labor 10 de la sección oriental del yacimiento las metacuarcitas presentan un color rosado con abundantes diseminaciones de anfíboles tremolíticos que "salpican" de tonos verdosos el color mencionado. Estas metacuarcitas rosadas presentan, en esta labor y hasta el contacto con la lente calcosilicática, dos intercalaciones de cuarcitas spessartíticas -"coticules"- (ver Petrología) con espesores de 50 y 70 centímetros. Estas últimas rocas obervan su particular bandeamiento de color (rojizo y verdoso) y entre sus componentes, además de cuarzo, abunda el granate spessartítico, anfíbol tremolítico, epidotos y pirita. La canchamina ubicada a la salida de esta labor muestra una gran abundancia de esta litología que hace suponer que en los niveles más profundos, actualmente inundados, podrían existir más intercalaciones de "coticules".

El nivel correspondiente al conjunto anfibolitas-rocas calcosilicáticas-biotititas flogopíticas-mármoles es el portador de la mineralización scheelítica y se constituye en una guía para el seguimiento de las deformaciones del área tal como se aprecia en el mapa de la figura IV-38. Este nivel alcanza espesores máximos de 7 metros. Las anfibolitas corresponden a las denominadas anfibolitas tipo 2 en el capítulo Petrología, es decir rocas verde oscuras, de grano grueso con débil foliación a macizas. Presentan intercalaciones de bandas discontínuas (1 a 3 cm), paralelas a la foliación regional y color verde amarillento en las cuales se suelen observar cristales de epidoto de hasta 1 cm de largo. Tambien suelen caracterizarlas la presencia de cubos de pirita diseminados a lo largo de niveles definidos y con tamaños considerables (hasta 1cm). Al microscopio poseen una textura granoblástica a granonematoblástica. Sus minerales dominantes son hornblenda s.l., zoisita-clinozoisita y escaso cuarzo. Como minerales accesorios se encuentran: tremolita en cantidades

Figura IV 38



MINA EL SALTO

(Modificado de OLIVERI et al 1953)

- Relleno moderno
- Pegmatoides
- Anfibolitas, rocas calcosilicáticas biotititas flogopíticas, scheelita
- Mármoles
- Cuarcita spessartítica
- Esquistos turmalínicos
- Cuarcitas micáceas y epidóticas
- Esquistos migmáticos
- Rumbo y buzamiento
- Rumbo y buzamiento vertical
- Pliegues
- Rajo a cielo abierto
- Labores subterráneas
- Escombrera
- Camino
- Pique
- Curva de nivel
- Línea de quebrada
- Estaca de mensura y altitud

0 25 50m

variables, en ocasiones bastante abundante, andesina, prehenita, biotita, clorita, apatita , titanita, magnetita parcialmente martitizada, ilmenita, rutilo y pirita.

En la mina El Salto se encuentran los 3 subtipos de rocas calcosilicáticas que fueron descriptos en el análisis petrológico. En pocos sectores, como algunos "puentes" dentro de rajos de la sección este del yacimiento, se ha podido observar la secuencia completa tal como fuera descripta en el capítulo Petrología. Esta secuencia desde las anfibolitas hacia los mármoles implica rocas calcosilicáticas tipo 1a, 1b y 2. En general estas rocas calcosilicáticas son macizas, con escaso bandeamiento composicional. Tal como ya fuera reiteradamente descripto, los pasajes transicionales de uno a otro tipo, hacia los mármoles, implican: colores más claros, aumento de la tenacidad, disminución del bandeamiento y en proximidades de los mármoles un aumento del tamaño de grano que llega a constituir "nidos de cristales". Mineralógicamente, desde las anfibolitas hacia los mármoles, se observan: disminución y desaparición de hornblenda, aumento del anfibol tremolítico/actinolítico y aumento del contenido de calcita. En esta mina se encuentran "reventones de cristales" en la primera sección (oriental), especialmente en el rajo 1 y resultan frecuentes en las escombreras de este sector. Los "reventones" están constituídos por agregados de cristales de hasta 1,5 cm de hidrogrossularia, calcita, epidoto/clinozoisita y en mucha menor proporción de fluorita violácea. Los mármoles conforman lentes relícticas de escasas dimensiones, siendo las mayores de 10 m de longitud y 2 m de espesor. La biotitita flogopítica con epidoto se intercala saltuariamente entre las rocas calcosilicáticas, como lentes de un máximo de 2 m de longitud y 50 a 70 cm de espesor. Esta roca de color gris verdoso muy oscuro es dominantemente maciza con escasa foliación. La textura microscópica es granoblástica a veces algo lepidoblástica, y la biotita flogopítica constituye entre 50-90% de estas rocas. Como mineral acompañante más abundante se halla epidoto/clinozoisita y otros accesorios son cuarzo, oligoclasa con zonación y sericitización, titanita, apatita, calcita, ilmenita,pirita, scheelita, calcopirita y blenda con finos intercrecimientos de calcopirita. Los sulfuros se encuentran con tamaño de grano muy fino (50 a 200 μ), diseminados o siguiendo líneas de la suave foliación.

En el mapa de esta mina se han representado en conjunto las litologías que se acaban de describir debido a la distribución irregular que presentan dentro del nivel. Diferentes elementos de esta secuencia pueden estar presentes en el nivel portador de la mineralización, pero todos ellos han sido observados en pocos puntos. En los diferentes perfiles analizados las anfibolitas suelen ser una de las litologías faltantes, al igual que la biotitita flogopítica, los mármoles y la roca calcosilicática tipo 2. Sin embargo el subtipo 1b, de composición dominantemente tremolítica es la roca más frecuente que raramente está ausente en los perfiles y cuando ello sucede la roca calcosilicática algo más oscura y bandeada (1a) es la que se observa. Las mejores exposiciones que presenta el nivel portador de la mineralización se encuentran en el sector oriental del depósito. Un mapa de detalle de este último sector se encuentra en la figura IV-39 y en ella se incluyen perfiles realizados a distintas alturas del nivel mineralizado que señalan la distribución de estas litologías. La posición en que se han observado anfibolitas y biotititas dentro de este nivel es siempre hacia uno de los bordes del mismo, con preferencia el occidental o norte según sea la posición del nivel. Sin embargo se han encontrado también en los bordes opuestos o en ambos a la vez. Esto último se interpreta que obedece a la probable repetición por plegamientos apretados de menor escala que han duplicado la secuencia en algunos sectores.

El nivel portador de scheelita presenta con frecuencia segregaciones silíceas y pegmatoideas de dimensiones reducidas, hasta 15 cm de espesor y recorridos máximos de 3 metros. Estas segregaciones no difieren de las observadas en los esquistos migmáticos incluyendo las deformaciones que las afectaron y que resultan muy notorias debido a que la litología encajante de

carácter macizo dominante no refleja de igual modo los eventos deformacionales. A pesar de ello el conjunto de litologías del nivel portador manifiesta con claridad los plegamientos tanto a través de su distribución en el área como por los frecuentes "budinamientos" generados en la mayor competencia de esta rocas respecto de los esquistos del área. La primer deformación posicionó este nivel en dirección E-O (D1). Un episodio deformacional posterior produjo el plegamiento general del nivel. Estos plegamientos son de tipo disarmónico con ejes de posición variable pero dominantes en la dirección NNO-SSE (D2) con inclinación al sur (obsérvese la 1a. sección en la Fig. IV-38 y rajo 13 de la 2da. sección), aunque en el sector oriental algunos pliegues (ver ambos mapas) tienen ejes de dirección NNE (D3 ?). En el sector central (a la altura de los rajos 8 y 9) este nivel describe un sinclinal apretado cuyo eje es también de dirección NNE. Los plegamientos apretados que duplicaron la secuencia poseen planos axiales de inclinación casi vertical y rumbos variables y son los que provocaron el "boudinamiento" del nivel en sentido vertical.

Los pegmatoides mayores, como tales presentados en el mapa, muestran muchas veces contactos transicionales hacia los esquistos migmáticos que apoyarían una interpretación "migmática" en cuanto al origen de los mismos. En el caso de asumir un origen vinculado a algún evento magmático, sin relación con la migmatización, la distribución que presentan estos cuerpos pegmatoideos obliga a suponer que tales procesos produjeron su emplazamiento pre o sintectónicamente con el episodio deformacional D2 de orientación NNO-SSE e incluso el D1 (E-O). Esto último resulta de la observación de los cuerpos pegmatoideos que armonizan coherentemente con la deformación de las metamorfitas. Si se analizan los rumbos e inclinaciones de la foliación general de las metamorfitas como también el diseño del nivel calcosilicático en el mapa de la figura IV-38, los pegmatoides describen y evidencian iguales deformaciones y sus respectivas interferencias. Estos cuerpos presentan características petrológicas similares con una mineralogía integrada por cuarzo, albita/oligoclasa, feldespato potásico (microclino) y muscovita, el tamaño de grano es grueso a muy grueso pero homogéneo, observándose una cierta tendencia hacia una textura casi porfiroide. La foliación, si bien escasamente marcada, suele observarse entre los componentes de grano grueso. Esta grosera foliación, cuando es observable, presenta un rumbo dominante N330° a 350° con inclinaciones elevadas tanto al este como oeste. Un punto interesante resulta el cuerpo pegmatoideo del sector central del depósito, entre la labor 6 y el rajo 8, en el cual la foliación del mismo es coherente con el suave anticlinal que describen los esquistos migmáticos de su entorno. Otro punto es el que se encuentra inmediatamente al NE del rajo 6 en el sector oriental, allí la foliación de los cuerpos pegmatoideos (de rumbo NNO) refleja las dos alas de un sinclinal entre las cuales asoma una "ventana" de esquistos migmáticos. Es evidente que los plegamientos de menores dimensiones no se encuentran registrados en una litología de grano tan grueso como ésta.

La fracturación final, a juzgar por las direcciones de las quebradas, ha sido notoriamente influída por las deformaciones metamórficas preexistentes.

Las segmentaciones del nivel calcosilicático se interpretan como el resultado del comportamiento diferencial ante las sucesivas deformaciones y la última fracturación. Igual interpretación merecen los cuerpos pegmatoideos aunque sus mayores dimensiones y competencia desdibujan la claridad con que se observa en el nivel calcosilicático.

1.2-Mineralización

El único mineral portador del wolframio en la mina El Salto es scheelita la que se aloja en el conjunto de litologías que conforman el nivel esencialmente calcosilicático. Dentro de este nivel su distribución es a modo de diseminación errática, conformando en ciertas ocasiones pequeñas guías o nidos y monocristales piramidales ocasionales de hasta unos 4 centímetros. Los abundantes pegmatoides de la zona son estériles, sólo se ha observado que contengan scheelita en algunos contactos con el nivel calcosilicático. Esto último se pudo visualizar en el rajo 15 (2da. sección) donde un pequeño cuerpo pegmatoideo contiene escasa scheelita y pirita en el contacto con rocas calcosilicáticas; Oliveri et al. (1953) describen una situación similar en niveles profundos de la labor 12 (2da sección). La scheelita es de color blanco amarillento, a veces levemente verdosa o castaño claro y fluoresce con radiación UV en color blanco azulado. Los minerales de bismuto (bismita y bismutita) mencionados por Martínez Ferrer (1946) y Ferrer (1974) no se han observado. Entre el escaso desarrollo de mineralización secundaria cabe mencionar óxidos e hidróxidos de hierro productos de la oxidación de la pirita, escasa malaquita y más escasa aún las pátinas gris verdosas de tungstita y smectitas (determinados por difracción de rayos X).

En ocasión de los distintos viajes a la zona para ejecutar los relevamientos de campo de este estudio, la mina El Salto llevaba más de 30 años paralizada. Las labores subterráneas se hallan inundadas y sólo se pudo ingresar a los primeros metros de la labor 1 y 2 (1a. secc.) y de igual modo a la labor 10 (2da. secc). Los rajos se encuentran profusamente invadidos por la vegetación. La sección oriental (2da. sección) es la que ofrece actualmente mejores exposiciones.

Dentro del conjunto litológico que constituye el nivel portador, todos los tipos contienen scheelita, pero ésta se presenta con mayor abundancia en la roca calcosilicática más maciza y tremolítica (subtipo 1b) y en la biotitita flogopítica en la que también abunda pirita y en muy escasa cantidad calcopirita y esfalerita. Las anfibolitas suelen presentar diseminación de cristales de scheelita en muy baja densidad pero la pirita es frecuente, en cristales idiomorfos cúbicos de hasta 1 centímetro. Los mármoles sólo ocasionalmente poseen algunas "chispas" saltuarias de scheelita. El tamaño de grano promedio de la scheelita es fino (hasta 0,5 mm). Las relaciones texturales de la scheelita con el resto de la mineralogía de estas rocas será tratada en capítulo aparte.

Sección Occidental (1ra. sección)

El recorrido del nivel portador en esta sección del depósito es muy irregular, producto de los plegamientos que lo afectaron. Sus espesores varían entre 1 y 5 m (hasta 7 m, según observaciones subterráneas de Oliveri et al. 1953). En este sector se aprecia que en los rajos 1, 2 y 3 (aunque actualmente de manera relíctica debido a las extracciones realizadas) que la caja norte está constituída por anfibolita en delgados espesores que llegan como máximo a los 50 centímetros. En los rajos 4, 5 y 6 ambas cajas están constituídas por roca calcosilicática bandeada (subtipo 1a) en espesores delgados que rápidamente pasan a la roca calcosilicática tremolítica, con frecuentes intercalaciones de lentejones de biotitita flogopítica. Los relictos de mármoles son de escasas dimensiones (80 cm de largo por 30 cm de ancho, sobredimensionados en el mapa de la Fig. IV-38) con tendencia a ubicarse sobre el borde sur del nivel portador. Según Oliveri et al. (1953), en profundidad estos lentes carbonáticos adquieren una mayor potencia. En la caja norte predominan metacuarcitas micáceas y epidóticas y también esquistos turmalínicos.

En los primeros 30 metros de la labor 2 (galería sobreveta), punto a partir del cual el laboreo subterráneo está inundado, se observa que tanto la anfibolita de la caja norte como la roca

calcosilicatada bandeada portan scheelita. En la anfibolita la scheelita está menos densamente distribuída pero se presenta en cristales más grandes (hasta 2 cm) acompañada de bastante pirita que por oxidación genera una abundante tinción rojiza. En la roca calcosilicatada bandeada (subtipo 1a) la diseminación es más densa aunque el tamaño de grano es mucho más fino (máximo 2 mm) y su distribución tiende a constituir alineaciones paralelas al bandeamiento y/o esquistosidad. Pequeños filoncillos de cuarzo o cuarzo-feldespato que se resuelven en formas acuñadas se alojan tanto en anfibolitas como rocas calcosilicáticas de manera concordante con los rumbos y buzamientos del conjunto (que en esta porción de la labor subterránea son N330° e inclinación 60° E). La mayoría de estas venillas, semejantes a los segregados de las metamorfitas del área, llevan scheelita en grandes "ojos" de hasta 3 cm aunque sin constituir una alta concentración. En los 30 metros recorridos se observó que la mayor concentración de scheelita de grano medio se encuentra en lentejones de biotitita intercalados en la roca calcosilicática o en la anfibolita. Las cuarcitas y esquistos de las cajas, en las porciones que constituyen paredes de la labor, muestran abundantes plegamientos decacentimétricos. A partir del punto donde la labor está inundada ésta se bifurca en dos chiflones irregulares que tuercen su rumbo como lo hace el nivel portador. Es allí donde se observa, en el techo de uno de ellos, la aparición de una lente de mármol grisáceo que alcanza una potencia de 1,5 metros. En la roca calcosilicática es frecuente el desarrollo de grandes cristales (hasta 5 cm) de diópsido blanco grisáceo. La caja sur de uno de los chiflones está constituída por una cuarcita spessartítica portadora de scheelita en menor proporción que las demás litologías. El espesor de este banco no es dimensionable pues la labor sólo lo alumbra en 30 centímetros.

En la broza de los desmontes que se encuentran a la salida de la labor 2 abundan los trozos de cuarcita spessartítica que frecuentemente portan scheelita. También llaman la atención los "reventones de cristales" alojados en fragmentos de roca calcosilicática tremolítica con cristales de granate cálcico, epidoto y muy esporádicamente fluorita violácea. Estos últimos como ya se ha descripto han sido observados *in situ* en la mina La Carlota en las facies denominadas como subtipo 2 próximas a los contactos con lentes de mármol. Una expresión compilatoria del nivel portador en la sección occidental se puede observar en el perfil esquemático de la figura 24.

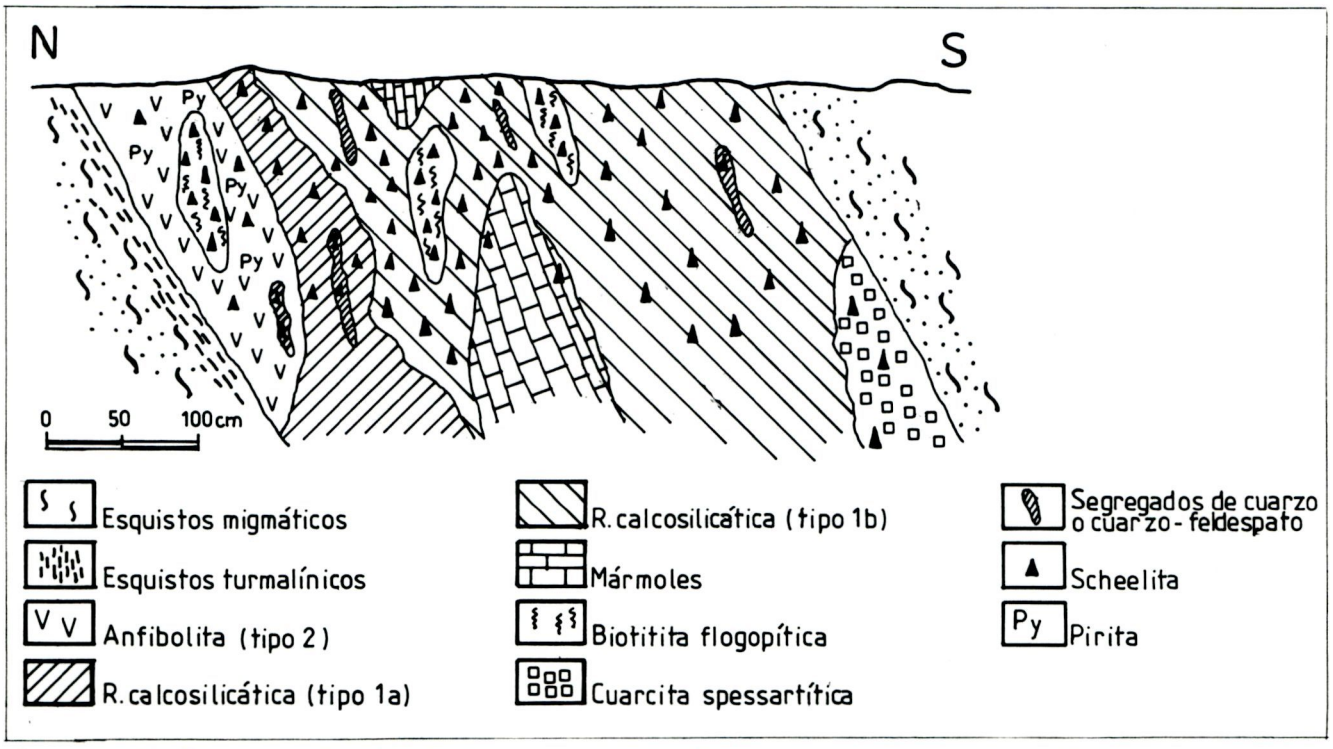


Figura 24. Perfil esquemático del nivel portador de scheelita en la primer sección, mina El Salto.

Sección Central

En este sector los afloramientos del nivel portador son de menores dimensiones. Se trata de dos niveles paralelos a muy corta distancia uno de otro que se interpretan como las alas de un plegamiento muy apretado con plano axial de rumbo NNE y alto ángulo de inclinación al este. Las cajas las constituyen los esquistos migmáticos, no se han observado anfibolitas ni biotititas. El nivel contiene una lente relíctica de mármol de escasa dimensión (en el ala este) y el resto está constituído por roca calcosilicática con suave bandeamiento y grano medio, sin gran desarrollo de los granos de diópsido o epidoto como en la sección occidental. La mineralización visible es muy escasa aunque el informe de Oliveri et al. (1953) señala que en este sector se extrajo de un pique, hoy inundado, mineral de "muy buena ley". El ala occidental muestra a la roca calcosilicática con una intensa silicificación pero escasa mineralización scheelítica.

Sección oriental (Segunda sección)

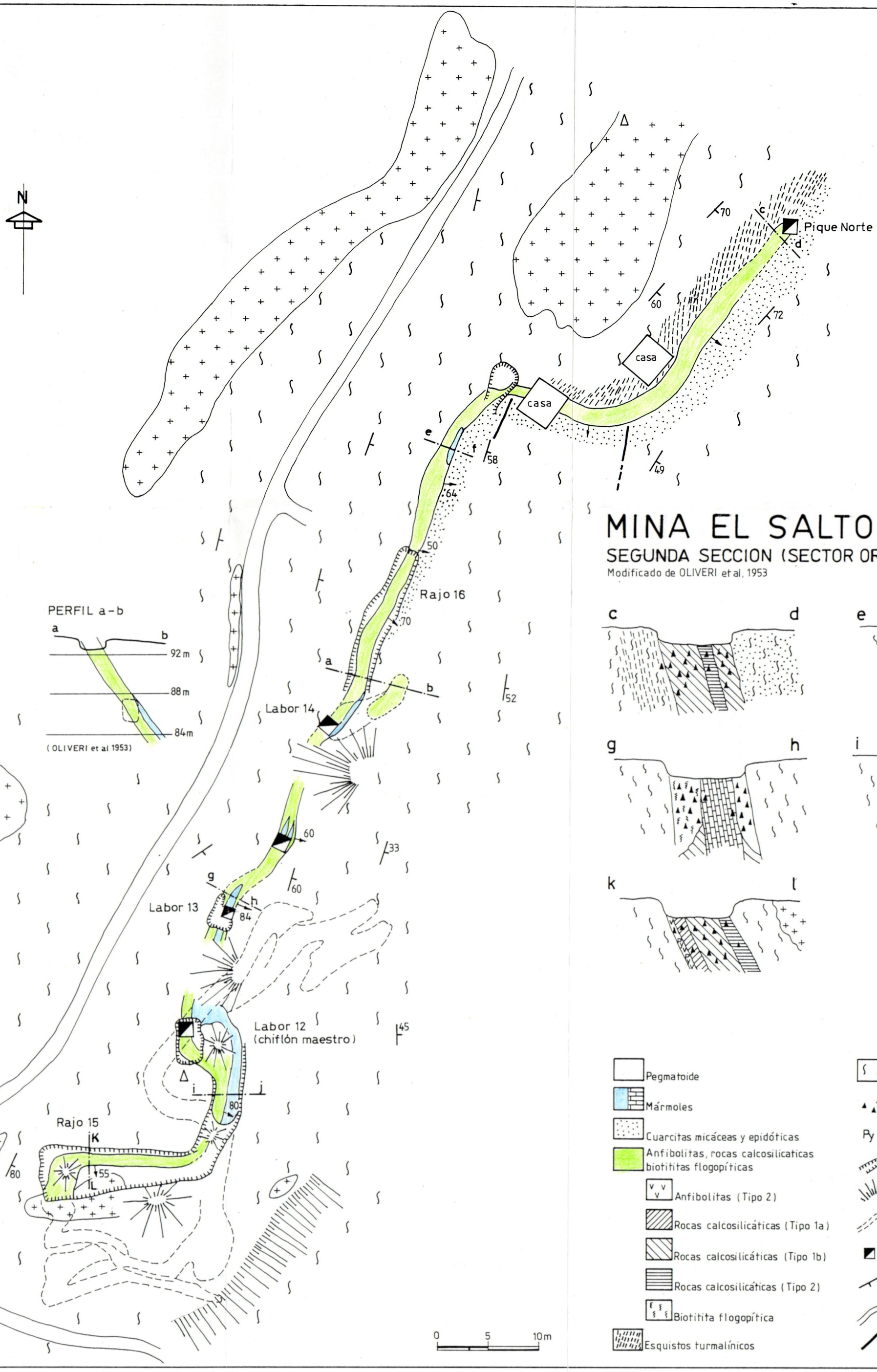
Como ya se ha dicho, este sector es el que ofrece mejores exposiciones del nivel portador. Por otra parte su menor disturbación por deformación generó la posibilidad de una explotación más sencilla. En efecto, existió un trecho de unos 150 metros de nivel portador aflorante contínuo del que hoy sólo quedan como testimonio algunos puentes. En la figura IV-39 se presenta un mapa más detallado del sector más oriental de este sector confeccionado con observaciones de este estudio y las reflejadas por Oliveri et al. (1953). En la misma figura se incluyen algunos perfiles esquemáticos en distintas alturas del nivel portador que reiteran la distribución irregular de los elementos litológicos del mismo. Tal como se describiera en otros lugares los constituyentes que no presentan continuidad son los mármoles, anfibolitas, biotititas, en tanto las rocas calcosilicáticas presentan una mayor continuidad. Nuevamente en este sector y en su caja occidental se observa un incremento notable del contenido de turmalina en los esquistos migmáticos que lleva a denominarlos como esquistos turmalínicos. La scheelita tal como se muestra en los cortes esquemáticos es más abundante en la roca calcosilicática tremolítica, más clara y maciza que las demás, y en los saltuarios lentejones de biotitita se halla aún más concentrada. Le siguen en abundancia de contenidos las anfibolitas que portan abundante pirita en grandes cristales generalmente muy oxidados. Los mármoles sólo excepcionalmente contienen "chispas" de scheelita. Los tamaños de grano de la scheelita son similares a los observados en la sección occidental aunque en este sector no se han encontrado distribuciones alineadas paralelas a la foliación general.

En los rajos 11, 12, 13 y 14 es poca la variación encontrada como también escasa la cantidad de scheelita. En ellos existe un predominio de rocas calcosilicáticas y poca frecuencia de anfibolita y biotitita. La labor 10 que comienza como un rajo a cielo abierto, atraviesa un cuerpo pegmatoideo, accede luego como galería al nivel portador que muestra una especie de acuñamiento hacia esa pegmatita. A los 50 metros del inicio de la galería sobreveta la labor está inundada. Las cajas están constituídas por cuarcitas anfibólicas y micáceas con marcado diaclasamiento. El nivel portador, con espesor máximo de 1 m, se compone exclusivamente de roca calcosilicática tremolítica con esporádicas segregaciones silíceas. La scheelita no es muy abundante pero se la suele observar en monocristales de hasta 2 centímetros. Los segregados silíceos concordantes y levemente discordantes portan cristales grandes de scheelita con cierta frecuencia. Es destacable la abundancia de cuarcitas spessartíticas -"coticules"- que se encuentran en los desmontes de esta labor que ha motivado la presunción de alguna lente de esta litología en la porción más profunda y anegada de la labor 10. El examen con luz UV de estas rocas muestra escasa scheelita y es frecuente la presencia de pequeñas guías cortas de blenda pero más abundante es la pirita diseminada en granos pequeños e idiomorfos.

MINA EL SALTO

SEGUNDA SECCION (SECTOR ORIENTAL)

Modificado de OLIVERI et al, 1953



- Pegmatoide
- Mármoles
- Cuarcitas micáceas y epidóticas
- Anfibolitas, rocas calcosilicaticas biotititas flogopíticas
- Anfibolitas (Tipo 2)
- Rocas calcosilicáticas (Tipo 1a)
- Rocas calcosilicáticas (Tipo 1b)
- Rocas calcosilicáticas (Tipo 2)
- Biotitita flogopítica
- Esquistos turmalínicos
- Esquistos migmáticos
- Scheelita
- Py Pirita
- Rajo a cielo abierto
- Escombrera
- Labor subterránea
- Pique o chiflón
- Rumbo y buzamiento
- Senda
- Falla

Figura IV 39

Las mayores deformaciones del nivel portador corresponden al intenso plegamiento y no se observan grandes disturbaciones por fallamiento a excepción de las fracturaciones de plano axial con reducido desplazamiento. Las interrupciones del nivel obedecen fundamentalmente al "boudinamiento" producido por pliegues con ejes de distinta inclinación que generan acuñamientos tanto en el plano hoizontal como también en sentido vertical lo que está documentado igualmente por las descripciones de las labores subterráneas realizadas por Oliveri et al. (1953) o por las observaciones que se pudieron realizar en el sector occidental (lente de mármol visible en el chiflón de la labor 2, aunque no en superficie).

1.3 - Laboreo minero y datos de explotación

La distribución irregular del nivel portador, deformado por plegamiento, generó que los pocos laboreos subterráneos (carentes de una buena planificación) sean igualmente muy irregulares. Sin embargo las más abundantes, debido al afloramiento del nivel portador, resultan las labores a cielo abierto. Se contabilizan 16 rajos distribuídos en todas las secciones. Los sectores oriental y occidental fueron los más trabajados.

En el sector occidental (1a. sección) se realizaron 5 piques y 6 labores subterráneas, casi todas con ingresos a través de galerías achiflonadas que luego continúan en chiflones irregulares que fueron siguiendo los cambios de rumbo e inclinación del nivel portador. En la sección central del yacimiento se ejecutaron 3 labores subterráneas, la más larga de ellas (labor 7) atravesó por más de 40 metros un cuerpo pegmatoideo sin alcanzar el nivel portador. En tanto en el sector oriental se efectuaron 7 piques y 4 labores subterráneas. Las más extensas son las labores 12 y 13 que repiten el modelo de chiflones curvos e irregurales siguiendo el nivel portador.

De acuerdo a Martínez Ferrer (1946) los primeros trabajos en la mina El Salto se iniciaron en 1937 y luego de un intenso período de exploración no fue trabajada hasta 1942 en que comenzó la producción. En 1946 la explotación estaba a cargo de la sociedad del Sr. Benito Iglesias y la concentración se realizaba en una planta ubicada en Ciénaga de Allende, a tres kilómetros de la mina. Los datos de producción que documentan Oliveri et al. (1953) indican para el período comprendido entre 1942 y fines de 1944 un total de 82.638 kilos de mineral con una ley de 65-71 % WO_3.

En 1953 Oliveri et al. proponen un proyecto de exploración fundamentado en un detallado estudio y comprensión de la distribución del depósito y la misma compañía se propone la instalación de una nueva planta de concentración. De esa propuesta sólo se realiza la renovación del pique ("pique renovado") de la labor 12.

Ferrer (1974) señala una ley para la mena de la mina El Salto de 1 % WO_3. Es indudable que la explotación fue irregular y más aún los registros de producción, no existiendo muestreos sistemáticos y análisis de la época en que todas las labores eran accesibles y que hubiesen permitido un cálculo de mayor confiabilidad de las leyes de este depósito. A la fecha del detallado estudio de Oliveri et al. (1953) ya no era posible el acceso a gran parte de las labores subterráneas.

En las figuras IV-40 a IV-45 se ilustran algunos aspectos de la mina El Salto.



Figura IV-40. Plegamientos ptigmáticos en los esquistos migmáticos del área de la mina El Salto.



Figura IV-41. Nivel portador de scheelita plegado. Pasaje transicional desde anfibolita (parte superior oscura), a roca calco-silicáticas (b1 y b2). Fracturación según plano axial. Mina El Salto sección este.



Figura IV-42. Segregaciones silíceas con deformación en "media luna" en anfibolita. Mina El Salto, labor 2, 1a. sección.



Figura IV-43. Mina El Salto, labor 1, sección occidental. Anfibolita con diseminación orientada de scheelita y pirita oxidada.



Figura IV-44. Pique en el extremo norte del nivel portador en la sección oriental. Mina El Salto. Obsérvese la lente calcosilicática muy delgada, acuñándose, intercalada entre esquistos turmalínicos.



Figura IV-45. Mina El Salto, labor 2, sección occidental. Segregaciones e inyecciones de cuarzo con scheelita en anfibolita también portadora de mineral.

2. Mina Guasito

Esta mina comprende una sola pertenencia y se ubica en la continuación oriental de mina El Salto (ver mapa Fig. IV-2). El encuadre geológico es similar al del depósito descripto anteriormente. En este lugar se practicaron alguna labores exploratorias, representadas por 5 piques actualmente inundados. No existen mapeos ni informes mineros que documenten los trabajos subterráneos realizados en esta mina. Según los lugareños uno de los piques alcanzó los 50 metros de profundidad y existirían varias galerías. La única escombrera presenta un escaso volumen de material.

La única observación posible de la mena se pudo realizar en la boca de uno de los piques. El rumbo de la foliación de las metamorfitas es N335° con buzamiento de 40° al este. Los esquistos migmáticos de la caja oriental son granatíferos turmalínicos. El nivel portador consiste en dos intercalaciones de anfibolita de 20 cm de potencia cada una. Entre ambas existe un banco de 60 cm de potencia de una cuarcita epidótica-tremolítica. La anfibolita es verde oscura, de grano grueso, con foliación poco marcada y abundante contenido de piritas en granos gruesos (tipo 2). La observación de scheelita tanto en el afloramiento como en la pequeña scombrera fue casi nula. Estas observaciones llevan a pensar que sólo se trató de labores exploratorias que no obtuvieron éxito en el alumbramiento de mineral.

3. Síntesis. Grupo D de depósitos

El único depósito de importancia de este grupo es la mina El Salto que posee un sólo nivel portador de scheelita. Este nivel es de espesor variable, entre 1 y 5 metros, y está muy replegado por sucesivos episodios deformacionales extendiéndose por unos 800 metros en dirección E-O. El buzamiento del nivel portador es dominantemente de alto ángulo (40°-50°), hacia el este. Esta inclinación presenta algunas variaciones según lo obligue el plegamiento.

El nivel portador de scheelita corresponde a la secuencia anfibolita-biotitita flogopítica-rocas calcosilicáticas-mármol. En todas estas litologías se observa la presencia de scheelita aunque las que portan mayor concentración son la biotitita y la roca calcosilicática tremolítica. Los esquistos migmáticos de las cajas suelen presentar esporádicas "chispas" de scheelita en los contactos. Los pegmatoides y segregados síliceos y cuarzo feldespáticos, abundantes en toda el área del depósito, son estériles excepto aquellos que se ubican en contacto con el nivel portador o dentro del mismo.

La manifestación denominada Guasito señala los afloramiento más orientales, y de menor espesor, del nivel portador con las litologías descriptas para mina El Salto. Asimismo indican un carácter transicional hacia los depósitos del grupo III a través de la aparición de un delgado manto cuarzo turmalínico (Cabildo) con escasa presencia de scheelita, alojado en anfibolitas del tipo 2. Hacia el este de éstas últimas pertenencias no se observaron afloramientos que contengan las litologías propias del nivel portador caracterizado para la mina El Salto ni tampoco se registran denuncios mineros.

Las interrupciones del nivel portador de mineralización obedecen a los acuñamientos del mismo a causa de los plegamientos sufridos. Las pequeñas fallas y fracturas que se observaron responden a alivios del plegamiento pero no desplazaron notoriamente el nivel portador. Las descripciones de Oliveri et al. (1953) realizadas en laboreos subtrerráneos accesibles en aquel momento coinciden con esta última observación.

E.- DEPOSITOS DE SCHEELITA EN ROCAS CALCOSILICATICAS AL ESTE Y SURESTE DE ALTAUTINA: minas y canteras María Teresa, La Compañía, La Legal, Grupo Las Ensenadas (La Esperanza y La Chichita), La Totito, La Hilda, 7 Hermanos, Pampa de Cóndor Huasi, Noguerol.

Este grupo de depósitos se ubica en la ladera occidental de la Sierra de Altautina y se extiende desde la altura del poblado homónimo hasta unos 15 kilómetros al sur del mismo. El relieve en esta zona muestra pendientes elevadas controladas por la escarpa de la fallla de Altautina, borde occidental de esta sierra, contrastando notablemente con el valle de Altautina. Las alturas son algo menores que en el sector septentrional de la sierra, variando entre 700 y 900 metros sobre el nivel del mar. La vegetación es muy espesa tanto en arbustos como en el monte, en las numerosas y profundas quebradas que cortan la sierra de este a oeste las especies vegetales cambian, haciéndose mas abundantes los helechos y epífitas.

El acceso a las distintas manifestaciones minerales es relativamente sencillo y se realiza desde el camino que une Altautina con Villa Dolores. A partir de esa vía de comunicación salen antiguas huellas mineras hacia el este, cuyo estado de abandono no permite el tránsito vehicular. Al pie de la escarpa de falla, y paralela a la misma, corre otra huella denominada por los lugareños "el camino de la costa", sólo apta para vehículos en sus tramos mas australes.

De norte a sur las denominaciones de las pertenencias mineras estudiadas (Fig. IV-2) es la siguiente: María Teresa (ó Anta), La Compañía, La Legal, La Totito, La Hilda, 7 Hermanos, Pampa de Cóndor Huasi. El grupo Las Ensenadas, con las minas La Esperanza y La Chichita, se ubica en el faldeo oriental de uno de los cordones de la sierra de Altautina, unos 3 km en línea recta al ESE de Altautina y 5 km por el antiguo camino minero. La cantera Noguerol próxima al dique compensador del dique La Viña fue explotada sólo por mármol.

Marco geológico local

Las condiciones geológicas en esta porción de la sierra de Altautina no difieren de las que se han señalado hasta este punto. Si bien merece destacarse que los cuerpo calizos se hacen algo más abundantes y de mayor potencia que los existentes en los sectores septentrionales de esta misma sierra (Fig. I-4). Estos cuerpos, generalmente lensoidales, se ubican próximos a la falla de Altautina e incluso afloran en su escarpa.

Los esquistos y gneises migmáticos que alojan las lentes de mármol poseen las mismas características que en el resto de la sierra. Son rocas de marcada foliación, gris medio a oscuro. Las folias de biotita alcanzan gran desarrollo entre los gneises. Los segregados de cuarzo o cuarzo-feldespato son muy abundantes en esta litología y las deformaciones sobreimpresas han generado en ellos numerosas estructuras como microplegamientos, acuñamientos, figuras de interferencia, "budinamientos", etc. Existen frecuentes niveles de cuarcitas micáceas de hasta 5 m de potencia que se intercalan entre los esquistos y gneises migmáticos. En estas metacuarcitas abundan también los segregados félsicos aunque la menor proporción de filosilicatos ha generado la posibilidad de una menor disturbación durante los eventos deformacionales. Es por ello que resulta frecuente observar segregados félsicos según lineaciones paralelas a la foliación (ver imágenes en cantera María Teresa). Cuando han sido afectadas por plegamiento se observan fracturas de alivio de plano axial características.

La potencia de las lentes de mármol alcanza su mayor expresión en la lente de la cantera María Teresa, con 50 metros. En otros casos los espesores han sido duplicados por plegamiento (cantera La Legal). La asociación con rocas calcosilicáticas e incluso algunas exhalitas (turmalinitas en la cantera La Legal) es constante en todas las lentes. Las litologías calcosilicáticas normalmente constituyen los bordes y también "lentejones" dentro de los cuerpos carbonáticos asociados a biotititas flogopíticas y anfibolitas (tipo 2). En el flanco oriental del primer cordón de la sierra se encuentra el grupo minero Las Ensenadas. En ese sector no existen lentes carbonáticos de importante espesor sino delgados "rosarios" de pequeños cuerpos lensoidales de rocas calcosilicáticas, anfibolitas, biotititas flogopíticas que ocasionalmente presentan núcleos relícticos de mármol.

Los filones pegmatoideos y pegmatitas son abundantes y se disponen según la deformación general del conjunto. Algunos filones pegmatoideos llegan sin solución de continuidad desde la altura del cerro San José hasta la de Altautina. Otros se reconocen como continuación austral de los aflorantes en la zona de la mina El Salto. La composición mineralógica es la misma, con feldespato alcalino, cuarzo y muscovita, raramente como accesorio se encuentra algo de turmalina schorlítica.

Todo este conjunto posee una foliación dominante NNO. La falla de Altautina es paralela a esta dirección. No obstante, y como en las demás zonas, existen meso y macro estructuras que reflejan los 3 episodios deformacionales definidos por Dalla Salda (1984). Los fotogramas permiten apreciar, más especialmente, los productos de las interferencias de la deformación D1 (E-O) y D2 (NNO), a través de los diseños que adoptaron los cuerpos mayores tanto de mármoles como pegmatoides. La fracturación y fallamiento se hacen más intensos a esta altura de la sierra (activación diferencial de la falla de Altautina ?), dominando las de dirección ONO.

El bloque inferior de la falla, que debe atravesarse para acceder a las distintas manifestaciones, está integrado por los llamados Esquistos de Altautina (ver capítulo Geología del área). Las metamorfitas de este conjunto presentan un aspecto muy diferente al del bloque superior. Son esquistos y filitas con marcada esquistosidad, tamaño de grano fino y también delgado bandeamiento. Normalmente presentan un importante grado de meteorización superficial que les otorga una coloración castaño amarillenta y brillo mate. En este bloque no se observan filones pegmatoideos (ver capítulo I). Sólo una manifestación scheelítica de muy escasa importancia se localiza en el labio inferior de la falla de Altautina (Pampa de Cóndor Huasi).

La mayoría de los depósitos de este sector fueron explotados por mármol para fabricación de cal. Durante los períodos en que existió gran demanda de tungsteno florecieron los denuncios mineros por scheelita que se superponen con las canteras de mármol. Esto encuentra una justificación geológica en el hecho que las litologías calcosilicáticas portadoras de scheelita siempre están asociadas a los mármoles, y por otra parte el contenido mismo de los cuerpos calizos. Las únicas minas que fueron desarrolladas exclusivamente con objetivo en la scheelita son las que integran el grupo Las Ensenadas. Además de las descripciones generales de Martínez Ferrer (1946), existe sólo un informe minero correspondiente al grupo Las Ensenadas (Sister y Jutoran 1955).

1. Grupo Las Ensenadas: minas La Esperanza y La Chichita

Las dos minas que integran este grupo se hallan unos 3 km al ESE de Altautina, aunque por el antiguo camino minero que conducía hasta ellas el recorrido es de 5 kilómetros. Se ubican sobre el arroyo Altautina cuando éste tiene rumbo N-S en la quebrada que separa el cordón más

occidental de la Sierra de Altautina. En la época en que la actividad minera se desarrollaba existía otro camino que, partiendo hacia el sur por la quebrada de Altautina, se dirigía hacia Villa Dolores. A esta altura, el arroyo Altautina transcurre por una quebrada angosta y el relieve en sus márgenes es abrupto. Este arroyo describe pronunciadas curvas controladas por fracturaciones de dirección E-O, NNE y NNO.

Las manifestaciones minerales se localizan saltuariamente a lo largo de 1,2 km en dirección N-S, en una franja de aproximadamente 200 m de ancho. En la figura 1 se puede observar la geología del área, algunas manifestaciones fueron reconstruídas de acuerdo a la información volcada por Sister y Jutoran (1955) debido a que la extracción sólo dejó relictos de las mismas. La mina Esperanza comprende 2 pertenencias y la mina La Chichita sólo una.

Las características geológicas no difieren de las restantes áreas ya descriptas. Entre las metamorfitas existe un claro predominio de esquistos migmáticos con varios niveles de cuarcitas micáceas oscuras intercaladas. Algunos filones pegmatoideos de importante espesor se encuentran concordantemente entre el conjunto metamórfico. En el área de la mina La Esperanza existen otros dos de corto recorrido y escaso espesor. Las lentes de mármol, anfibolitas y rocas calcosilicáticas se intercalan concordantemente con las demás metamorfitas.

Como se puede observar en el mapa de la figura IV-47 algunas lentes paralelas, a corta distancia una de otra, corresponden a un mismo nivel afectado por plegamiento como lo demuestran las inclinaciones de las mismas al este y oeste. En otros casos las lentes paralelas corresponden a distintas profundidades de observación de una misma, como es el caso del único sector con laboreo subterráneo en la mina Chichita. La reconstrucción a través de las mesoestructuras no posibilita, con claridad, establecer la posible existencia de uno o más niveles originales.

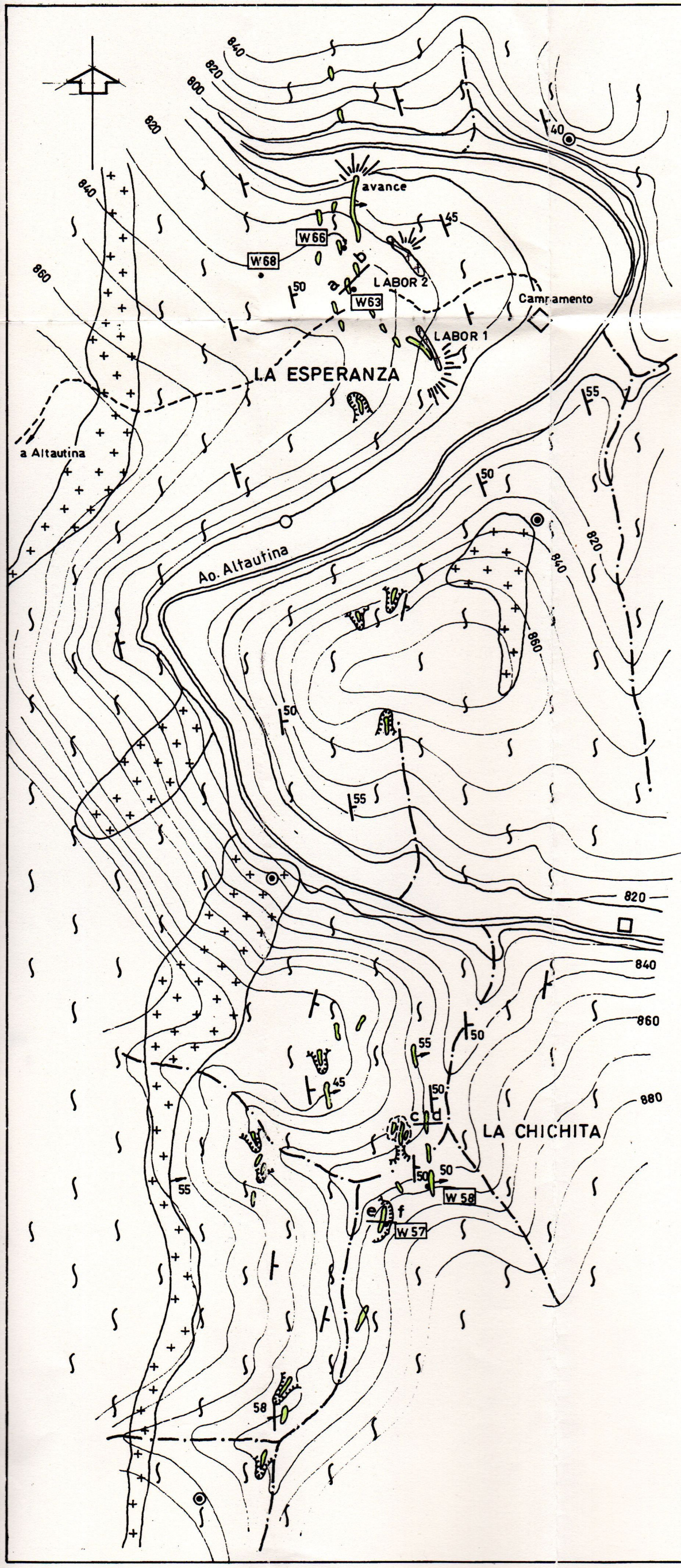
Las deformaciones han generado la lenticulación y también el "budinamiento" en el sentido de la inclinación de estas lentes (Fig. IV-49 y IV-50). En los perfiles esquemáticos que acompañan el mapa en la figura 1 se sintetizan las secuencias observadas en distintos sectores de esta faja. Es muy frecuente que la caja occidental de las lentes esté constituída por esquistos turmalínicos o con abundante turmalina (Fig. IV-47 y IV-48) que ocasionalmente presentan escasa scheelita diseminada en ellos.

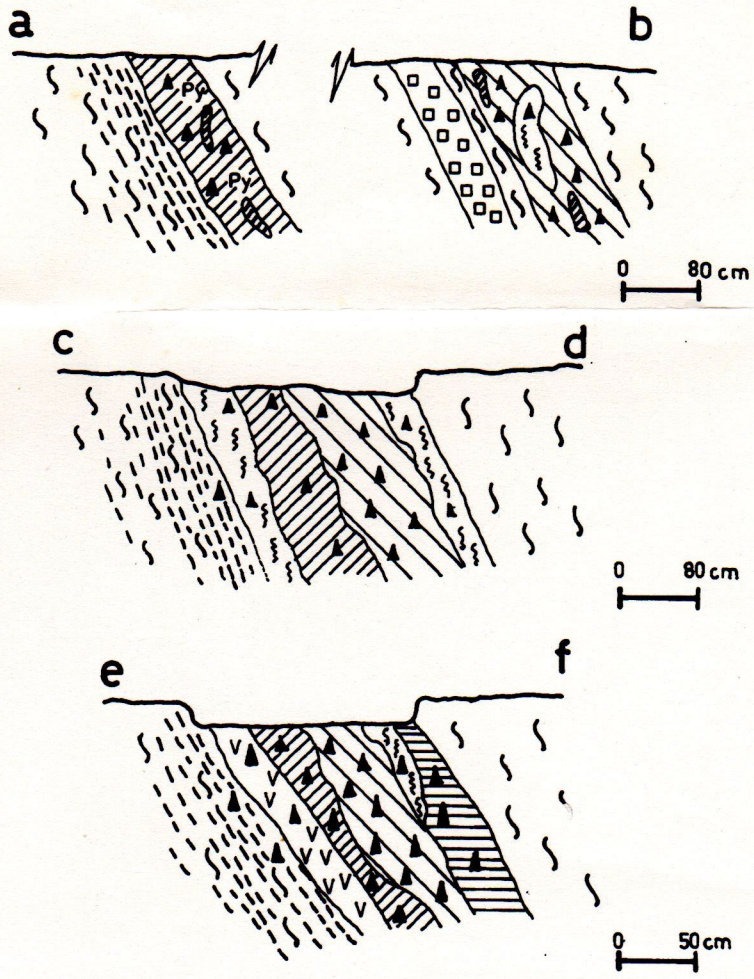
Anfibolitas (tipo 2) se observaron únicamente en la mina La Chichita en el contacto con la caja occidental (perfil E-F, Fig. IV-47). El resto de las lentes portadoras de scheelita incluye las litologías calcosilicáticas y definidos niveles o "lentejones" de biotitita flogopítica epidótica. En la labor 2 de mina La Esperanza, dentro de una galería cortaveta conectada a chiflones que siguen las lentes mineralizadas en cortos trechos (10 a 12 m, Fig. IV-48), se pudo apreciar como caja occidental de una de las lentes un nivel de cuarcitas spessartíticas -"coticules"- de 60 cm de espesor. En superficie este nivel se acuña en un tramo de 20 m a lo largo del rumbo, para desaparecer.

El rumbo general de las metamorfitas y pegmatoides es N330° a N340° con inclinaciones importantes al este.

Algunas lentes muestran seccionamientos y desplazamientos por fallas (Fig. IV-48) que se observan claramente dentro de la labor 2. Se suma a ello la observación casi constante de "jaboncillo" limonítico, de 2 a 4 cm de espesor, en las salbandas de las lentes portadoras de scheelita que estarían indicando superficies de discontinuidad para la circulación de fluidos descendentes y

Figura IV 47





GRUPO LAS ENSENADAS

MINAS LA ESPERANZA Y LA CHICHITA

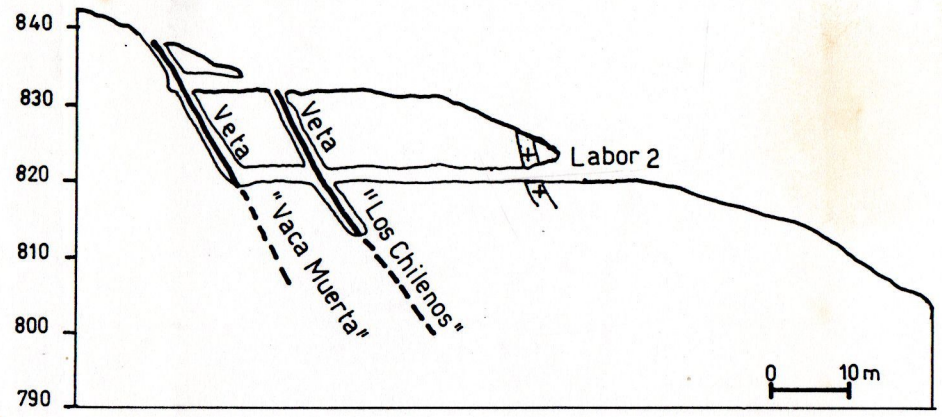
- Relleno moderno
- Filones pegmatoideos
- Esquistos y gneises migmáticos, cuarcitas micaceas
- Esquistos turmalínicos
- Cuarcita spessartitica
- Mármoles, anfibolitas, rocas calcosilicáticas, biot. flogopíticas
  - Anfibolitas (Tipo 2)
  - Rocas calcosilicáticas (1a)
  - Rocas calcosilicáticas (1b)
  - Biotitita flogopítica
- Scheelita
- Py Pirita
- Segregados silíceos
- Rumbo y buzamiento
- Huella
- Escombreras
- Labor a cielo abierto
- Labor subterránea
- Mojones de mensura
- Quebrada
- Planta de tratamiento
- W23 Muestra

0 40 80 120m

Modificado de Sister y Jutoran, 1955

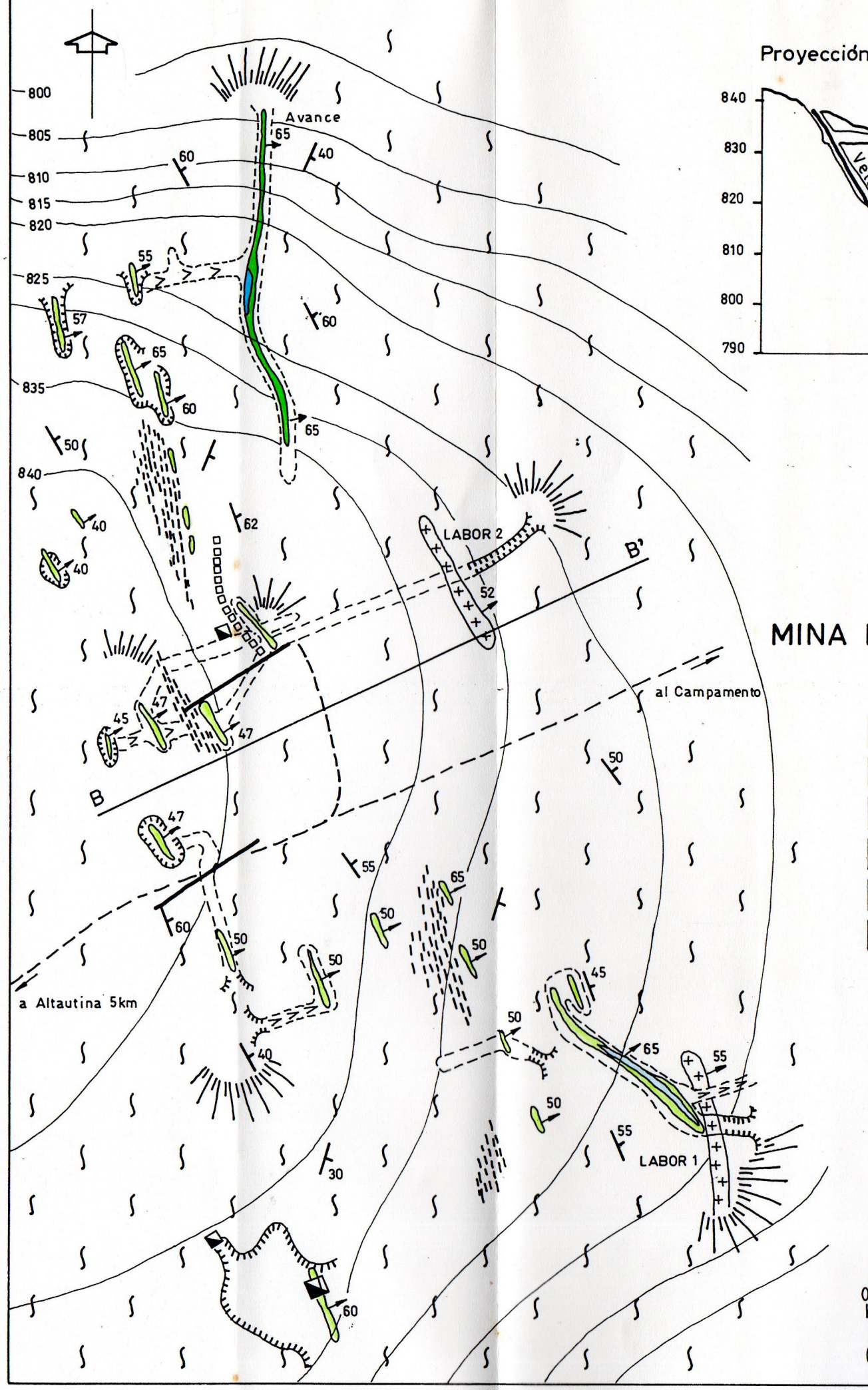
Figura IV 48

Proyección transversal según B-B'



Sister y Jutorán, 1955

MINA LA ESPERANZA - 1er. pertenencia



- Pegmatoide
- Esquistos y gneises migmáticos
- Esquistos turmalínicos o/con abundancia de turmalina
- Cuarcita spessartítica
- Mármoles
- Anfibolitas, rocas calcosilicáticas y biotititas flogopíticas
- Rumbo y buzamiento
- Falla
- Pique
- Labor a cielo abierto
- Labor subterránea
- Labor subterránea: chiflón con dirección de inclinación
- Escombrera
- Huella

0 7 14 21 m

(modificado de Sister y Jutorán, 1955)



Figura IV-49. Lente calcosilicática intercalada entre esquistos en la entrada de una estocada. Mina La Esperanza.



Figura IV-50. Lente calcosilicática intercalada en cuarcitas micáceas. Entrada de chiflón, mina La Chichita.

movimientos por los mismos planos. Los niveles mineralizados poseen un espesor promedio de 30 centímetros con sectores que llegan a 1 metro. En cuanto a su extensión en profundidad, siguiendo la inclinación de las lentes, ha sido comprobado por lo menos entre 20 y 30 metros a través de la labor 2 y los chiflones que se conectan a ella (Fig. IV-48).

Los segregados félsicos, tan abundantes en el entorno metamórfico, se observan también entre las facies calcosilicáticas. La scheelita se presenta diseminada heterogéneamente en las litologías mencionadas. El llamado "pozo rico" al oeste de la labor 1 se encuentra actualmente extraído en su casi totalidad, pero según Sister y Jutoran (1955) contenía una alta concentración de scheelita. En algunos segregados silíceos incluídos en facies calcosilicáticas se observan cristales de scheelita de mayor tamaño (hasta 1cm) que se destacan de los demás que son de grano muy fino.

En la época de la explotación, las dos lentes de mayor longitud de mina La Esperanza, la que es seguida por la labor 1 y la labor llamada "avance" recibieron la denominación de veta de la Vaca Muerta y de los Chilenos (ver corte según Sister y Jutoran 1955 en Fig. IV-48). La pirita suele acompañar a la scheelita con cierta abundancia.

Según Martínez Ferrer (1946) los primeros trabajos comenzaron en 1943, habiéndose instalado inmediatamente una planta de concentración sobre el arroyo Altautina (ver ubicación en Fig. IV-47). Las actividades de extracción comenzaron su decadencia abrupta alrededor de 1954. El laboreo desarrollado consistió en numerosos rajos y trincheras de escasas dimensiones a cielo abierto.

En la mina Chichita se practicaron unos 60 m de labores subterráneas, actualmente accesibles en algunos tramos iniciales pues luego están inundadas y también algunas estocadas de reconocimiento ante afloramientos de delgadas lentes calcosilicáticas. En la mina Esperanza además de similares trabajos a cielo abierto se destacan los trabajos subterráneos de la labor "avance", sobreveta y posee 60 m de longitud; la denominada labor 2 tiene unos 45 m y es una labor cortaveta; la labor 1 es actualmente inaccesible y fue desarrollada sobreveta. El "pozo rico", al oeste de la labor 1 se desarrolló a modo de cantera, por sus dimensiones Sister y Jutoran (1955) dedujeron un espesor probable para esa lente de unos 15 metros.

Técnicos del Banco Industrial realizaron en 1954 muestreo de "veta" y sobre unas 10 toneladas de mineral en cancha que les permitió calcular una ley media de 0,5 % en WO_3 (en Sister y Jutoran 1955). El titular de las concesiones durante su explotación fue el grupo minero "Canteras y Minas San Carlos" el que según la evaluación de los autores antes mencionados realizó una importante inversión en maquinarias, campamento y planta de tratamiento sin haber previsto los cálculos de reserva que resultaron finalmente escasos.

2. Canteras María Teresa y La Compañía

Estas canteras se ubican unos 800 m al este de la localidad de Altautina, sobre la quebrada del arroyo homónimo. Se trata de canteras explotadas por mármol que durante un corto período fueron explotadas por scheelita. Estas canteras corresponden a una misma lente caliza que se encuentra separada por la falla que corre por la quebrada del arroyo Altautina (Fig. IV-1).

En este lugar dentro de los esquistos migmáticos se intercala una potente lente de mármol. La caja oriental de la lente son esquistos biotíticos migmáticos, en tanto en la caja occidental se observa un nivel de metacuarcitas micáceas gris amarillentas que alcanzan unos 10 m de espesor. Hacia el este afloran, concordantemente con las metamorfitas, filones pegmatoideos de unos 5 m de potencia y largo recorrido.

En los contactos de esta potente lente carbonática con los esquistos y metamorfitas se desarrolló un borde de "skarn de reacción" cuyo espesor medio es de 1 metro. Este borde presenta pasajes transicionales tanto a los mármoles como a los esquistos. La facies en contacto transicional con los mármoles corresponde a rocas calcosilicáticas (tipo 2) de color verdosa amarillenta muy clara en la que abundan los carbonatos (60-70%) por sobre tremolita-actinolita, como accesorios epidoto/clinozoisita, diópsido, titanita, cuarzo. En pasaje gradual desde la anterior, y hacia los esquistos, la facies corresponde a rocas calcosilicáticas (1b) de color verde claro, maciza,

compuesta esencialmente por tremolita/actinolita, menos diópsido y epidoto/clinozoisita, con accesorios de titanita, cuarzo y feldespatos.

Tal como se aprecia en la foto de la figura IV-52 y en el perfil litológico esquemático de la figura IV-51, en la caja oriental de la lente carbonática las facies calcosilicáticas han sufrido un "boudinage" producto de una deformación previa E-O y una posterior NNO.

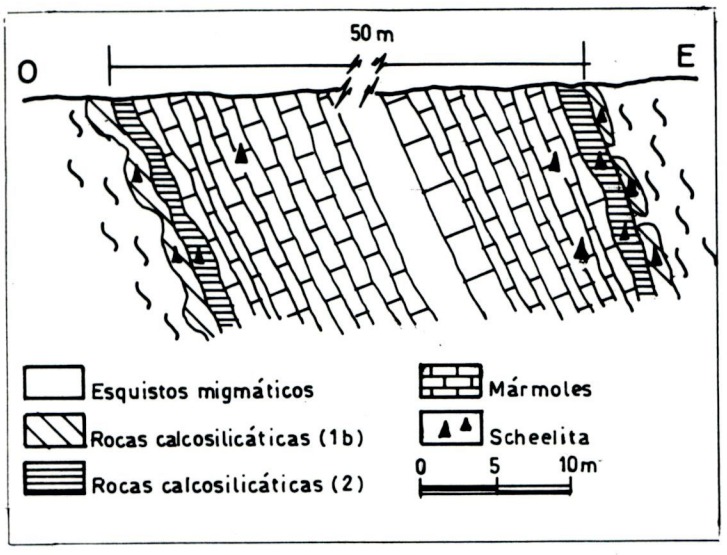


Figura IV-51. Perfil litológico de la cantera María Teresa y distribución de la mineralización scheelítica

El mármol de la lente no es homogéneo en los 50 metros de espesor que ofrece en la cantera María Teresa. El tono general de la caliza cristalina es blanco a blanco grisáceo, con zonas de tonos ligeramente amarillentos. En el centro de la lente son pocas las impurezas mineralógicas que contiene, algo de flogopita y clorita. Hacia los bordes se incrementa la observación a simple vista de inclusiones de cristales prismáticos blancos de hasta 1 cm, que corresponden a tremolita y microscópicamente se observaron como accesorios mas minoritarios aún , clorita y flogopita. Como ya se mencionara, hacia ambos bordes se observa el desarrollo de un borde calcosilicático.

Actualmente la acumulación de bloques abandonados de la explotación impide la observación en profundidad de la morfología de esta lente. Martínez Ferrer (1946) señala que la misma se acuña sensiblemente a los 46 m de profundidad. En la foliación interna del paquete de mármoles no se observan alteraciones en la inclinación, la que es permanente hacia el este con un alto ángulo. En el sentido del rumbo, la porción de la lente que constituye la cantera María Teresa tiene una longitud de 200 metros.

La escasa scheelita observada, de tamaño muy fino (1 a 3 mm), se distribuye de manera diseminada en mayor proporción entre las litologías calcosilicáticas y erráticamente dentro de los mármoles. El borde oriental de la lente presenta una mayor cantidad de diseminación que el occidental. Dentro de las rocas calcosilicáticas también existe algo de pirita fina diseminada.

La cantera La Compañía ofrece una situación similar pero su espesor sólo llega a unos 20 metros y la presencia de scheelita es mas escasa aún.

El mármol más puro se explotó para su uso como molido en construcción, en tanto los sectores menos puros para la fabricación de cal que se quemaba en los hornos que se encuentrran a 300 m de la cantera. Esta actividad, según refieren los lugareños, fue abandonada en los años 60. La actividad minera para extracción de scheelita se desarrolló durante 6 meses a partir de finales de 1941 a cargo de la empresa Alvarado Cano & Cia. En el borde occidental de la cantera María Teresa se efectuaron algunas galerías, pozos y dos socavones que actualmente están cubiertos por los bloques abandonados en la cantera. A escasos metros de la cantera y sobre el arroyo Alatautina se había montado una planta de concentración. En las siguientes figuras se pueden observar algunos aspectos de estas canteras.



Figura IV-52. Cantera María Teresa. Borde oriental calco-silicático con abundante "boudinage"



Figura IV-53. Imagen de la cantera María Teresa en momentos de su mayor actividad. (foto Olsacher 1941, en Sister y Jutoran 1955)



Figura IV-54. Imagen actual de la cantera María Teresa con el borde calcosilicático oriental.

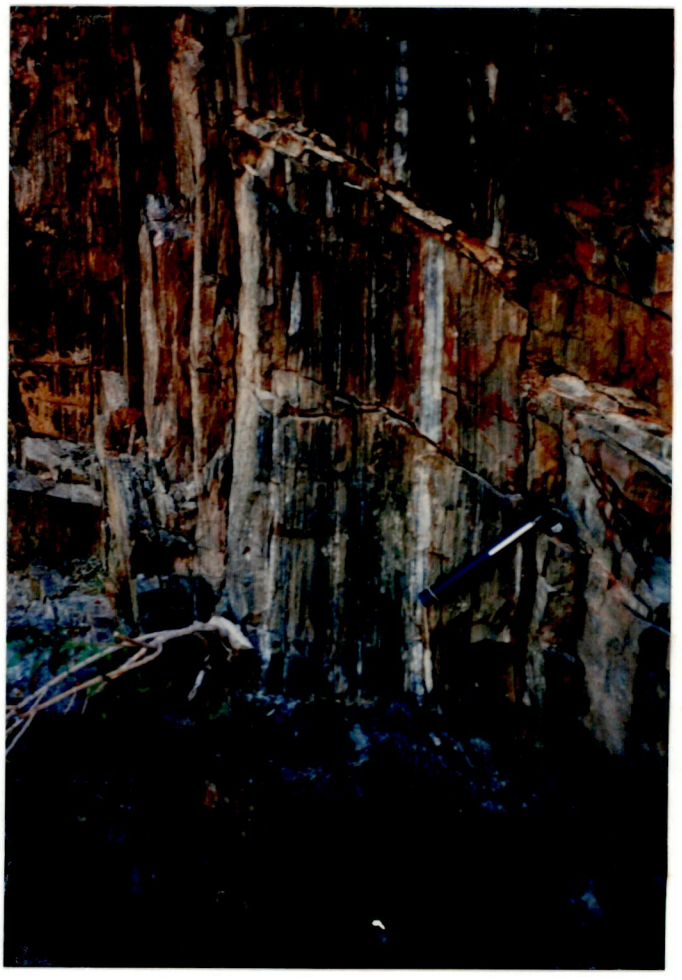


Figura IV-55. Metacuarcitas con segregados silíceos paralelos a la folicación en la caja occidental de la cantera María Teresa.



Figura IV-56. Hornos de cal abandonados en las inmediaciones de la cantera María Teresa.

3. Cantera La Legal

Se trata ésta de la siguiente lente de mármol que se localiza unos 900 m al sur de la cantera María Teresa. Se accede a la misma por el antiguo camino minero que conducía al grupo Las Ensenadas cuando el mismo remonta las porciones más elevadas de la escarpa de la falla de Altautina. La foto de la figura IV-57 muestra gran parte de esta lente calcárea, estando su porción oriental cubierta por la vegetación. En la figura IV-58 se presenta un esquema de la deformación en la sección que expone la figura IV-57.



Figura IV-57. Cantera La Legal. Ala este del sinclinal (izquierda) tapado por la vegetación.

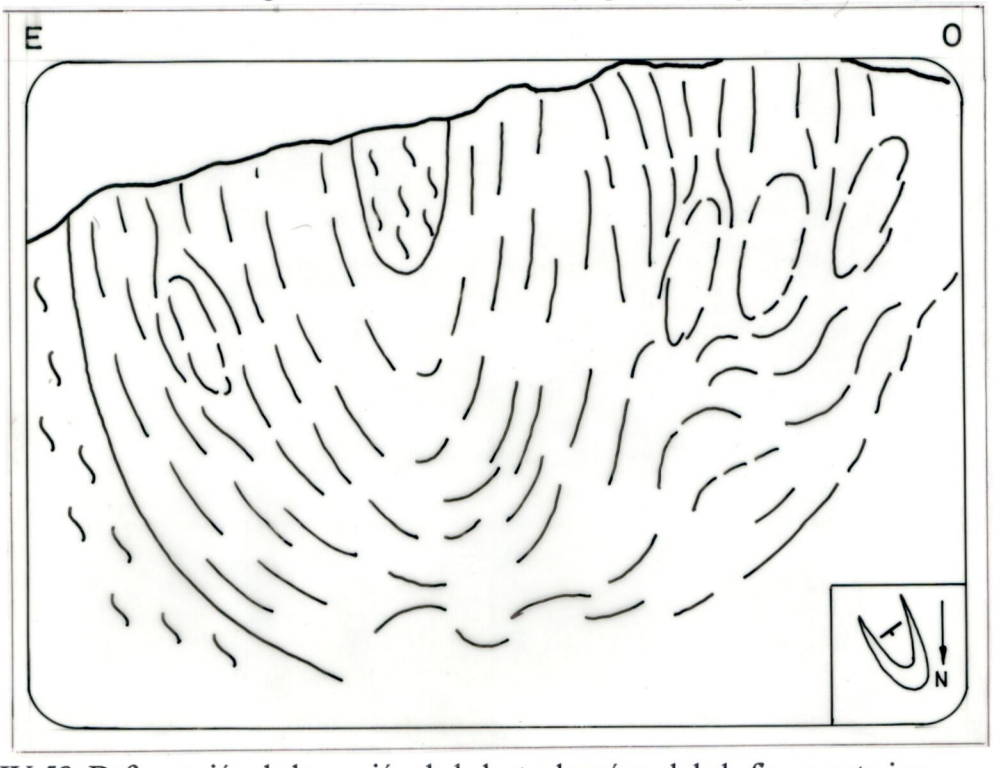


Figura IV-58. Deformación de la sección de la lente de mármol de la figura anterior.

Esta lente de unos 30 m de espesor máximo consiste en un sinclinal apretado que ha generado la duplicación de su espesor original. Este sinclinal tiene su eje en dirección N340° con buzamiento al norte. Hacia el sur, y paralelamente al rumbo señalado, la lente se desmembra en dos brazos que en planta describen una cerrada "media luna" (recuadro inferior en Fig. IV-58).

La cantera, y la quebrada paralela a ella, han producido un corte a la altura de la "nariz" de esta estructura. Las figuras IV-57 y IV-58 muestran los grandes bloques producidos por "boudinage" dentro de la lente, en ambas alas del sinclinal. De ello resulta la interpretación de un previo plegamiento con eje de rumbo aproximado E-O que luego fue afectado por la deformación de dirección NNO generándose así esta estructura de interferencia.

En las dos alas del sinclinal los mármoles toman contacto con esquistos migmáticos biotíticos que por sectores son turmalínicos (Fig. IV-60). El desarrollo de un borde calcosilicático está presente aquí también con predominio de las facies carbonática-tremolítica, blanco grisácea (tipo 2), y lentejones subordinados de la facies verde clara maciza de composición dominante tremolítica (tipo 1b). Estas facies presentan las habituales transiciones de unas a otras y se les observa un cierto grado de "budinamiento" que no ha llegado a fragmentarlas.

En el ala este del sinclinal se observaron algunas lentes de biotititas flogopíticas epidóticas. El mármol corresponde a una caliza cristalina magnesiana que presenta abundantes impurezas de tremolita en su composición mineral.

Una situación destacable en esta lente se observa en el ala este del sinclinal (Fig. IV-59) donde se intercalan entre las calizas cristalinas un nivele estratiforme (20 a 40 cm de espesor), y otro en parte anastomosado, de una turmalinita que resalta claramente por su contraste de color. Esta litología fue ampliamente descripta en el capítulo Petrología y se presenta aquí con su típico grano muy fino, color gris oscuro-negro, mate. No se observa acompañamiento de cuarzo, mineral éste que es un constituyente muy minoritario, con grano muy fino, de la roca.

Como en el caso anterior esta cantera fue explotada para la extracción de caliza cristalina para su uso en construcción. Sin embargo, la presencia de escasa scheelita generó alguna actividad exploratoria a través de cortas estocadas en el ala oriental.

La scheelita fue observada solamente en el ala este del sinclinal (Fig. IV-60), diseminada en las facies calcosilicáticas y en la biotitita flogopítica. La diseminación es escasa, en cristales muy pequeños que rara vez alcanzan los 2 mm.

No se han hallado registros sobre la explotación por scheelita. Según permite evaluar el laboreo existente, no se avanzó mas allá de una etapa preliminar exploratoria.



Figura IV-59. Ala oriental del sinclinal en la cantera La Legal. A la derecha se observan intercalaciones estratiformes de turmalinita, en parte anastomosadas.

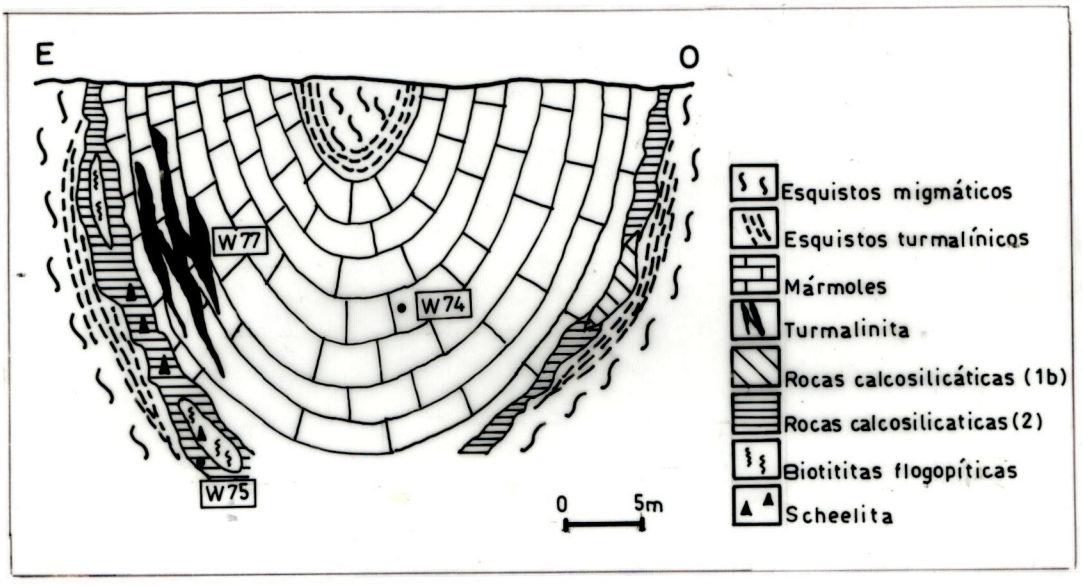


Figura IV-60. Corte esquemático señalando las facies petrológicas y distribución de scheelita en la cantera La Legal.

4. Canteras y minas La Totito y La Hilda

En similar posición geológica y siguiendo esta corrida de lentes de calizas cristalinas hacia el sur, se hallan las pequeñas canteras La Totito y La Hilda distanciadas un kilómetro entre sí (Fig. IV-1). La primera de ellas está ubicada 2 km al sur de la cantera María Teresa. El acceso a ambas se puede realizar por la huella que corre por el bloque inferior de la falla de Altautina y paralela a ella. Varias son las quebradas que seccionan la sierra en sentido este-oeste, por una de ellas se alcanza la cantera Totito y más al sur otra mas pequeña, próxima a la quebrada de las Piedras Blancas, da ingreso a La Hilda.

En ambos casos se trata de explotaciones de calizas cristalinas que en época del auge minero por el wolframio fueron exploradas por tal elemento. Se practicaron algunas labores subterráneas y una reducida corta explotación. La scheelita fue hallada en igual situación en relación a las lentes de mármol, esto es dentro de las facies anfibolíticas y calcosilicáticas que se encuentran en los bordes de las mismas.

La cantera La Totito corresponde a una lente de mármol que tiene una potencia máxima de 20 metros intercalada concordantemente entre esquistos migmáticos con rumbo N340° e inclinación 80°E que se encuentra al norte de la quebrada por la que se ingresa. A lo largo del rumbo, y hacia el sur, la lente ha sido erosionada por la quebrada que da acceso a la cantera. Al sur de dicha quebrada la lente tiene sólo 8 metros para disminuir hasta 2 metros. Es en este sector sur de la lente donde la presencia de scheelita es más abundante. Al norte de la quebrada se ha practicado un pequeño túnel siguiendo los bordes de la lente de mármol, pero de escaso recorrido. Al sur de la quebrada se encuentran otras dos pequeñas galerías distanciadas unos 20 metros. Cada una de ellas sigue el rumbo de dos lentes menores (1, 5 a 2 m de espesor) que son la expresión más austral de la lente La Totito donde el mármol ya no existe más que como pequeñísimos relictos. La labor más oriental es la más importante con un recorrido de unos 40 metros.

La secuencia portadora de scheelita en la mina La Totito posee rumbo N350° y buzamiento 65°E en ambas lentes. En el piso se encuentra una anfibolita verde oscura, finamente bandeada, que no se observa en la cantera La Totito, denotando su carácter lenticular, su espesor llega a 1 metro. Por encima se produce un pasaje algo transicional hacia una roca clacosilicática tremolítica de color verde claro, maciza, en la cual se intercalan importantes lentes de otra roca más clara de similar composición pero con una mayor abundancia de carbonatos (50-60%). Se trata de los tipos denominados 1b y 2. También se observan "lentejones" de biotitita flogopítica epidótica con turmalina. La scheelita, de grano muy fino, se encuentra diseminada en las facies calcosilicáticas, en la biotitita y en menor cantidad en la anfibolita del piso. Dentro de este conjunto se observa cierta abundancia de segregados silíceos que suelen contener scheelita. Un carácter remarcable en este sitio resulta la abundante cantidad de fluorita de grano fino (0,2 a 0,5 cm), de color violáceo muy claro a blanco que se encuentra diseminada en las facies calcosilicáticas que contienen la scheelita. Algo de pirita acompaña la scheelita y fluorita. Según Martínez Ferrer (1946) estas labores se ejecutaron durante 1942 y en 1943 la empresa Alvarado y Cano comenzó la explotación que fue abandonada hacia 1946. De acuerdo al mismo autor se extrajeron algunas toneladas de mineral concentrado con leyes de 1 a 1,5% de scheelita.

En La Hilda la lente de mármol tiene 70 metros de longitud con igual rumbo que la anterior pero su potencia máxima es de 8 metros. Se desarrollaron dos túneles donde esta lente ha disminuído su espesor a 1 m y la composición es netamente calcosilicática. Estas labores se encuentran derrumbadas. La secuencia que se ha podido reconstruir muestra tanto en el piso como

techo esquistos turmalínicos epidóticos con presencia de finas guías de pirita y muy minoritaria calcopirita. La facies calcosilicática está aquí integrada por el tipo tremolítico de color verde claro y maciza. En esta roca abunda el epidoto/clinozoisita, diópsido y como minoritarios flogopita y calcita; algunos lentejones de biotitita flogopítica se intercalan en esta facies calcosilicática. Esta biotitita posee altos contenidos de epidoto y turmalina y finas guías o diseminación de pirita, calcopirita y blenda. El espesor antes mencionado no es constante, fluctuando entre 0,60 y 1 metro. La scheelita se observa diseminada, en menor densidad que en La Totito, entre la roca calcosilicática y la biotitita. Erráticamente se reconocieron algunas "chispas" de scheelita entre los esquistos turmalínicos de las cajas. Martínez Ferrer (1946) señala que las leyes obtenidas fueron de 0,5 a 1 % de scheelita. La misma empresa que realizó la explotación en La Totito tuvo a su cargo esta mina. El material de ambas era tratado para su concentración en la planta ubicada sobre el arroyo Altautina.

5. Mina 7 Hermanos

Desde las canteras antes descriptas, la corrida de lentes de mármol continúa hacia el sur con expresiones de menor volumen que saltuariamente han sido objeto de pequeños trabajos en canteras (Fig. IV-1). Unos 12 km al SE de la localidad de Altautina, sobre la escarpa de la falla de Altautina, se encuentra esta pequeña manifestación scheelítica. Se ingresa a esta zona por el "camino de la costa" desde el paraje Boca de Río ubicado al sur.

A esta altura se reconocen niveles lensoidales de composición calcosilicática sin relictos de mármol asociados a los mismos. Estos niveles no superan los 60 cm de espesor. Se ubican concordantemente entre los esquistos migmáticos biotíticos del área con rumbo N350° y buzamiento 55° al este. A medida que se comienza a ascender la escarpa de falla se encuentra primero, y a unos 30 m del bloque inferior, un nivel de anfibolita (tipo 2) verde oscura con pasaje transicional hacia el este a una roca clacosilicática bandeada que contiene hornblenda, tremolita, diópsido y epidoto/clinozoisita. Este conjunto posee 60 cm de espesor y su recorrido según el rumbo es de 30 metros. Existe una pequeña estocada de 5 metros de largo (mina Saba ?).

Ascendiendo por la escarpa de falla unos 60 m sobre el nivel del valle lindante al oeste, se encuentra el afloramiento y "destape" de dos delgados niveles anfibolíticos y calcosilicáticos que corresponden a la mina 7 Hermanos. Un reconocimiento de superficie permite observar la continuidad de los mismos por unos 200 metros. El laboreo desarrollado en esta mina consiste en un rajo cortaveta de 10 m que conecta con otro sobreveta. El rajo sobreveta tiene una longitud de 25 m y hacia el sur continua en un chiflón inundado. El rajo sobreveta expone una secuencia de 4 m de potencia en la que se observan dos niveles, de 60 y 50 cm de espesor, intercalados entre esquistos migmáticos con alto contenido de epidoto/clinozoisita, finas venillas de calcita y segregados silíceos. Los niveles calcosilicáticos corresponden a una roca verde con grosero bandeamiento que mineralógicamente se componen por hornblenda, escasa tremolita, prehenita, calcita, titanita, flogopita. Las bandas de color verde claro contienen dominantemente epidoto/clinozoisita. El examen con luz UV sólo permitió la observación de esporádicos granos muy finos (0.5 a 1 mm) de scheelita en la roca calcosilicática. No se ha encontrado información que documente si en el sector achiflonado, actualmente inundado, la presencia de scheelita fue de mayor concentración. Sin embargo, las referencias de Martínez Ferrer (1946) indican que la explotación se inició en 1939 y al año 1946 ya estaba abandonada, señalando que la producción "ascendió a pocas toneladas de mineral".

6. Manifestación Pampa de Cóndor Huasi

La manifestación ubicada en de la denominada Pampa de Cóndor Huasi podría corresponder a la mina Don Ramón (?, Fig. IV-1), según el catastro minero. Se localiza unos 1500 m al SO de la mina 7 Hermanos, en el bloque inferior de la falla de Altautina.

En este sector, cubierto por relleno moderno, se han realizado dos pozos elongados en dirección NNO. Uno de ellos de 20 m de longitud y el otro de 8 metros. Ambos pozos se distancian unos 150 m uno de otro, en el sentido del rumbo señalado En ambos casos la profundidad de la excavación no superó los 3 metros de profundidad, y los 3 a 6 metros de ancho respectivamente. Estos laboreos destaparon, luego de una cobertura delgada de relleno moderno, la presencia de lentes -de menores dimensiones que las excavaciones- de una litología calcosilicática consistente en una cuarcita epidótica con abundancia de titanita de 30 cm de espesor a la que le sigue, en pasaje transicional hacia el este, una roca verdosa maciza. Esta última presenta un espesor fluctuante entre 20 y 40 cm y está compuesta por tremolita, diópsido y epidoto/clinozoisita, con presencia minoritaria de calcita. En un detenido examen con luz UV se observaron dos "chispas" de scheelita contenidas en la roca verdosa maciza. Las cajas de este conjunto están cosntituídas por esquistos biotíticos migmáticos con abundantes segregados silíceos que ponen de manifiesto un profuso microplegamiento de escala decimétrica.

Los esquistos de las cajas de esta lente calcosilicática poseen una grado de cristalización en sus componentes, especialmente los micáceos, que no corresponde con el que se presenta en los llamados "Esquistos de Altautina" que integran el bloque inferior de la falla. Es por ello que esta reducida exposición deja en dudas su posición geológica, no descartándose que se trate de un bloque caído de la porción de basamento metamórfico que integra la sierra de Altautina. La cubierta moderna y el monte espeso que abundan en esta zona baja han impedido el establecimiento de relaciones más claras de las facies calcosilicáticas con su entorno en el bloque inferior de la falla de Altautina.

7. Cantera Noguerol

En la porción más austral de la sierra de Altautina, próxima al dique compensador del Dique La Viña, existen una serie de lentes de mármol que se extienden por unos 1000 m en el flanco occidental de la sierra. Entre ellas se seleccionó para su estudio la llamada cantera Noguerol por presentar el frente de explotación más amplio y consecuentemente una mejor exposición de la secuencia.

Esta cantera se ubica sobre la escarpa de la falla de Altautina a unos 100 m sobre el nivel del valle lindante al oeste. Desde el paraje llamado Boca de Río se posiciona unos 1500 m al NO. Esta cantera abandonada expone una lente de mármol de 8 m de potencia con rumbo N350° y buzamiento 60°E, intercalada entre esquistos biotíticos migmáticos.

En el espesor mencionado la lente manifiesta gran heterogeneidad, el mármol presenta sectores de alta pureza que transicionalmente pasan hacia niveles de una caliza cristalina con alto contenido de tremolita y luego a una roca suavemente verdosa que corresponde a una facies calcosilicática integrada por tremolita, diópsido, flogopita, biotita, epidoto y turmalina. En los 8 metros de espesor de la lente se destacan 3 intercalaciones concordantes de una roca oscura maciza de unos 20 cm de espesor. Esta roca corresponde a una biotitita flogopítica con abundante epidoto

y presencia de turmalina. Entre los niveles de biotitita señalados el mármol es más puro y blanco en las porciones centrales que quedan comprendidas, para luego ir pasando transicionalmente hacia las facies antes descriptas y la biotitita. El examen con luz UV sólo detectó algunas finas "chispas" de scheelita tanto en el mármol más puro como en las facies calcosilicáticas. Esta cantera no fue explorada ni explotada por scheelita.

8. Grupo E de depósitos de scheelita: síntesis.

Resulta evidente, a través de la actividad que se desarrolló en su momento, que este grupo de depósitos fue el de menor significado económico desde el punto de vista del wolframio. La mayor potencia de las lentes de mármol favoreció su explotación como material de construcción.

El desarrollo de facies anfibolíticas y calcosilicáticas en relación a cuerpos calizos tiene un menor volumen que en los demás grupos ya tratados anteriormente. Como carácter diferencial debe mencionarse que la presencia de anfibolitas en este sector es absolutamente errática, siendo más frecuentes las biotititas flogopíticas asociadas a las facies calcosilicáticas. Otro elemento destacable es que en este sector se encuentran claramente expuestas los únicos niveles de turmalinitas intercalados entre mármoles (cantera La Legal) sin presentar relación alguna con venas, filones o mantos de cuarzo.

No obstante el escaso potencial económico para el wolframio que pareciera ofrecer este sector, la presencia de scheelita en -o en relación- a las lentes de mármol y facies calcosilicáticas es constante aunque sólo se trate de erráticas "chispas".

SINTESIS DESCRIPTIVA DE LOS DEPÓSITOS Y MANIFESTACIONES ESTUDIADOS

En las páginas siguientes se puede encontrar una síntesis descriptiva, en cuadros, de los grupos de mineralizaciones que se han presentado previamente.

En los cuadros se mantiene el agrupamiento adoptado en este capítulo. La enumeración de minerales sigue el orden decreciente de sus abundancias relativas. Se han colocado entre paréntesis los minerales que se hallan de manera accesoria o esporádica.

Las abreviaturas que se utilizan se aclaran a continuación: -roca calcosilicática (calcos); -flogopítica (flogo.); -esquistos turmalínicos (esq. turmal.); -cuarzo (qz); -pirita (py); -calcopirita (cpy); -esfalerita (sf); -hidrogrossularia (hidrogross.).

Los tamaños de grano señalados para la mineralización de wolframio corresponden a la siguiente equivalencia:
-chispas = < 30 micrones
-muy fina - fina = entre 50 y 500 micrones
-medio = 500 micrones a 5 milímetros
-grueso = 5 milímetros a 1 centímetro
-muy grueso = > 1 centímetro

Minerales oxidados de woframio

En los cuadros que siguen no se ha incluído la existencia de mineralización oxidada de wolframio dado el muy escaso desarrollo de estas especies.

Se realizaron numerosos estudios por difracción de rayos X sobre material colectado en las distintas manifestaciones que presentaba propiedades afines a las de los óxidos de tungsteno, tales como aspecto pulverulento y colores ocráceos, blanco, blanco amarillentos, amarillo, verdosos, gris verdoso. La mayoría de los estudios determinaron conjuntos de "ocres limoníticos" y smectitas. En tres muestras de las minas El Salto, La Carlota y La Toyita se halló tungstita ($WO_3.H_2O$) en material de color amarillento y ferritungstita ($|W,Fe|\ |O,\ OH|_3$) amarillento verdoso. La oxidación de los minerales de wolframio ha sido muy escasa en este distrito.

Depósito ó manifestación	Morfología del dep.; control de la misma; extensión y potencia media reconocidas.	Salbandas del dep. c/ "jaboncillo limonítico".	Mineralización.	Tamaño de grano de la mineral. de W	Litología portadora de la mineraliz.. de W	Presencia de biotitita flogopítica.	Presencia de lentes de mármol.	Litologías especiales asociadas.	Indicadores de acción hidrotermal póstuma.	Leyes, reservas, producción.
GRUPO A										
San Ignacio	-"manto" subconcordante. --en fallas ? o movimiento posterior ? -600 m /30 cm	10-15 cm, con fragmentos de "manto"	wolframita-scheelita diseminadas (py,bismutina)	medio a grueso	cuarzo lechoso grueso con "nidos" de biotita flogopítica	en "nidos", con turmalina	___	___	___	1939-45 = 146.126 Kg concentrado c/ 65 % WO_3
GRUPO B										
Sta.Bárbara, S.J.Bosco, Hércules, Dita, La Rubia, Valeria	-"manto" de qz concordante, c/ "caballos" y "lentejones" en salbandas de biotitita flogopítica. -en falla ? o movimiento posterior ? -1800 m c/ interrupciones / 80 cm	2-5 cm, c/ fragmentos de "manto"	scheelita (py, cpy, min. de Bi?, molibdenita?, fluorita?)	fino a grueso	-qz lechoso e hialino c/ turmalina, -biotitita flogopítica	-c/turmal. + py -c/turmal. + epidoto + calcita (en Valeria)	___	calcosilicat 1c en caja occ. de Valeria	___	S.J.Bosco: -ley 0.57-1.40 % WO_3 -Reserv. medidas: 7.365 t -Reserv. probable: 24983 t (Sister y Jutorán, 1955)
La Toyita	ídem ↑ -100 m/ 80 cm	ídem ↑	scheelita (py)	heterogéneo, medio a grueso	-qz lechoso grueso c/ turmalina, -biotitita flogopítica de salbandas.	-c/turmalina + epidoto	___	anfibolita 2 + calcos.1b en caja de un extremo del manto	___	___

Depósito ó manifestación	Morfología del dep.; control de la misma; extensión y potencia media reconocidas	Salbandas del dep. c/ "jaboncillo limonítico".	Mineralización.	Tamaño de grano de la mineral. de W	Litología portadora de la mineraliz.. de W	Presencia de biotitita flogopítica.	Presencia de lentes de mármol.	Litologías especiales asociadas.	Indicadores de acción hidrotermal póstuma.	Leyes, reservas, producción.
GRUPOC El Misterio	-lensoidal, controlada por deformación, -800 m muy saltuaria/50cm	____	scheelita (py)	fino, esporádicamente muy grueso	-calcos 1a -calcos 1b -anfibolita 2 -segregados silíceos en calcos. y anfibol. -mármol	____	varias menores y una de 10 m de espesor	____	____	1941-46 = 3,5 t de concentrado c/ 0,5% WO_3
San José y La Gringa	-lensoidal, controlada por deformación, -600 m saltuaria/60 cm	____	scheelita (py)	muy fino a fino	-calcos. 1a -calcos 1b -anfibolita 2 -segregados silíceos -mármol	____	varias menores y dos de 8 y 15 m de espesor	esq. turmal.	-"reventones de cristales" de qz, hidrogrossul., epidoto, calcita, ?	-1942-46 = 800 t de broza -concentrados c/ 0,6-1,2% scheelita (Martínez Ferrer 1946)
La Carlota	-lensoidal, controlada por deformación -300 m, saltuaria/70 cm	3-5 cm, c/ fragmentos de calcos.	scheelita (py, cpy?)	medio a grueso, c/ "ojos" de 1,5 cm	-calcos. 1b -calcos. 2 -biotitita flogo. -cuarcita epidótica -esq. turmal.	biotitita "normal"	escasas, c/espesores máx. de 30 cm.	esq. turmal.	-"reventones de cristales" de qz, hidrogrossul., epidoto, calcita, ? -biotita neoformada en esq. de cajas ?	1943 = 1700 Kg/mes c/ 0,5-1% scheelita (Martínez Ferrer, 1946)
La Extremeña y La Pilila	-lensoidal, controlada por deformación -350 m, muy saltuaria/40 cm	____	scheelita	medio, esporádicamente grueso	-calcos 1b -anfibolita 2	____	algunas mayores en La Extremeña con 20 m espesor	____	____	____

Depósito ó manifestación	Morfología del dep.; control de la misma; extensión y potencia media reconocidas	Salbandas del dep. c/ "jaboncillo limonítico".	Mineralización.	Tamaño de grano de la mineral. de W	Litología portadora de la mineraliz.. de W	Presencia de biotitita flogopítica.	Presencia de lentes de mármol.	Litologías especiales asociadas.	Indicadores de acción hidrotermal póstuma.	Leyes, reservas, producción.
GRUPO D										
El Salto	-lensoidal, controlada por deformación -900 m, saltuaria/ 1 m	___	scheelita, py, (cpy, sf, fluorita, min. de Bi ?)	medio, esporádicamente muy grueso	-calcos 1b -biotitita flogo. -calcos 1a -calcos 2 -mármol -"coticule"	c/epidoto	varias de espesores variables	-metacuarcita epidótica -esq. turmal. -"coticule"	-"reventones de cristales" de qz, hidrogrossul., epidoto, calcita, fluorita. ?	-Ley: 1% WO_3 -1942-46 = 82632 Kg de concentrado c/ 65-71% WO_3 (Oliveri et al. 1953)
Guasito	-lensoidal, controlada por deformación -? /20 cm	___	scheelita	muy fina	-anfibolita 2	___	___	esq. turmal.	___	___
GRUPO E										
Las Ensenadas	-lensoidal, controlada por deformación -1000m muy saltuaria / 30 cm	2-4 cm	scheelita (py)	fino, esporádicamente muy grueso en segregados silíceos	-calcos 1b -calcos 1a -calcos 2 -biotitita flogo. -anfibolita 2 -esq. turmal.	c/epidoto	menores, de escaso espesor	-esq. turmal. -"coticules"	___	Ley: 0,5 % WO_3 (Sister y Jutorán 1955)
María Teresa	-lensoidal, por pptación. 1aria + deformación -? / 60 cm	___	scheelita (py)	muy fino	-clacos 2 -calcos 1b -mármol	___	50 m espesor	___	___	___
La Legal	-lente, por pptación. 1aria plegada en sinclinal -? / 30 cm	___	scheelita	fino	-calcos 1b -calcos 2 -biotitita flogo.	c/epidoto	30 m espesor	-esq. turmal. -turmalinitas	___	___

Depósito ó manifestación	Morfología del dep., control de la misma, potencia media.	Salbandas del dep. c/ "jaboncillo limonítico".	Mineralización.	Tamaño de grano de la mineral. de W	Litología portadora de la mineraliz.. de W	Presencia de biotitita flogopítica.	Presencia de lentes de mármol.	Litologías especiales asociadas.	Indicadores de acción hidrotermal póstuma.	Leyes, reservas, producción.
GRUPO E (cont.)										
La Totito	-lensoidal, controlada por deformación -40 m/1m	____	scheelita (fluorita, py)	muy fino	-calcos 1b -calcos 2 -biotitita flogo. -anfibolita 2	c/epidoto y turmalina	20 m espesor	____	-fluorita ?	concentrado c/ 1-1,5% scheel (Martínez Ferrer 1946)
La Hilda	-lensoidal, controlada por deformación -? /70 cm	____	scheelita (py, cpy, sf)	muy fino	-calcos 1b -biotitita flogo.	c/epidoto y turmalina	8 m espesor	esq. turmal.	____	concentrado c/ 0,5-1% scheel (Martínez Ferrer 1946)
7 Hermanos	-lensoidal, controlada por deformación -200m, saltuaria/50 cm	____	scheelita	fino	-calcos 1a	____	____	____	____	____
Pampa de Cóndor Huasi	-? -20 cm	____	scheelita	"chispas"	-calcos 1b	____	____	____	____	____
Noguerol	-lensoidal, por pptación. 1aria y deformación -?	____	scheelita	"chispas"	-calcos 2 -calcos 1b	c/epidoto y turmalina	8 m espesor	____	____	____

Capítulo V
SCHEELITA: RELACIONES TEXTURALES Y COMPOSICIÓN QUÍMICA

CAPITULO V
SCHEELITA: RELACIONES TEXTURALES Y COMPOSICION QUÍMICA

La scheelita se presenta, en todos los depósitos estudiados, fundamentalmente diseminada en las diferentes litologías ya descriptas. Sin embargo, una diferencia entre la scheelita relacionada a niveles calcosilicáticos y la que se encuentra en los mantos de cuarzo-turmalina es el mayor tamaño promedio de los granos en las segundas. En cuanto al diseño de diseminación azarosa en las distintas litologías se verá a continuación que la misma suele tener algunas excepciones cuando la scheelita está alojada en metamorfitas en las cuales es frecuente observar "guías" cortas de scheelita alineadas de modo paralelo a la foliación principal de la roca.

La scheelita se ha observado en todos los depósitos con un color castaño-amarillento o "miel" muy claro, brillo vítreo, gran fragilidad y una dominante tendencia al desarrollo de cristales idiomorfos. El mayor de los cristales observado es una pirámide tetragonal, subhedral, de 4 centímetros, en la mina El Salto. La fluorescencia observada en la scheelita, con luz ultravioleta (onda corta y larga), emite un color blanco con un leve tinte azulado. En la mina Totito se observaron los únicos granos de scheelita con color de fluorescencia ligeramente amarillenta (ver mas adelante).

1. -LA SCHEELITA EN DEPÓSITOS RELACIONADOS A ROCAS CALCOSILICÁTICAS

Se ha estimado conveniente la ilustración fotográfica de los diferentes tipos que se consideran representativos de las observaciones realizadas la que permitirá además una mejor visualización de los tamaños de grano y desarrollo cristalino. Las imágenes fotográficas corresponden a muestras seleccionadas para representar las variaciones observadas.

En las anfibolitas 2 y rocas calcosilicáticas 1a, ambas rocas de coloración verde oscuro, la scheelita se presenta en tamaños mayores al que se observa en las rocas calcosilicáticas 1b. En las anfibolitas 2 su abundancia es menor y generalmente está acompañada de cristales cúbicos de pirita que alcanzan 0, 5 cm de lado. En la figura V-1 se observa una muestra de roca calcosilicática 1a (w56 mina El Salto, labor 2), con abundancia de hornblenda y epidoto-clinozoisita, tremolita-actinolita muy subordinada, y algunas finas segregaciones silíceas con suave tinción limonítica. La scheelita se alcanza a apreciar con un color blanco que resalta en la tonalidad oscura de la roca, con tamaños máximos de 3 milímetros. La figura V-2, fotografía con luz UV de la misma muestra, presenta con mayor claridad la disposición diseminada de los granos de scheelita, su heterogéneo tamaño -desde "chispas" de menos de 1 mm hasta granos de 3-4 mm-, en uno de los granos mayores la tendencia subidiomórfica y la ausencia de scheelita en los segregados silíceos. La figura V-3 corresponde a otra roca calcosilicática 1a (w342, mina La Esperanza, Grupo Las Ensenadas) de coloración verde oscura, con débil foliación, y una segregación silícea de 1,5 cm de espesor paralela a la foliación. La misma muestra iluminada con UV (Fig. V-4) muestra la diseminación de scheelita en granos de hasta 0,5 cm pero con tamaño muy heterogéneo y una cierta tendencia a disponerse paralelamente respecto de la foliación. Esta tendencia se define en una guía casi contínua y paralela a la foliación (nótese la ausencia de scheelita en el segregado silíceo de la porción inferior de la muestra).



Figura V-1- Roca calcosilicática 1a (w56, mina El Salto) con algunos segregados silíceos con tinción limonítica.



Figura V-2. Idem Fig. V-1, con UV. Diseminación de scheelita en granos de tamaño heterogéneos y ausencia de la misma en los segregados silíceos.



Figura V-3 . Roca calcosilicática 1a (w342, mina Esperanza) con débil foliación y segregación silícea paralela a la misma.



Figura V-4. Idem Fig. V-3 con UV. Diseminación y fina "guía" de scheelita dispuesta paralelamente a la foliación.

En las rocas calcosilicáticas 1b, de composición esencialmente tremolítica, coloración blanco verdoso muy claro y escaso desarrollo de foliación, la scheelita se presenta generalmente diseminada y con una tamaño de grano muy fino (desde "chispas" hasta 2-3 mm) como el se observa en la muestra de las figuras V-5 y V-6 perteneciente a la mina El Misterio. Frecuentemente los granos de scheelita en estas rocas se encuentran "aplastados" en el plano de la foiación (Fig. V-6). Excepcionalmente, estas rocas poseen scheelita diseminada en granos de mayor dimensión (hasta 0, 5 cm) coincidentemente con una recristalización de mayor tamaño de la masa tremolítica (Fig. V-7 y V-8, muestra w346, mina Totito). La scheeelita de mina Totito, en un sector de la misma, presenta una segunda generación de scheelita con fluorescencia amarillenta que se distribuye en los bordes de los cristales, preservando los centros un color de fluorescencia blanco azulado (Fig. V-8).

En los depósitos de scheelita en relación a rocas calcosilicáticas de la Sierra de Altautina los mayores desarrollos en el tamaño del mineral de wolframio se encuentran en las lentes o "lentejones" de biotititas flogopíticas o en los "reventones de cristales" que se desarrollan próximos a la zona de contacto con los mármoles. La muestra w47 de la mina El Salto (Fig.V-9) corresponde a una biotitita flogopítica epidótica con suave foliación en la cual la scheelita diseminada es de tamaño muy heterogéneo, alcanzando 1 centímetro en los granos mayores (Fig. V-10). La imagen obtenida con UV muestra una ligera deformación del grano de mayor tamaño siguiendo un plegamiento de la foliación. La muestra w419 (mina El Salto, labor 1) también pertenece a una biotitita flogopítica que, a diferencia de la anterior, posee segregaciones silíceas en una porción de la misma (Fig. V-11). La observación con UV (Fig. V-12) indica que los mayores cristales de scheelita se encuentran asociados al cuarzo, en tanto que en el resto de la roca la diseminación es muy fina.

Los "reventones de cristales" son ocasionales en la mina El Salto y algo más frecuentes en La Carlota. Están constituídos por calcita, epidoto, hidrogrossularia, cuarzo, ocasionalmente fluorita y scheelita. Las imagenes de las figuras V-13 y V-14 muestran una de estas asociaciones en la mina El Salto, con cuarzo, epidoto y scheelita en granos de aproximadamente 2 centímetros. Los granos de scheelita están intercrecidos en la masa de epidoto o en el contacto de la misma con cuarzo. En los "reventones" de la mina La Carlota la presencia de scheelita es muy escasa.



Figura V-5 . Roca calcosilicática 1b (mina El Misterio) de composición esencialmente tremolítica y débil foliación.



FiguraV-6. Idem Fig. V-5 con UV (muestra algo girada respecto a Fig. V-5). Diseminación de scheelita muy fina con algunos de sus granos "aplastados" en el plano de foliación (abajo a la derecha).



Figura V-7 . Roca calcosilicática 1b (mina Totito) de composición esencialmente tremolítica y maciza.

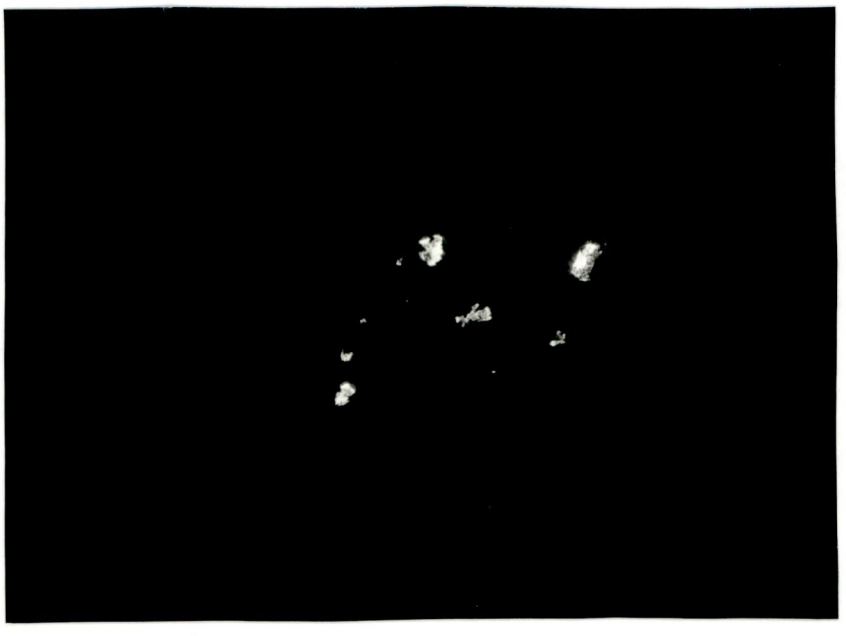


Figura V-8. Idem Fig. V-7 con UV. Diseminación de scheelita en granos gruesos. El cristal de scheelita que se observa arriba a la derecha muestra un borde con fluorescencia de color amarillo pálido en tanto el núcleo es blanco azulado. En los demás granos de scheelita la distribución de los dos colores de fluorescencia es irregular pero la fluorescencia amarilla permanece perimetral.



Figura V-9. Biotitita flogopítica epidótica (mina El Salto, gris muy oscuro = flogopita, gris medio = epidoto, gris claro = scheelita).

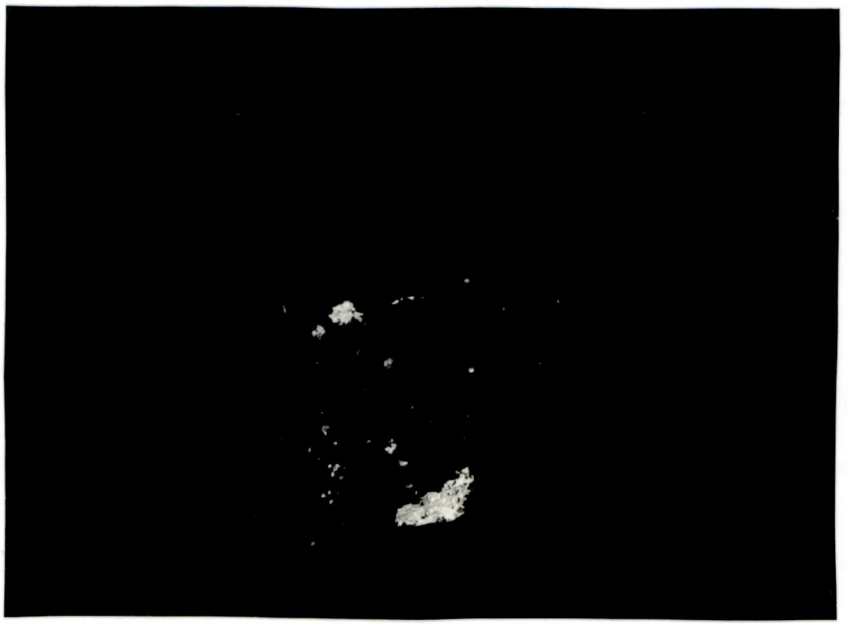


Figura V-10. Idem Fig. V-9 con UV. Diseminación de scheelita en granos de tamaño muy heterogéneo, el mayor de ellos (arriba a la izquierda) acompaña una suave flexura del plano de foliación.



Figura V-11. Biotitita flogopítica con venas silíceas (mina El Salto).



Figura V-12. Idem Fig. V-11 con UV. Diseminación de scheelita de grano heterogéneo con concentración de los mayores acompañando al cuarzo.



Figura V-13 . "Reventón de cristales" (mina El Salto) integrado por cuarzo, epidoto y scheelita.

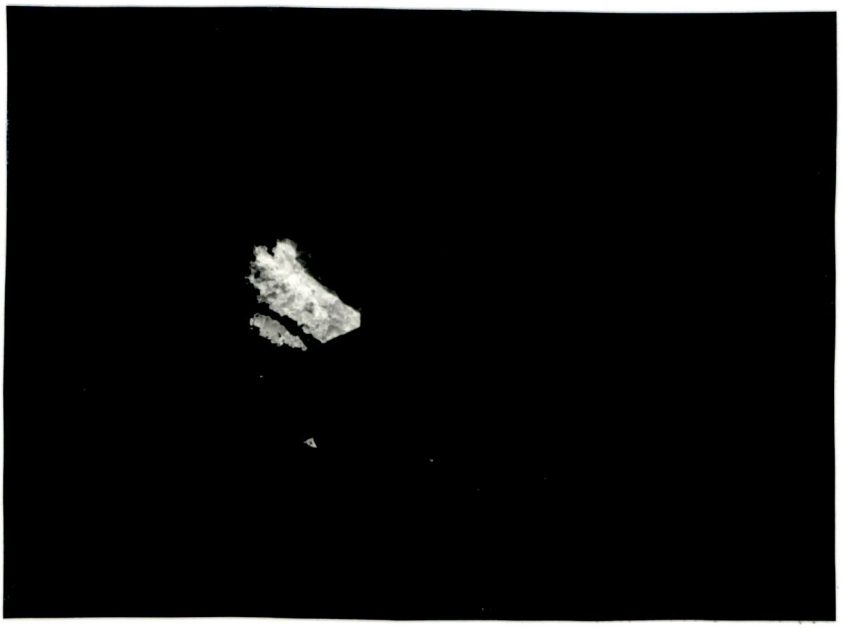


Figura V-14. Idem Fig. V-3 con UV. Cristales de scheelita entre la masa de epidoto o en el contacto de ésta con el cuarzo.

1.b- La scheelita a escala microscópica

La observación de la scheelita a escala microscópica, en los depósitos relacionados a rocas calcosilicáticas, indica que este mineral posee una fuerte tendencia automórfica. Respecto a su cristalización pareciera, en general, haber concluído en momentos post-cinemáticos con ocasional desarrollo de porfiroblastos poiquilíticos.

La deformación de cristales de scheelita que se observa macroscópicamente en ciertas muestras, a través de su elongación paralela a la foliación, microscópicamente se registra en la abundante fracturación de este mineral tan frágil. No se han observado relaciones de reeemplazo respecto de ningún mineral. En las metacuarcitas epidóticas -calcosilicática tipo 3- de la mina El Salto se encuentra una escasa diseminación de scheelita, la cristalización de este mineral parece haber tenido lugar previa o simultánemante con los porfiroblastos de epidoto/clinozoisita (Fig. V-15 y V-16). Similar relación se observa respecto de los granates spessartíticos de las "coticules", de la misma mina, donde algunos granos de scheelita parecieran estar "envueltos" por el granate (Fig. V-17 y V-18). En las anfibolitas tipo b y rocas calcosilicáticas la scheelita se encuentra como porfiroblastos, a veces poiquilíticos, de variable idiomorfismo y fracturación (Fig. V-19, V-20, V-21). En las biotititas flogopíticas epidóticas también se observa como porfiroblastos automorfos, generalmente poiquilíticos, de cristalización postcinemática. En esta litología, al igual que en las metacuarcitas epidóticas y "coticules", la cristalización de la scheelita se sugiere como previa o simultánea con la de los porfiroblastos de epidoto/clinozoisita y/o granate (Fig. V-22, V-23, V-24) y producto por lo menos del último pico metamórfico.

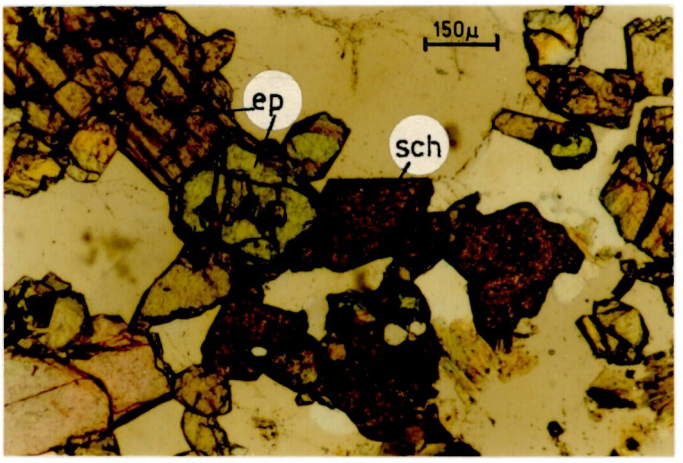


Figura V-15. Micrografía, Nic ||. Metacuarcita epidótica (mina El Salto con porfiroblastos de epidoto y scheelita. Scheelita automorfa, en parte poiquilítica. Cuarzo.

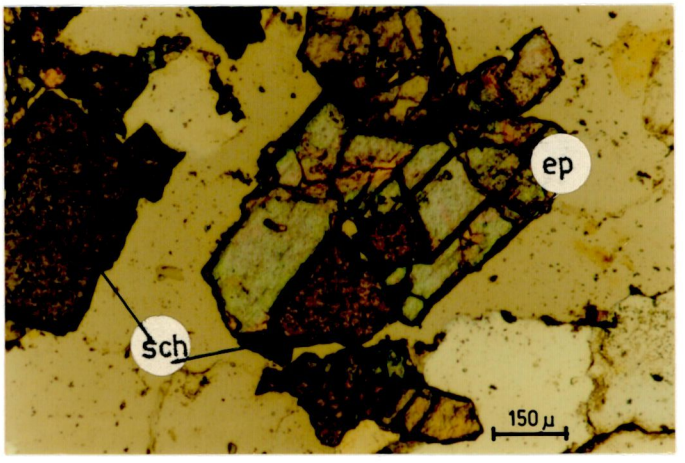


Figura V-16. Idem 15 con porfiroblastos de epidoto "envolviendo" scheelita.

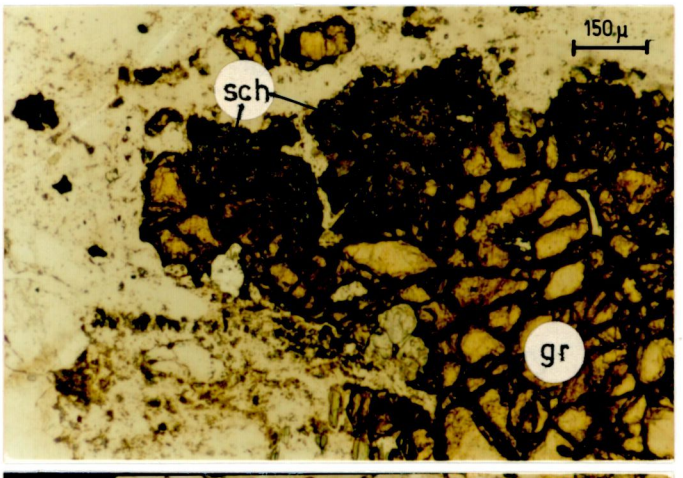


Figura V-17. Micrografía, Nic ||. "Coticule", mina El Salto. Porfiroblasto de granate "envolviendo" scheelita (en el borde de la sección delgada).

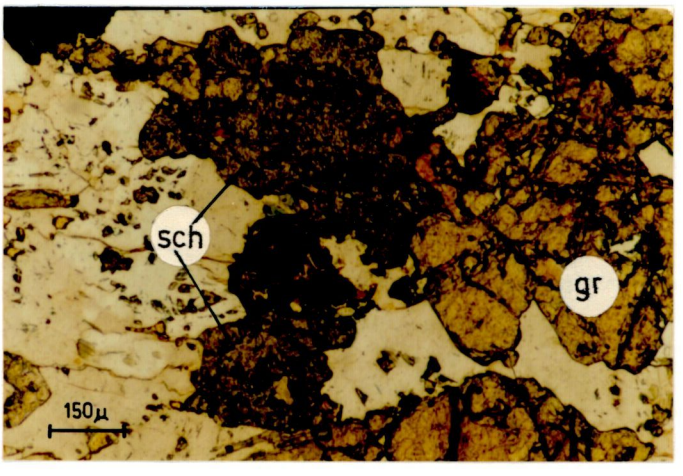


Figura V-18. Micrografía, Nic ||. "Coticule", mina El Salto. Porfiroblastos de granate y scheelita intercrecidos. Cuarzo, tremolita, pirita.

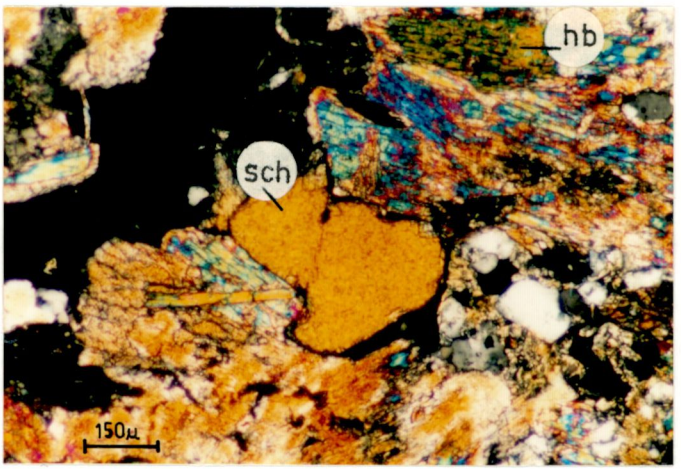


Figura V-19. Micrografía, Nic X. Anfibolita b (mina Chichita) con porfitoblasto de scheelita. Hornblenda, tremolita, cuarzo.

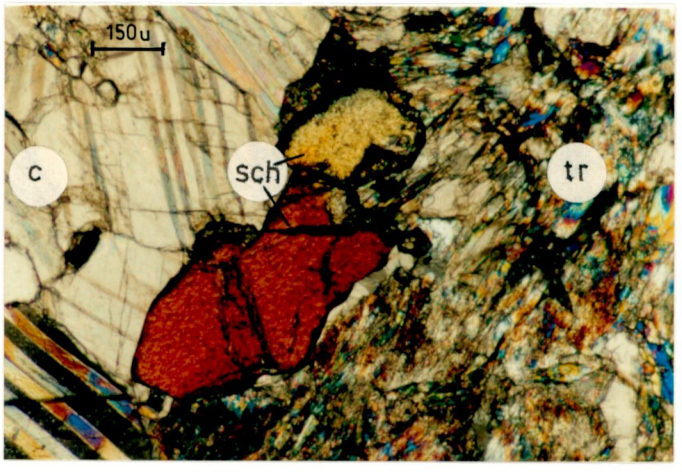


Figura V-20. Micrografía, Nic X. Calcosilicática 1b (mina Carlota), con porfiroblastos fracturados de scheelita. Tremolita, calcita.

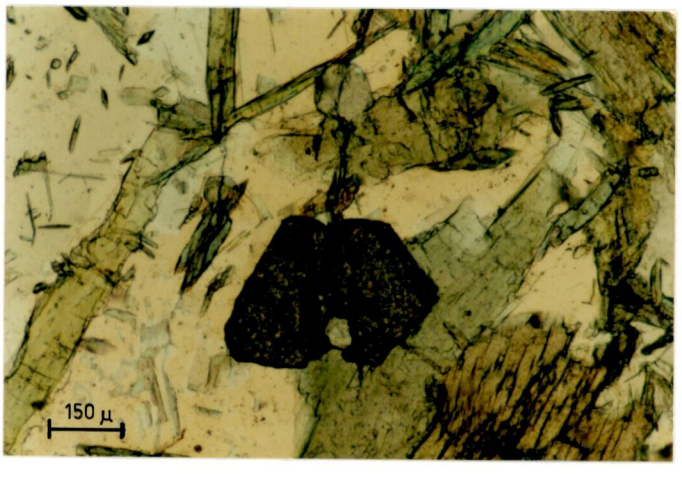


Figura V-21. Micrografía, Nic ||. Calcosilicática 1b (mina El Misterio) con porfiroblasto automorfo y poiquilítico de scheelita. Tremolita, cuarzo.

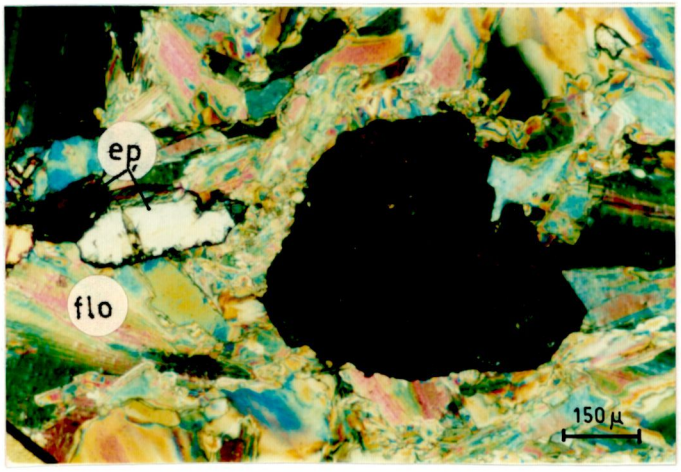


Figura V-22. Micrografía, Nic X|. Biotitita flogopítica (mina El Salto) con porfiroblasto de tendencia automórfica y poiquilítico. Flogopita, epidoto.

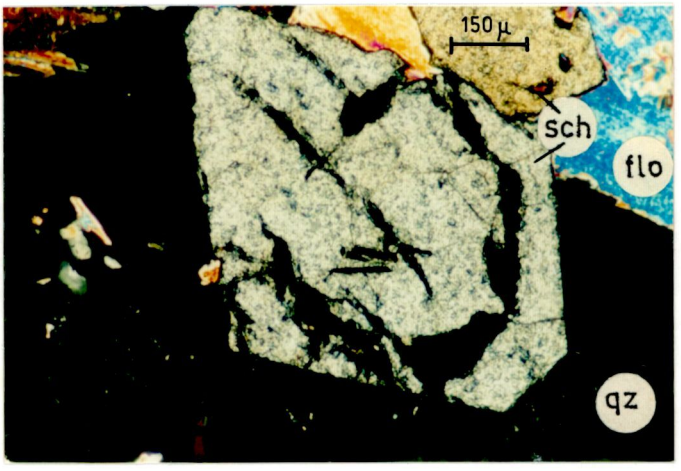


Figura V-23. Micrografía, Nic X. Biotitita flogopítica epidótica (mina El Salto) con porfiroblastos automorfos, poi-quilíticos y fracturados de scheelita. Cuarzo, flogopita.

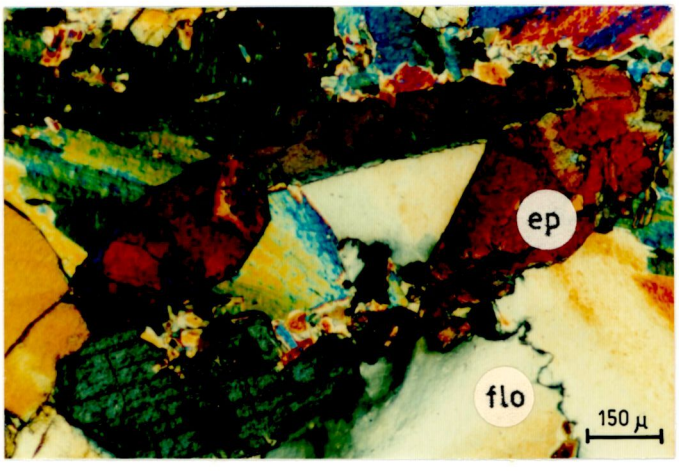


Figura 24. Micrografía, Nic X. Idem muestra 23 con porfiroblastos de epidoto que encierran oquedad de donde "saltó" un cristal de scheelita automorfo. Flogopita. 3-10.

2.- LA SCHEELITA EN LOS MANTOS DE CUARZO-TURMALINA.

En los depósitos de este tipo, que se ubican al este del cerro San José y alguna manifestación menor al sur del mismo cerro (mina La Toyita), la scheelita se encuentra con una tamaño de grano promedio mayor que en los depósitos tratados anteriormente. En los mantos, el cuarzo está acompañado por turmalina que suele ser muy abundante, y por "caballos" de biotitita flogopítica la que también puede observarse como lentejones en las salbandas de los mantos. Un aspecto de una porción de manto de cuarzo con abundante turmalina gris oscura, brillo acerado y gran desarrollo cristalino se puede observar en la figura V-25.



Figura V-25. Cuarzo con turmalina de gran desarrollo cristalino (muestra w107, mina Santa Bárbara). k-c-6

En las figuras V-26 y V-27 se presentan imagenes de una muestra de la mina Dita Este (w139) en la cual la turmalina es de menor tamaño y puede observarse el desarrollo de cristales subhedrales de scheelita de hasta 3 centímetros. En tanto, las figuras V-28 y V-29 corresponden a una salbanda de la mina San Juan Bosco (w121) en la que se observa el borde del manto ocupado por biotitita y también fragmentos entre el cuarzo. La scheelita en esta muestra se observa con grano grueso especialmente un gran cristal de unos 3 cm, de gran idiomorfismo, aunque su fragilidad lo ha desprendido en parte. Scheelita mas fina se observa en la biotitita.

Las biotititas flogopíticas poseen un tamaño de grano fino a medio y suelen ocupar el total del manto cuando el cuarzo con turmalina desaparece (ver descripción de estos depósitos). En las biotititas, la scheelita se presenta con un menor tamaño de grano pero mayor concentración. Las figuras V-30 y V-31 son un ejemplo de lo antes expresado, en ellas se observa una biotitita con abundantes segregaciones silíceas paralelas a la foliación y también abundante diseminación de scheelita (mina Santa Bárbara, w214). Esta scheelita, con un tamaño bastante homogéneo de 2-3 mm, se concentra aún más en las masas silíceas, y en el resto de la roca está alineada en cadenas paralelas a la foliación con cristales "aplastados" en ese plano.



Figura V-26. Cuarzo con turmalina (negro) y scheelita. Mina Dita Este



Figura V-27. Idem V-26 con UV. Cristales subhedrales grandes de scheelita.



Figura V-28. Cuarzo y biotitita con scheelita. Mina San Juan Bosco.



Figura V-29. Idem V-28 con UV. Gran cristal euhedral con formas tetragonales (en parte el cristal se ha desprendido).

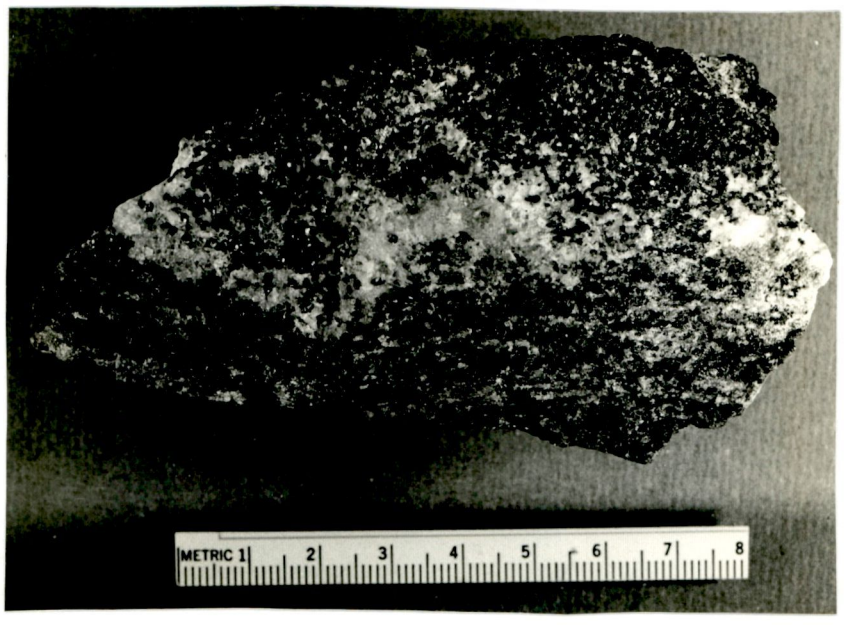


Figura V-30. Mina Santa Bárbara, biotitita flogopítica con foliación y segregaciones silíceas.



Figura V-31. Idem V-30 con UV. Scheelita alineada en la foliación y concentrada en las masas silíceas.

En la mina La Rubia Norte y en los abundantes "caballos" de biotitita que contiene el manto de cuarzo-turmalina se suelen observar disposiciones de la scheelita en "guías" paralelas a la

foliación. Las figuras V-32 y V-33 corresponden a una muestra de esa mina (w115) en las que se pueden visualizar con claridad las guías de scheelita. Asimismo, se presenta una venilla discordante, cuarzo-feldespática, que contiene sólo scheelita muy fina. La importante presencia de pirita en estos depósitos queda evidenciada en la figura V-34 en la que biotitita flogopítica de un "caballo" del manto San Juan Bosco (w122) presenta abundante tinción limonítica y es posible observar un hueco de forma cúbica en contacto con el cristal mas grande de scheelita.



Figura V-32. Biotitita flogopítica con vena cuarzo-feldespática discordante. Mina La Rubia Norte



Figura V-33. Idem 32 con UV. "Guía" de scheelita paralela a la foliación y escasa scheelita fina en la venilla cuarzo-feldespática.



Figura V-34. Biotitita flogopítica con intensa tinción limonítica y oquedad cúbica (pirita) en contacto con cristal de scheelita. Mina San Juan Bosco.

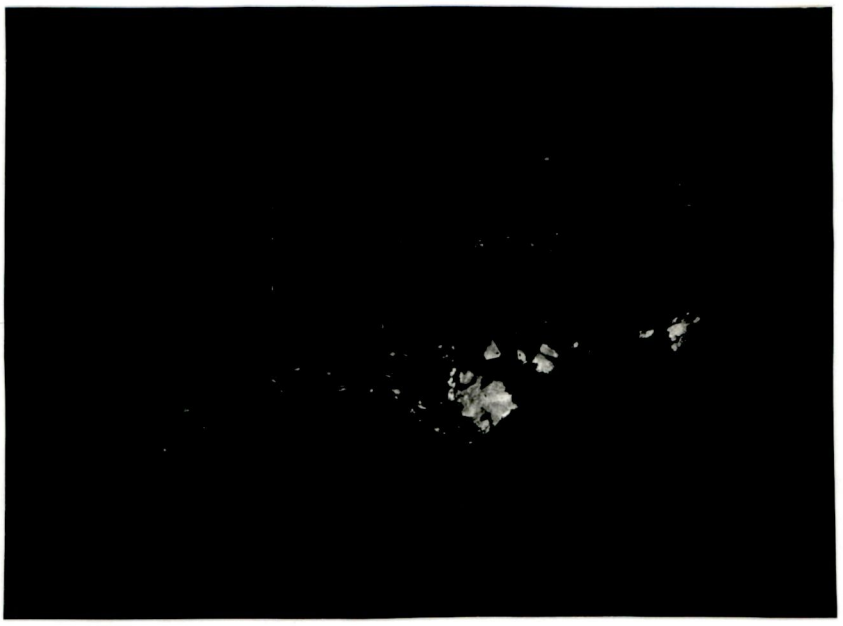


Figura V-35. Idem 34 con UV (muestra algo girada respecto a Fig. V-34). Cristales grandes subidiomorfos de scheelita y diseminación fina.

Por último, en las figuras V-36 y V-37 (cajas de la mina Santa Bárbara, w420) se muestra una inyección pegmatoidea dentro de biotitita flogopítica, ambas afectadas por la misma deformación. Esta biotitita que contiene un cristal grande de scheelita no se encuentra dentro del manto sino en su caja.



Figura V-36. Biotitita flogopítica con inyección pegmatoidea, ambas deformadas. Caja mina Santa Bárbara.

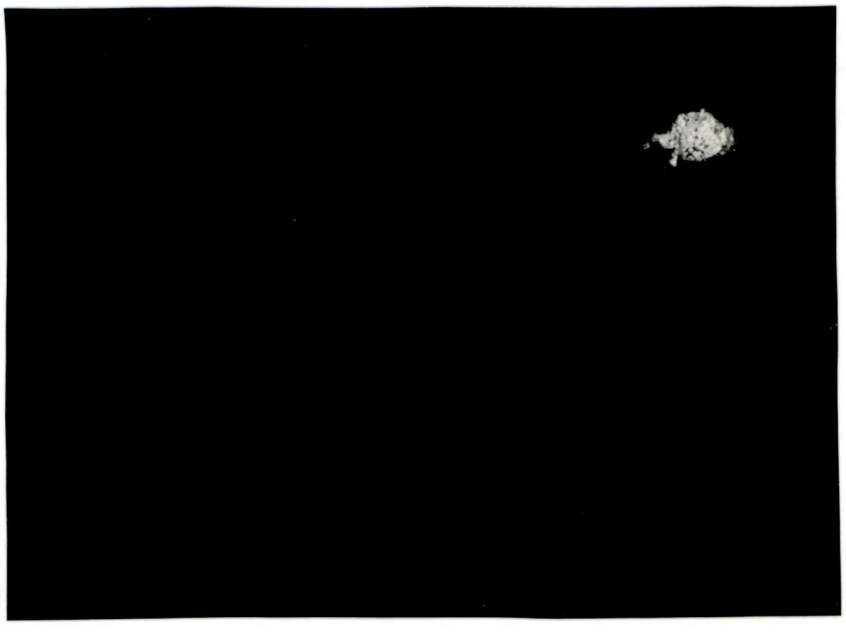


Figura V-37. Idem V-36 con UV. Cristal grande de scheelita en biotitita.

2.a- La scheelita a la escala microscópica

En los depósitos de scheelita en mantos de cuarzo-turmalina la scheelita sólo se puede observar microscópicamente en las litologías biotitíticas debido a que en ellas su tamaño de grano es menor. Sus tendencias automórficas se manifiestan de modo similar a las anteriormente descriptas, al igual que el caracter poiquilítico de muchos de sus cristales. En las figuras V-38 y V-39 se observan porfiroblastos de scheelita en biotititas flogopíticas de estos depósitos.

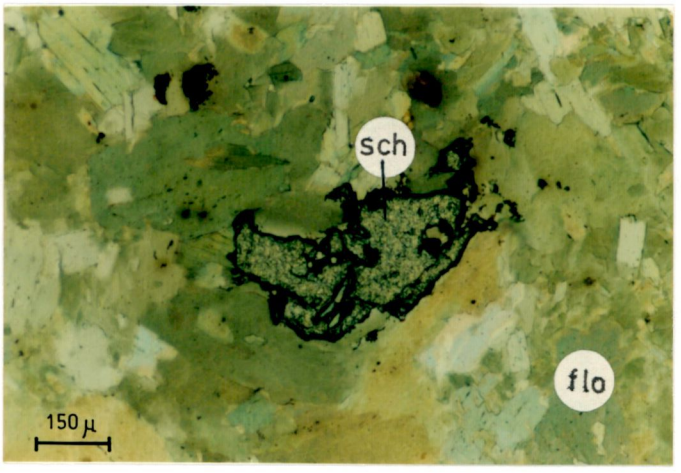


Figura V-38. Micrografía, Nic ||. Biotitita flogopítica (mina Santa Bárbara) con porfiroblasto poiquilítico de scheelita. Flogopita, pirita oxidada.

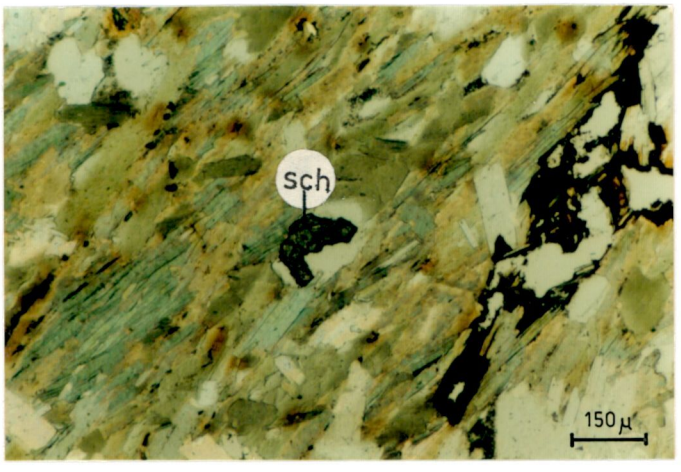


Figura V-39. Micrografía, Nic ||. Biotitita flogopítica (mina San Juan Bosco) con porfiroblasto de scheelita y oquedades de otros que "saltaron" al efectuar el preparado. Flogopita, pirita oxidada y varios puntos de tinción.

3. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA SCHEELITA

Se efectuaron análisis químicos con microsonda electrónica en cuatro muestras de scheelita correspondientes a diferentes modos de presentación, en el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo. Las muestras w334 (mina El Salto) y w346 (mina Totito) corresponden a scheelita alojada en rocas calcosilicáticas; la muestra w45 (mina El Salto) es scheelita en venillas de cuarzo que atraviesan rocas calcosilicáticas; y la muestra w359 (mina San Juan Bosco) se trata de scheelita en manto de cuarzo-turmalina. En el Cuadro 1 se presentan los resultados obtenidos.

CUADRO V-1

Análisis de scheelitas mediante microsonda electrónica

Instituto de Geología, Universidad de Oviedo, España
Microsonada modelo CAMEBAX SX50, marca CAMECA, operada a 20 kV.
Metalización de grafito y patrones sintéticos

Muestra w359
Scheelita de manto de cuarzo-turmalina -mina San Juan Bosco

óxido %	punto 1	punto 2	punto 3	punto 4
WO3	79,457	78,699	79,823	77,875
MnO	0,000	0,015	0,000	0,038
CaO	18,144	18,406	18,381	18,244
MgO	0,000	0,018	0,000	0,005
FeO	0,023	0,086	0,014	0,000
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000
SrO	0,000	0,004	0,000	0,022
CuO	0,000	0,102	0,000	0,000
PbO	0,000	0,000	0,000	0,006
V2O5	0,000	0,000	0,000	0,000
NbO	0,000	0,000	0,041	0,000
CoO	0,000	0,001	0,000	0,000
SnO2	0,000	0,000	0,000	0,061
TaO	0,000	0,000	0,000	0,000
MoO3	0,208	0,118	0,039	0,203
Total	97,833	97,449	98,398	96,443

cont.

Muestra w45

Scheelita en segregado silíceo dentro de calcosilicática - mina El Salto

óxido %	punto 1	punto 2	punto 3
WO3	81,036	81,144	80,349
MnO	0,028	0,057	0,000
CaO	19,897	19,648	19,200
MgO	0,002	0,000	0,012
FeO	0,000	0,022	0,031
BaO	0,001	0,026	0,000
NiO	0,000	0,000	0,000
SrO	0,000	0,000	0,022
CuO	0,000	0,000	0,000
PbO	0,009	0,000	0,000
V2O5	0,000	0,042	0,000
NbO	0,000	0,000	0,000
CoO	0,000	0,000	0,000
SnO2	0,000	0,000	0,039
TaO	0,070	0,000	0,087
MoO3	0,051	0,122	0,125
Total	100,595	101,061	99,865

Muestra w334

Scheelita en roca calcosilicática - Mina El Salto

óxido %	punto 1	punto 2	punto 3	punto 4	punto 5	punto 6
WO3	79,963	80,648	80,695	80,878	81,268	80,769
MnO	0,000	0,008	0,000	0,000	0,002	0,000
CaO	19,201	19,308	19,268	19,319	19,439	19,501
MgO	0,000	0,000	0,007	0,000	0,013	0,001
FeO	0,021	0,051	0,062	0,000	0,046	0,000
BaO	0,000	0,045	0,000	0,000	0,004	0,000
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SrO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000
CuO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006
PbO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
V2O5	0,000	0,000	0,000	0,029	0,000	0,000
NbO	0,000	0,000	0,028	0,000	0,000	0,000
CoO	0,000	0,000	0,043	0,000	0,011	0,000
SnO2	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TaO	0,000	0,000	0,000	0,003	0,119	0,085
MoO3	0,046	0,170	0,184	0,156	0,077	0,058
Total	99,233	100,232	100,184	100,384	100,985	100,42

cont.

Muestra w346
Scheelita en roca calcosilicática - mina La Totito

óxido %	punto 1	punto 2	punto 3	punto 4	punto 5
WO3	79,890	80,228	81,335	80,148	80,335
MnO	0,000	0,058	0,004	0,000	0,035
CaO	19,040	18,537	19,056	10,309	19,098
MgO	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000
FeO	0,016	0,000	0,090	0,017	0,000
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SrO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CuO	0,000	0,003	0,000	0,062	0,000
PbO	0,000	0,000	0,092	0,000	0,008
V2O5	0,009	0,055	0,000	0,000	0,000
NbO	0,000	0,026	0,000	0,000	0,023
CoO	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000
SnO2	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000
TaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,136
MoO3	0,205	0,180	0,238	0,120	0,000
Total	99,161	99,103	100,832	99,665	99,636

El cálculo de átomos por fórmula unidad (pfu) fue realizado sobre la base de 66 oxígenos, promediando todas las mediciones de cada muestra. A continuación se presentan los resultados:

CUADRO V-2

átomos pfu sobre 66 O

elemento	w359	w45	w334	w346
W	1.03	0.99	0.99	0.98
Mn	0.0004	0.001	0.0001	0.0007
Ca	0.99	0.99	0.988	0.98
Mg	0.0004	0.0003	0.0003	0.0003
Fe	0.001	0.0003	0.001	0.0009
Ba	0	0.0002	0.0001	0
Sr	0.0001	0.0002	0.0001	0
Cu	0.0009	0	0	0.0001
Pb	0	0	0	0
V	0	0.0003	0.0002	0.0003
Nb	0.0003	0	0.0001	0.0002
Co	0	0	0.0003	0.0003
Sn	0.0003	0.0001	0	0
Ta	0	0.0007	0.0005	0.0003
Mo	0.003	0.002	0.002	0.003
O	4	4	4	4

Del cálculo de átomos resultaron las siguientes fórmulas para cada una de las muestras:

*w359 $Ca_{1,03}\ Fe_{0,001}\ (W_{1,03}\ ,\ Mo_{0,003}\ ,\ O_4)$
*w45 $Ca_{0,99}\ Mn_{0,001}\ (W_{0,99}\ ,\ Mo_{0,002}\ ,\ O_4)$
*w334 $Ca_{0,99}\ Fe_{0,001}\ (W_{0,99}\ ,\ Mo_{0,002}\ ,\ O_4)$
*w346 $Ca_{0,98}\ (W_{1,004}\ ,\ Mo_{0,0003}\ ,\ O_4)$

Las fórmulas obtenidas poseen una gran aproximación a la estequiometría ideal.

Para intentar una discriminación a nivel de los contenidos minoritarios se decidió realizar una evaluación de los mismo. Los valores del cuadro V-1 fueron recalculados al 100 % y promediados para cada muestra, con estos datos se confeccionó el gráfico de dispersión de la figura V-40. Los óxidos que muestran una similar distribución en todas las muestras son WO_3, MnO, CaO, MgO, FeO y MoO_3 , los que excepto para el MnO se hallan en rangos muy semejantes.

En este gráfico se puede observar que las mayores diferencias entre las scheelitas de las rocas calcosilicáticas, respecto de las otras dos muestras, se encuentran en sus menores contenidos de MgO, no detección del SrO, únicas con presencia de CoO y registros menores o nulos de SnO_2. Los contenidos de MoO_3 no ofrecen dispersión en las cuatro muestra. Los contenidos de TaO son ligeramente superiores a los de NbO y ambos óxidos observan comportamientos inversos en todas las muestras, la muestra w359 con el mayor contenido de NbO carece de TaO.

Respecto de la muestra w359, correspondiente a scheelita de un manto de cuarzo-turmalina, no resulta por sí misma diferenciable de las demás. El SnO_2 y SrO son los únicos óxidos para los cuales la muestra w359 y la w45 presentan similar y diferenciado contenido respecto de las dos scheelitas en rocas calcosilicáticas. Sin embargo, no se puede definir un patrón de contenidos semejantes para estas dos muestras pues tienen ligeras diferencias en sus contenidos de MnO, FeO, o mas marcados como para BaO, CuO, V_2O_5, NbO y TaO.

En definitiva, la discriminación química a nivel de elementos minoritarios y/o trazas no diferencia fundamentalmente los tipos de scheelita en función de su alojante. Se reitera que sólo el SnO_2 y el SrO admitirían una cierta distinción entre las scheelitas del manto de cuarzo-turmalina y el segregado silíceo respecto de las contenidas en rocas calcosilicáticas. Sin embargo, el rango en que se producen las diferencias podría ser el mismo que corresponda al error del método analítico por lo cual no se considera que las composiciones químicas permitan establecer diferencias composicionales entre las scheelitas que presentan diferente yacencia o alojante.

4.-DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Con igual objetivo que el que se tuvo con los análisis químicos de las scheelita se procedió a realizar estudios de difracción de rayos X en las mismas muestras. Los estudios se realizaron con método de polvo, tanto por goniometría como cámara Debye Scherrer, utilizando radiación de Cu Kα y filtro de Ni. Como standard interno se usó NaCl puro. Los espaciados e intensidades obtenidas se encuentran en el siguiente cuadro.

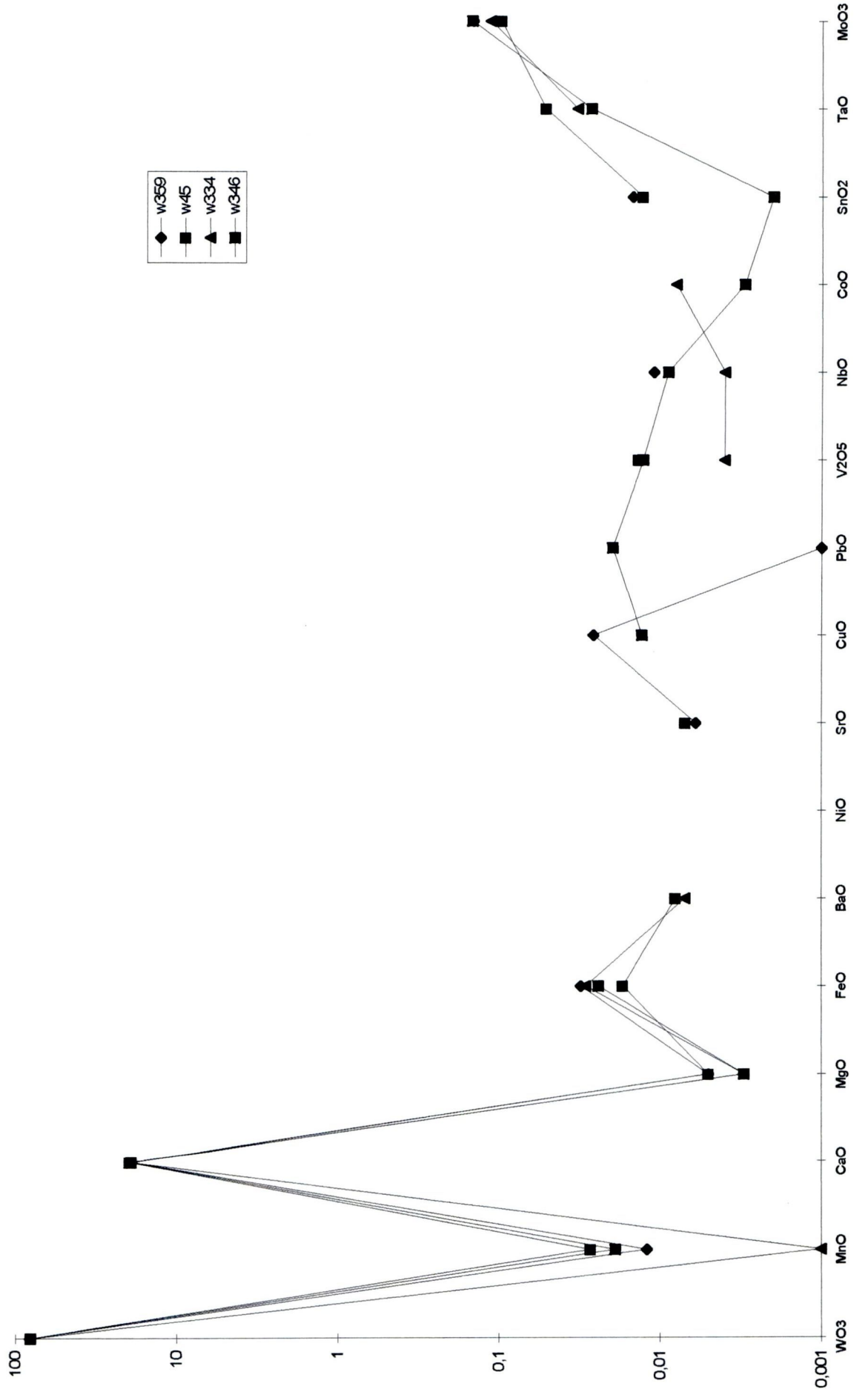

w359
w45
w334
w346
100
10
1
0,1
0,01
0,001
WO3
MnO
CaO
MgO
FeO
BaO
NiO
SrO
CuO
PbO
V2O5
NbO
CoO
SnO2
TaO
MoO3

Figura V-40

CUADRO V-3

JCPDS 41-1431 scheelita sintética	w45 scheelita gruesa, en segreg. silícea	w346 scheelita fina, en calcosilicática	w334 scheelita fina, en calcosilicática	w359 scheelita gruesa, en manto de qz
4.765 (84)	4.766 (75)	4.760 (56)	4.766 (35)	4.760 (25)
3.105 (100)	3.10 (100)	3.10 (100)	3.107 (63)	3.10 (61)
3.071 (30)	3.07 (51)		3.06 (31)	3.06 (29)
2.843 (39)	2.83 (51)	2.834 (31)	2.837 (25)	2.83 (14)
2.621 (19)	2.62 (18)	2.612 (23)	2.62 (17)	2.622 (13)
2.3803 (1)				
2.2963 (18)	2.29 (18)	2.29 (21)	2.293 (16)	2.290 (11)
2.2563 (3)	2.246 (7)	2.249 (7)	2.252 (4)	2.248 (4)
2.0866 (6)	2.089 (9)	2.083 (10)	2.085 (5)	2.080 (5)
1.9943 (10)	1.991 (12)	1.989 (12)	1.991 (8)	1.99 (7)
1.9277 (36)	1.923 (51)	1.922 (45)	1.927 (22)	1.925 (7)
1.8536 (15)	1.853 (14)	1.851 (23)	1.853 (10)	1.853 (6)
1.7272 (3)	1.723 (9)	1.721 (7)	1.726 (4)	1.723 (4)
1.6877 (17)	1.685 (18)	1.682 (30)	1.686 (11)	1.685 (11)
1.6327 (8)	1.630 (14)	1.631 (14)	1.632 (7)	1.630 (6)
1.5922 (23)	1.588 (28)	1.588 (28)	1.588 (16)	1.588 (16)
1.5874 (4)				
1.5529 (13)	1.552 (16)	1.548 (17)	1.551 (9)	1.550 (9)
1.4427 (5)	1.441 (9)		1.441 (5)	1.440 (5)
1.4219 (4)	1.420 (9)			
1.3860 (3)	1.384 (9)			
siguen 51 líneas muy débiles				

entre paréntesis: intensidades

Los espaciados e intensidades de las muestras presentan una semejanza notoria entre las cuatro estudiadas. Las escasas diferencias podrían también adjudicarse a errores del método. Se ha incluído como comparativo el último patrón para scheelita aprobado por el JCPDS que corresponde a scheelita sintética. No resulta sorprendente las similitudes con el patrón de la scheelita sintética si se tiene en cuenta que las del presente estudio poseen composiciones químicas de gran proximidad con la estequiometría ideal.

Beurlen et al. (1982) realizaron estudios roentgenográficos sobre scheelitas de la mina Brejui, en el nordeste de Brasil. El cuadro geológico es similar, con un mayor porcentaje de depósitos en los cuales la scheelita se encuentra diseminada en rocas calcosilicáticas. Los autores describen texturas y tamaños de grano. Es así como encuentran una scheelita de grano fino (< 1 mm) y otra de grano grueso también en rocas calcosilicáticas y removilizados silíceos. La de grano grueso en rocas calcosilicáticas se distribuye preferentemente en las charnelas de pliegues y sus mayores tamaños son interpretados como producto de recristalización. El estudio difractométrico señaló intensidades superiores, y mejor definición, en los picos correspondientes a ciertos planos (321, 008 y 323). Estos autores adjudican esta situación a un mejor ordenamiento cristalino en las scheelitas recristalizadas de grano grueso respecto de las de grano fino que están deformadas y presentan mucha fracturación. Entre las scheelitas aquí estudiadas sólo se registró la difracción correspondiente a 321 (1.44 Å). Al comparar las intensidades de este pico en las muestras se

observa que para la muestra w45 (scheelita gruesa en segregado silíceo alojado en roca calcosilicática) su intensidad es casi el doble (9) que para las muestras w334 y w359 (5 para ambas). Sin embargo, la scheelita w359 es también de grano grueso pero alojada en un manto de cuarzo-turmalina. Si bien son escasas las muestras, una causa similar podría ser invocada, especialmente al tener en cuenta que las scheelitas de los manto de cuarzo son mas gruesas pero están muy fracturadas, en tanto las que se alojan en segregados silíceos se observan con una menor fracturación.

5.-SÍNTESIS

La scheelita relacionada a niveles calcosilicáticos es, en general, de grano mas fino que la se encuentra en los mantos de cuarzo-turmalina. En cuanto al diseño de diseminación azarosa en las distintas litologías suele tener algunas excepciones cuando la scheelita está alojada en metamorfitas en las cuales es frecuente observar "guías" cortas de scheelita alineadas de modo paralelo a la foliación principal de la roca. Asimismo, suelen observarse cristales deformados con elongación según los planos de foliación. La observación de la scheelita a escala microscópica, en los depósitos relacionados a rocas calcosilicáticas, indica que este mineral posee una fuerte tendencia automórfica. Respecto a su cristalización pareciera, en general, haber concluído en momentos post-cinemáticos con ocasional desarrollo de porfiroblastos poiquilíticos en los casos en que la recristalización postcinemática es mas intensa.

En los mantos de cuarzo-turmalina la scheelita se presenta generalmente fracturada como expresión de las deformaciones a que fue sometida. No obstante, en los fragmentos de biotitita con foliación suele observarse una disposición alineada paralela a dicho plano.

Los datos químicos obtenidos a través de análisis puntuales con microsonda electónica y los patrones de difracción de rayos X de las cuatro muestras permiten concluir para ellas un muy escaso, hasta despreciable, reemplazo de W por Mo. El resto de los componentes muy minoritarios tampoco señalan poblaciones diferentes, sugiriendo que se podría asimilarlas a una misma fuente o proceso genético. La única observación que señaló una segunda generación es la realizada en la mina Totito, en un sector de la lente, de scheelita de fluorescencia amarilla que indudablemente contiene sustitución de W por Mo. Los componentes de la scheelita podrían haber sido movilizados en el área, o removilizados, por fluidos que determinaron su cristalización en diferentes litologías alojantes. Se podría esperar, que durante el transporte, hubiera existido pérdida o ganancia de elementos minoritarios en su composición. No obstante, los resultados obtenidos en las cuatro muestras analizadas, provenientes de distintos alojantes, no muestran cambios significativos.

Capítulo VI
TUNGSTENO: GEOQUÍMICA Y CONTENIDOS EN LAS LITOLOGÍAS DEL ÁREA

CAPITULO VI
TUNGSTENO: GEOQUÍMICA, Y CONTENIDOS EN LAS DISTINTAS LITOLOGIAS DEL AREA

1.- GEOQUÍMICA

1.1-El tungsteno en la corteza terrestre

La geoquímica del wolframio ha sido tratada por varios autores, entre ellos corresponde mencionar a Ivanova (1966), Baranov (1971), Krauskopf (1970) Evans y Krauskopf (1974). En casi todas las condiciones naturales el W estable con la valencia +6, generalmente bajo la forma de WO_3. El clarke global para el W en la corteza ha sido estimado en 1 a 1,3 ppm, y de 0,1 ppb en el agua de mar, por Krauskopf (1967). El el clarke para distintas rocas según Turekian y Wedepohl es:

*Rocas ígneas
- -Rocas ultrabásicas: 0,77 ppm
- -Basaltos en general: 0,7 ppm
- -Sientitas en general: 1,3 ppm
- -Granitos ricos en calcio: 1,3 ppm
- -Granitos alcalinos: 2,2 ppm

*Rocas sedimentarias
- -Sedimentos arcillosos: 1,8 ppm
- -Areniscas: 1,6 ppm
- -Calcáreos y dolomías: 0,6 ppm

Entre los minerales formadores de roca aquellos que pueden contener mayores tenores de W son los feldespatos (hasta 100 ppm) y las micas

Existen rocas sedimentarias con un clarke elevado (3-4,5 ppm) como las de tipo "esquistos negros". En sedimentos ferromanganesíferos subactuales del Mar Negro y del Mar de Okohtsk se han encontrado tenores de 5 a 130 ppm de W (Burnol et al., 1978). En los sedimentos evaporíticos, el caso singular del Lago Searles (California, USA) es muy conocido por sus contenidos elevados de W, el que en promedio es de 70 ppm en las salmueras. Se trata de una cuenca cerrada en clima desértico donde se acumulan los elementos de lixiviación de una cuenca que drena una region rica en yacimientos endógenos de tungsteno.

1.2.-Principales minerales de W

El W es un elemento típicamente litófilo, todos sus minerales salvo la tungstenita (WS_2, muy raro) se forman a partir del óxido WO_3. Se conocen unos 20 minerales pero sólo la scheelita y la serie de la wolframita son económicamente importantes. Elementos que sustituyen frecuentemente al W en estos minerales son Sc, Mo, Nb y Ta.

Los principales minerales hidratados que se forman muy escasamente como productos de alteración superficial de scheelita o wolframita son: tungstita (WO3H2O), hidrotungstita (WO_32H_2O), cuprotungstita ($Cu_2WO_4(OH)_2$) y ferritungstita ($Ca_2Fe_4(WO_4)_7.9H_2O$), menos frecuentes son anthoinita, mpororoita, alumotungstita, yttrotungstita y cerotungstita (Sahama, 1981).

1.3.-El W en la alteración superficial y erosión

La scheelita y wolframita son resistentes a las aguas superficiales, pero aguas acidificadas por alteración de sulfuros asociados pueden atacar ambos minerales siempre que el pH alcanzado sea superior a 9. Una reprecipitación de tungsteno bajo la forma de películas de scheelita se puede encontrar en fisura de cuarzo en las rocas. La captura preferencial del tungsteno por óxidos supergénicos de Fe, Mn y Ti provocan acumulaciones secundarias a veces importantes. Debido a la baja dureza ,clivajes y fragilidad de wolframita y scheelita no forman aluviones económicamente importantes. Sin embargo, y especialmente la scheelita, persisten en "finos" para permitir que la prospección aluvional sea eficaz.

1.4.-Transporte del W en procesos endógenos

En procesos hidrotermales el transporte del W se realiza principalmente como heteropoliácidos (como $H_8Si(W_2O_7)_6$) según Horsnail (1979). Gundlach y Thorman (1960) y Gundlach (1967) demostraron experimentalmente que la neutralización de una solución ácido silico-tungsténica, en presencia de Ca^{+2}, Fe^{+2}, Mn^{+2} disueltos, conduce a una precipitación sucesiva de:

** pH 5.9: ferberita $\rightarrow$ pH 6.7: hubnerita $\rightarrow$ pH 7.3: scheelita

El comportamiento del W en la formación de skarns es también interesante. A pesar de suponerse que la presencia de rocas carbonáticas es el principal factor en la precipitación de de scheelita, las investigaciones de Bryzgalin (1960) demostraron que el W no precipita por el Ca de los carbonatos sino por el calcio liberado de piroxenos, anfiboles, y plagioclasas cálcicas como otros autores previamente suponían.

Foster (1977) establece experimentalmente la solubilidad de la scheelita en soluciones hidrotermales, determinando que se incrementa con la temperatura. A su vez establece que en el rango de 300°C a 560°C la solubilidad se incrementa a medida que aumenta la presión de HCl. La depositación de scheelita a temperaturas críticas o supercríticas va a estar en función predominantemente de la variación de temperatura y de la relación de actividades en la solución acuosa: a_{Ca+2} / a_{Fe+2}. Si la actividad del Fe excede la del calcio entonces precipitarán wolframita o sulfuros de hierro dependiendo de la fugacidad de O_2 y S_2. El rol del F en el transporte hidrotermal del W es difícil de calcular (Foster, 1977). Sin embargo, a pesar de la frecuente asociación de fluorita con wolframita en greisens y pegmatitas, este fluoruro raramente se encuentra en depósitos de scheelita en "rocas verdes". Indudablemente la P_{HCl} es mucho mayor que la P_{HF} en muchos ambientes formadores de menas, pero la posible migración de W como complejos fluor-wolfrámicos no debe eliminarse totalmente. El mismo autor concluye, para depósitos de scheelita estratoligados relacionados a rocas carbonáticas en facies metamórficas hasta anfibolitas, que en la movilización de los fluidos ricos en cloruros la P_{HCl} no fue mantenida en un nivel tal que permita una gran migración, observándose sólo removilizaciones locales. La redepositación de scheelita en estas circunstancias fue incrementada por la interacción de las soluciones acuosas con W con litologías calcáreas con el consecuente incremento del pH.

Entre los últimos trabajos experimentales acerca del transporte del W merecen destacarse Gibert et al. (1992), Kilias et al. (1995) y Samson y Wood (1997). Las principales conclusiones alcanzadas en relación a datos experimentales sobre estos sistemas permiten sintetizar que la cantidad de W en una solución se incrementa con el aumento de temperatura, aumento del m_{NaCl} (debido a la formación de complejos de Na-Cl y Fe-Cl) y la disminución del pH (debido a la

protonación del WO_4^{-2}). Grandes cantidades de W se pueden transportar sin necesidad de invocar ningún complejo especial de W. En cuanto al reemplazo de ferberita por scheelita los controles son aumento de temperatura, incremento de la relación Ca/Fe del fluido a traves de una mezcla por interacción con las rocas de caja, o en su lugar un extremo empobrecimiento en Fe en las soluciones a trravés de la precipitación de minerales de hierro como ferberita, pirita o pirrotina. Para depósitos de scheelita de tipo alpino con mineralizaciones en filones de cuarzo concordantes y diseminaciones estratoligadas en metabasitas, metatufitas y mármoles (Kilias et al. 1995) se han realizado etudios de inclusiones fluidas e isótopos de C y O. Los resultados obtenidos sugieren la generación de fluidos mineralizantes por reacciones de devolatilización metamórfica sin abordar el origen del W. Estos fluidos resultan de baja salinidad, ricos en CO_2 en condiciones mínimas de presión entre 1 y 3 kb y de temperaturas mínimas entre 250°C y 380°C.

2.CONTENIDOS DE W EN LAS DISTINTAS LITOLOGÍAS DEL AREA DE ESTUDIO

Los contenidos de W, y otros elementos normalmente asociados, fueron analizados en muestras de distintas litologías del área. La evaluación de los datos tuvo como objetivo buscar una posible definición del tipo de distribución para el W contemplando que la mineralización de scheelita se concentra en ciertos niveles litológicos pero que también suele observarse en menor cantidad en otros.

La molienda se realizó en cápsulas de acero al cromo para evitar contaminación de W. La mayoría de las muestras fueron analizadas en el Instituto de Geología (CSIC) de Madrid, España, mediante fluorescencia de rayos X. Las muestras w113, w118, w38, w22, w68, w108, w45, wES, w86 y w211 fueron analizadas en el laboratorio ACTLABS, Ancaster, Canadá, con metodología de activación neutrónica. Como muestras de control se utilizaron para repetición las muestras w52, w211, w40, w74 y w86. El análisis de molibdeno y antimonio en el Instituto de Geología ofreció dificultades en el límite de detección. No obstante, las muestras procesadas en ACTLABS registraron bajos contenidos para los dos elementos. Por contarse con menor cantidad de muestras con análisis por antimonio y molibdeno, estos elementos seran evaluados separadamente.

En el Cuadro 1 se presentan los resultados obtenidos organizados por tipo de litología. A los datos que figuran por debajo del límite de detección (<10 ppm para el W) se les ha asignado un valor 1 a los efectos del cálculo de promedios y análisis estadísticos. Se ha optado por esta postura mas cautelosa a pesar que entre las muestras de control los valores inferiores al límite de detección (10 ppm) oscilaron entre 4 y 9 para los elementos W, Bi y Sn.

En la figura VI-1 se han representado los contenidos promedio de W para cada litología. En este gráfico de barras, de izquierda a derecha, se sigue la secuencia litológica que rige especialmente para los depósitos de scheelita en rocas calcosilicáticas. En ellos las litologías en las que se observó mayor abundancia de mineralización son calcosilicáticas, biotititas flogopíticas y anfibolitas. Hacia la derecha de esta secuencia se colocaron, de manera comparativa, cuarzo de manto con scheelita, granitoides y hornblendita. Las muestras analizadas pertenecen a perfiles transversales a las "estructuras" mineralizadas hasta una distancia de 100 a 150 m correspondientes normalmente a esquistos, esquistos turmalínicos o con turmalina abundante, y/o cuarcitas, también la anfibolita w211. Se incluyen muestras de granitoides del stock San José y del cuerpo de hornblenditas. En el caso de las dos muestras de "coticules" se desea aclarar que representan sólo uno de los dos hallazgos realizados y que las muestras analizadas contienen mineralización de scheelita pertenecientes a la mina El Salto (ver ubicación en el mapa correspondiente). Es por ello

CUADRO VI-1

	Cuarcitas				Esquistos							
elem ppm	w8	w19	w20	w23	w29	w30	w52	w53	w68	w113	w118	w119
W	20	---	---	---	15	20	4	15	30	27	22	<15
Sn	---	<10	---	---	---	<10	<10	---	---	---	---	18
Sb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1	3.1	3.4	n.a.
Mo	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	---	<5	<5	n.a.
Bi	<10	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Cu	15	15	30	25	20	10	18	15	10	37	17	---
Pb	---	---	---	15	---	---	---	---	---	23	21	---
Zn	25	50	20	90	80	25	25	20	80	293	23	---

	Esquistos turmalínicos o c/turmalina						
elem ppm	w14	w15	w34	w38	w65	w75	w95
W	<10	<10	50	70	<10	<10	15
Sn	<10	---	<10	10	<10	<10	<10
Sb	n.a.	n.a.	n.a.	1.4	n.a.	n.a.	n.a.
Mo	n.a.	n.a.	n.a.	5	n.a.	---	5
Bi	---	<10	15	---	---	<10	10
Cu	18	10	16	133	25	35	<10
Pb	---	20	40	23	20	---	<10
Zn	30	40	90	185	170	90	65

	Mármoles			R. calcosilicáticas											
elem ppm	w 24	w 40	w 74	w 28	w 37	w 49	w 55	w 58	w 63	w 66	w 75b	w 98	w 147	w 166	w 176
W	<10	6	4	10	<10	---	<10	<10	20	600	30	120	<10	<10	<10
Sn	---	n.a.	n.a.	<10	---	---	10	5	<10	---	---	<10	<15	<15	<15
Sb	n.a.	0.5	<0.2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Mo	n.a.	8	<5	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	15	---	<10	n.a.	n.a.	n.a.
Bi	---	<5	<5	---	---	---	---	---	<10	10	---	---	n.a.	n.a.	n.a.
Cu	5	28	2	15	40	26	95	15	25	15	40	15	n.a.	n.a.	n.a
Pb	40	8	6	---	10	<10	40	20	---	---	---	20	n.a.	n.a.	n.a.
Zn	300	674	8	70	320	160	165	110	85	105	110	220	n.a.	n.a.	n.a.

--- no detectado
< debajo del límite indicado
n.a. no analizado

cont.

Cuadro 1, cont.

Biotititas flogopíticas

elem. ppm	w22	w25	w26	w47	w57	w108	w115	w122
W	45	500	400	>800	75	1400	295	98
Sn	8	15	<10	<10	<10	<5	1337	80
Sb	1.2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	8.2	n.a.	n.a.
Mo	6	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	10	n.a.	n.a.
Bi	9	10	10	30	<10	<5	n.a.	n.a.
Cu	22	15	600	35	65	130	n.a.	n.a.
Pb	38	25	50	40	40	12	n.a.	n.a.
Zn	212	250	800	700	350	633	n.a.	n.a.

"Coticules"

elem. ppm	w45	wES
W	5800	2300
Sn	n.a.	n.a.
Sb	3.5	0.5
Mo	23	45
Bi	<5	41
Cu	39	1094
Pb	13	<5
Zn	1467	2527

	Anfibolitas		Hornblendita
elem ppm	w32	w211	w72
W	10	8	10
Sn	10	<5	---
Sb	n.a.	n.a.	n.a.
Mo	n.a.	<5	n.a
Bi	---	<5	---
Cu	40	33	18
Pb	15	6	40
Zn	120	68	120

	Granitoides			qz-manto
elem ppm	w87	w86	w44	w116
W	10	<10	<10	<10
Sn	10	10	<10	<10
Sb	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Mo	4	n.a.	n.a.	n.a
Bi	---	---	---	n.a.
Cu	10	8	25	n.a.
Pb	20	41	15	n.a.
Zn	15	2	120	n.a.

--- no detectado < debajo del límite indicado n.a. no analizado

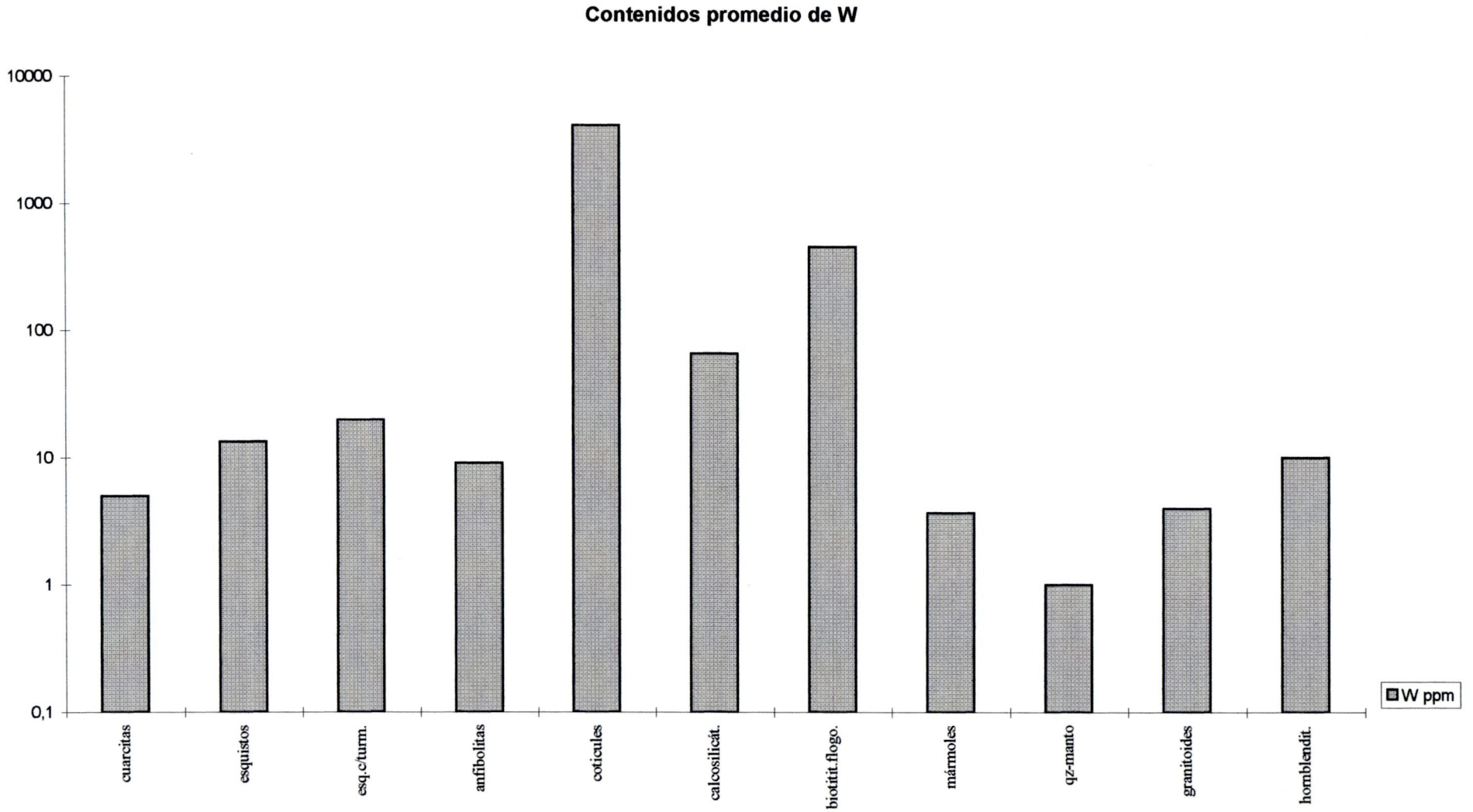

Contenidos promedio de W
10000
1000
100
10
1
0,1
cuarcitas
esquistos
esq.c/turm.
anfibolitas
coticules
calcosilicát.
biotitit.flogo.
mármoles
qz-manto
granitoides
hornblendit.
W ppm

Figura VI-1

que en los gráficos donde estas litologías se incluyen debe ponderarse con menor énfasis, especialmente por su restringida representación areal. Para la muestra w116, correspondiente al manto de cuarzo-turmalina de la mina La Rubia Norte, se procedió a la molienda y cuarteo de 30 kilogramos de material.

Como se observa en la figura VI-1, el W se encuentra presente en todas las litologías y los contenidos promedios de W aumentan de izquierda a derecha, siguiendo la secuencia litológica, con su máximo en las biotititas flogopíticas y un descenso pronunciado en los mármoles. Se reitera la precaución con que debe observarse la columna de las "coticules" en tanto sólo representa uno de los depósitos. Las muestras de esquistos w113, w118 y w119 corresponden al área de depósitos descheelita en mantos de cuarzo-turmalina ubicada al este del cerro San José. Merece señalarse que en estas muestras también se han registrado valores de tungsteno.

2.1. Frecuencias

Los diagramas de frecuencias de contenidos de W en el conjunto de todas las litologías señala (Fig. VI-2) que cerca del 85% de las muestras poseen contenidos entre 0-145 ppm W y un 10% en el rango 290-870 ppm W. Los valores superiores a 2320 ppm no poseen representación estadística. Al efectuar similar análisis eliminando los altos valores registrados en las "coticules", el 73% de las muestras de las restantes litologías se incluyen en el rango 0-35 ppm W, aproximadamente un 10% en el rango 35-140 ppm y las demás, en grupos que no superan el 2%, se distribuyen en valores de diferentes rangos hasta los 840 ppm W.

Para delimitar los rangos de contenidos de W con mayores frecuencias en cada litología, y con ello su mayor o menor "capacidad de recepción" del elemento, se analizaron por separado las frecuencias en las muestras de cada tipo. En los esquistos y cuarcitas el 86% posee contenidos en el rango 0-3 ppm W, el restante porcentaje se distribuye entre los 15 y 30 ppm W (Fig. VI-4). Sin embargo, un 93% de los esquistos con turmalina o turmalínicos contiene entre 0-7 ppm W alcanzando representación hasta los 56 ppm W aunque su máximo es de 70 (Fig. VI-5).

En las biotititas flogopíticas, con contenidos máximos de 1400 ppm W, el 84% de las mismas se halla en el rango hasta 35 ppm W (Fig. VI-6) y en las rocas calcosilicáticas el 92% contiene hasta 15 ppm (Fig. VI-7).

En los gráficos de distribución de frecuencias de contenidos de W se observa una gran dispersión de datos. La distribución de las frecuencias del logaritmo de los contenidos de W no parecería adecuada para responder a una distribución lognormal (Fig. VI-8). Considerando el valor de la desviación estandard, mas proximo a la media, se podría suponer como mas probable una distribución de tipo exponencial.

Se calcularon los siguientes parámetros estadísticos para los contenidos de W en las 51 muestras:

Contenido mínimo de W (ppm)	Contenido máximo de W (ppm)	Media x (ppm)	Desviación estandard s (ppm)
0	5800	251,3529	885,5343

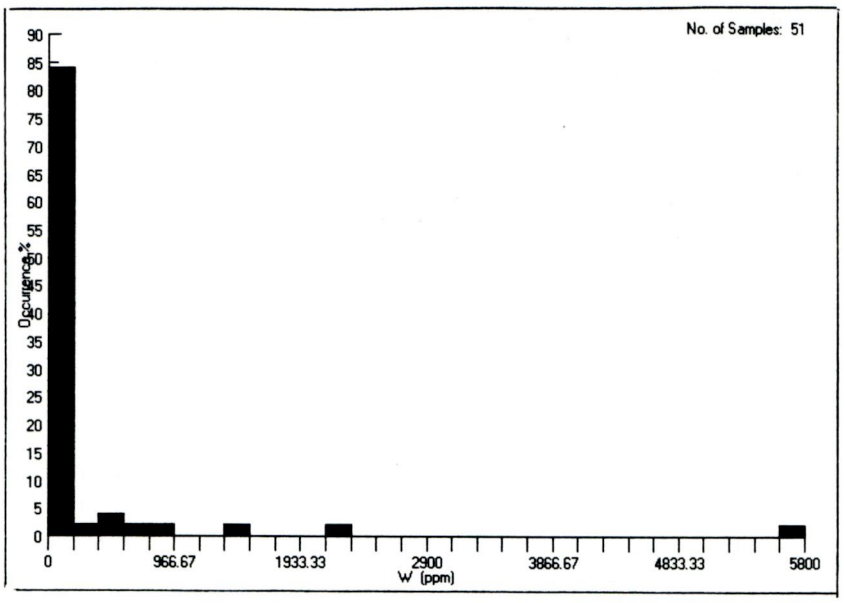


Figura VI-2. Diagrama de frecuencias de los contenidos de W en todas las litologías analizadas

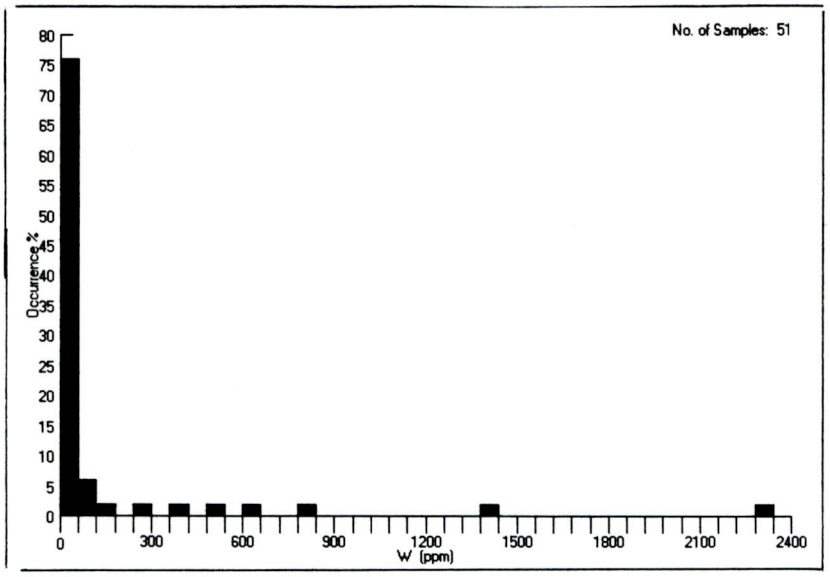


Figura VI-3. Idem 2 con eliminación de los valores de "coticules".

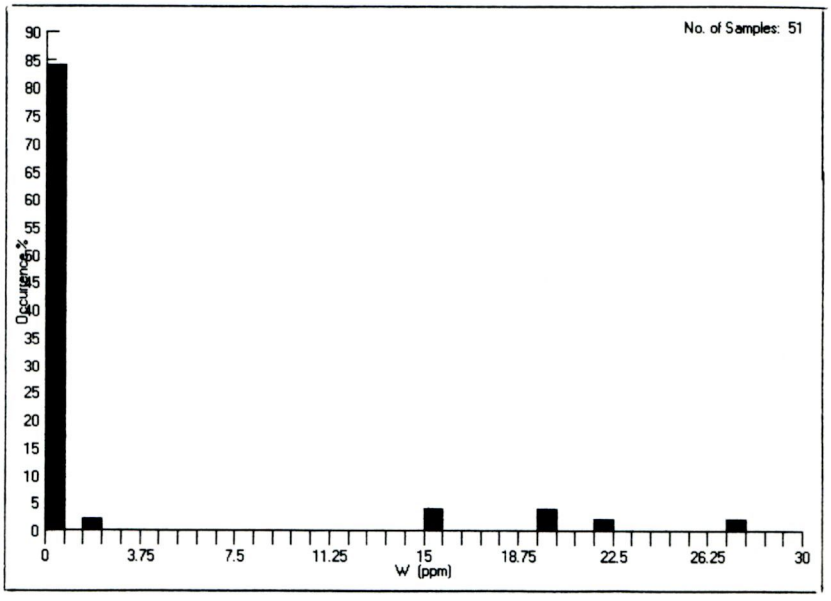


Figura VI-4. Frecuencias de contenidos de W en cuarcitas y esquistos.

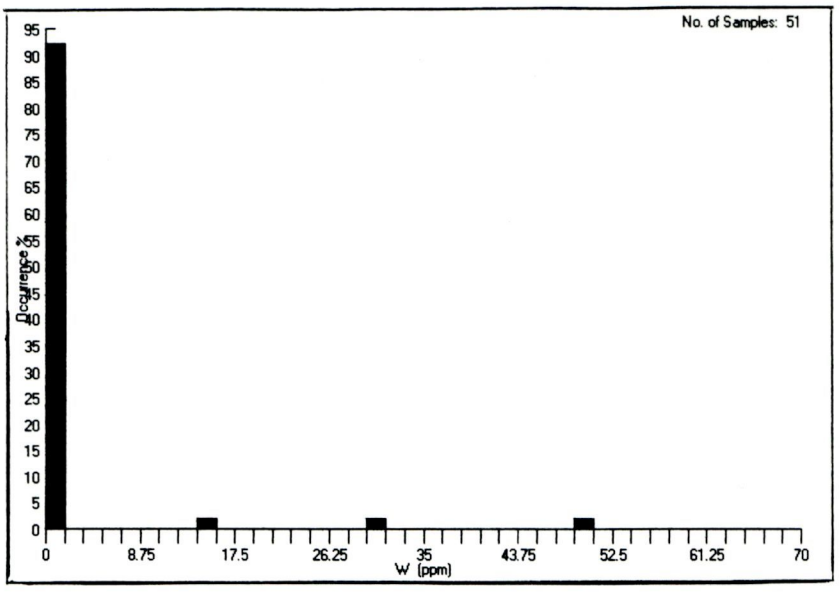


Figura VI-5. Frecuencias de contenidos de W en esquistos c/turmalina.

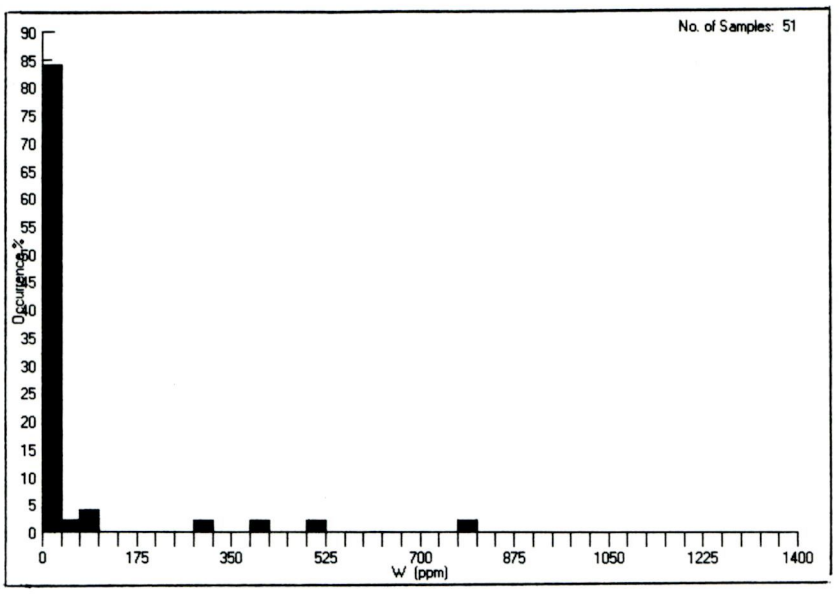


Figura VI-6. Frecuencias de contenidos de W en biotititas flogopíticas.

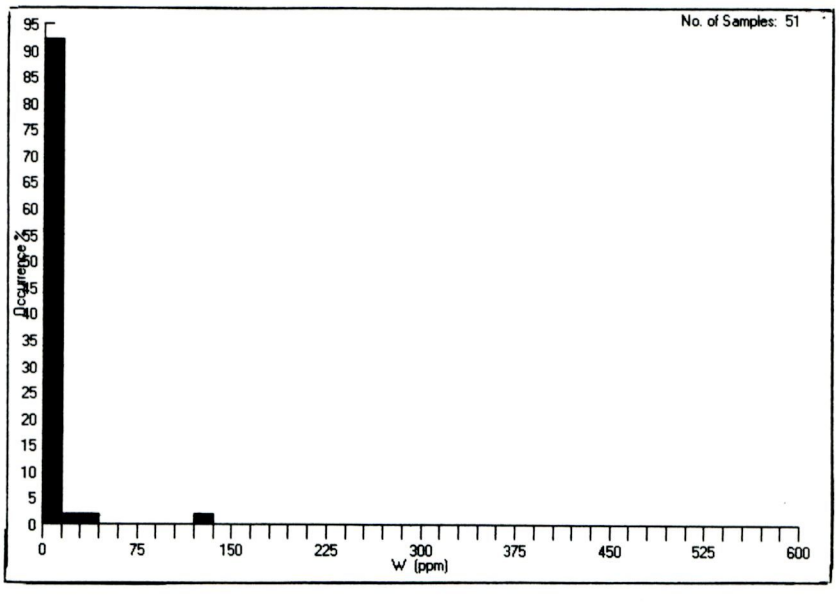


Figura VI-7. Frecuencias de contenidos de W en rocas calcosilicáticas.

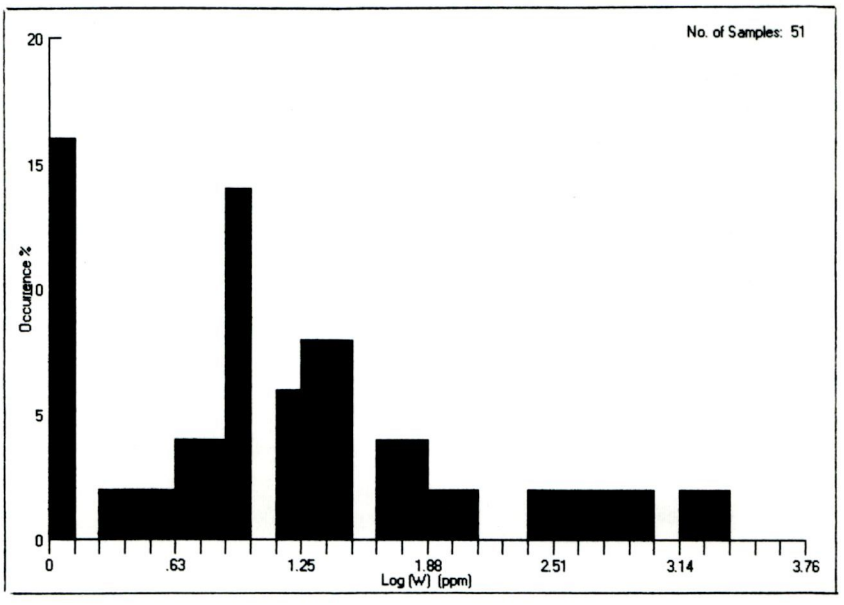


Figura VI-8. Frecuencias del logaritmo de los contenidos de W (ppm)

El estaño se ha registrado en todas las litologías, excepto hornblendita y mármoles. Respecto de las "coticules" no se cuenta con datos. En la figura VI-9 se presenta un gráfico de barras con los valores promedio de W y Sn. La única litología con datos que presenta valores significativos y/o anómalos en Sn son las biotititas flogopíticas en dos de sus muestras (w115 y w122).

2.2.-Correlaciones

Se ha considerado la afinidad geoquímica del W y Sn, cuando provienen de un origen común a partir de magmas ácidos. A los fines de verificar si estos dos elementos poseen algún comportamiento correlacionable se realizó el cálculo del coeficiente de correlación entre ambos. Este cálculo se efectuó para el conjunto de todas las muestras pero también para algunas litologías individualmente, o grupos de litologías, con el objeto de evaluar la posibilidad que determinadas facies petrológicas pudieran resultar mas favorecedoras o ser "fuentes generadoras" de su distribución areal. No obstante, se reitera que en el área en estudio no se ha observado mineralización de estaño y sólo dos muestras de biotititas presentan contenidos significativos o anómalos.

Los agrupamientos de tipos de litologías que se realizaron corresponden a: todas las muestras analizadas; las muestras de las litologías con mineralización de scheelita observada; litologías con scheelita observada a las que se sumaron los granitoides con la intención de evaluar la influencia de éstos últimos en la distribución de los dos elementos; los esquistos con turmalina abundante, por poseer estas metamorfitas un contenido algo superior de W respecto de los esquistos "normales"; rocas calcosilicáticas por ser las rocas de mayor expresión volumétrica con scheelita observada; las biotititas flogopíticas por sus elevados contenidos de W; y por último se asumió la hipótesis de una posible vinculación genética entre las biotititas y los granitoides, agrupándolos.

El coeficiente de correlación no se pudo calcular para los granitoides independientemente, debido a las pocas muestras con datos que se poseen. Los cálculos se realizaron sobre la base de un valor de probabilidad (p) con significación estadística a nivel de valores inferiores a 0,05 (95%).

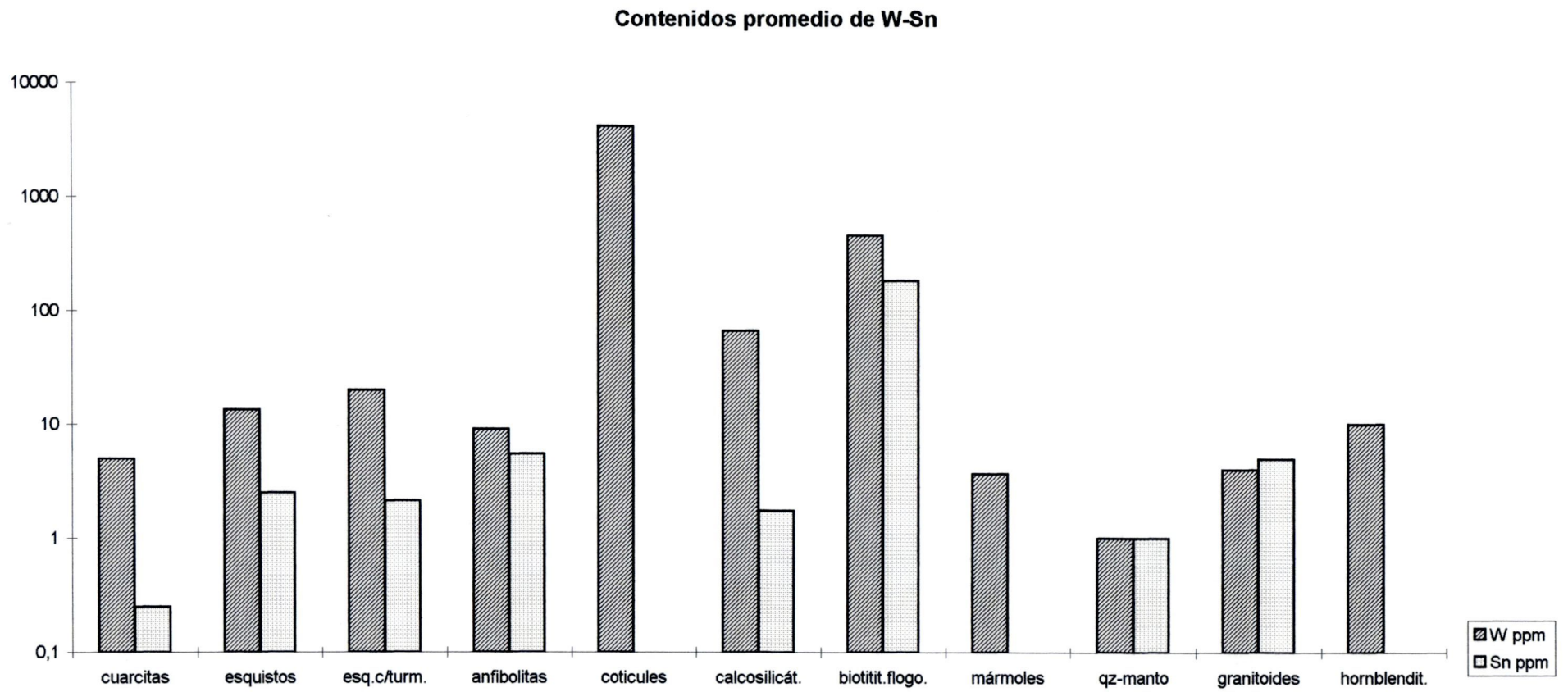

Contenidos promedio de W-Sn
10000
1000
100
10
1
0,1
cuarcitas
esquistos
esq.c/turm.
anfibolitas
coticules
calcosilicát.
biotitit.flogo.
mármoles
qz-manto
granitoides
hornblendit.
W ppm
Sn ppm

Figura VI-9

W-Sn	Todas las muestras de las distintas litologías	Litologías portadoras de scheelita: calcosil., biotititas, anfibolitas, mármoles.	Litología: ídem columna anterior + granitoides.
r	0,1136	0,0556	0,0696
p	0,447	0,806	0,741

W-Sn	Esq. c/turmal.	calcosilicáticas	biotititas flogopíticas	biotitit+granitoides
r	*0,7894	-0,1955	-0,1587	-0,0151
p	0,035	0,522	0,707	0,963

*con significación estadística ($p < 0,05$); **ídem * y elevado valor

El coeficiente de correlación para todos los grupos resultó muy bajo y sin significación estadística ($p > 0,05$) exceptuándose sólo los esquistos turmalínicos o con abundante turmalina que tienen una correlación positiva y con aceptable significación estadística.

La correlación **W-Sb** no resultó con significación estadística para ningún grupo, seguramente afectado por el escaso número de muestras con datos de antimonio. A continuación se presentan los valores de correlación para el par W-Mo, observándose que sólo el conjunto total de las muestras presenta un coeficiente con significación estadística aunque su valor, positivo, no es muy elevado.

W-Mo	Todas las muestras de las distintas litologías	Litologías portadoras de scheelita: calcosil., biotititas, anfibolitas, mármoles.	Litología: ídem columna anterior + granitoides.
r	*0,6488	0,2551	0,6541
p	0,022	0,292	0,159

W-Mo	Esq. c/turmal.	calcosilicáticas	biotititas flogopíticas	biotitit+granitoides
r	0	0,7613	0	0
p	0	0,449	0	0

*con significación estadística ($p < 0,05$); **ídem * y elevado valor

En cuanto al par W-Bi los coeficientes de correlación hallados resultan sólo muy significativos en las rocas calcosilicáticas.

W-Bi	Todas las muestras de las distintas litologías	Litologías portadoras de scheelita: calcosil., biotititas, anfibolitas, mármoles.	Litología: ídem columna anterior + granitoides.
r	*0,3049	*0,4853	*0,5108
p	0,044	0,048	0,021

W-Bi	Esq. c/turmal.	calcosilicáticas	biotititas flogopíticas	biotitit+granitoides
r	0,3640	**0,9642	0,0796	0
p	0,422	0,000	0,881	0

*con significación estadística ($p < 0,05$); **ídem * y elevado valor

Los coeficientes respecto a Cu y Zn se presentan a continuación.

	Todas las muestras de las distintas litologías	Litologías portadoras de scheelita: calcosil., biotititas, anfibolitas, mármoles.	Litología: ídem columna anterior + granitoides.
W-Cu			
r	*0,3222	0,2141	0,2431
p	0,033	0,409	0,302
W-Zn			
r	**0,7276	*0,6695	*0,6879
p	0,000	0,003	0,001

	Esq. c/turmal.	calcosilicáticas	biotititas flogopíticas	biotitit+granitoides
W-Cu				
r	**0,8839	-0,1781	-0,0033	0,1857
p	0,008	0,580	0,995	0,632
W-Zn				
r	0,5276	-0,1616	0,5436	*0,7096
p	0,224	0,616	0,265	0,032

*con significación estadística ($p < 0,05$); **ídem * y elevado valor

En el par W-Cu el conjunto total de muestras posee un muy bajo coeficiente de correlación y sólo es importante en los esquistos con turmalina, no presentando significación en los demás grupos. En tanto el W-Zn presenta una valor positivo aceptable para varios conjuntos, excluyendo los esquistos con turmalina, calcosilicáticas y biotititas. Llama la atención que al adicionarse a las biotititas las muestras de granitoides la correlación adquiere significación estadística con un valor aceptable.

Oro y plata

En algunas muestras de distintas litologías se analizaron los contenidos de oro (Activación Neutrónica, Actlabs) y plata (Plasma, Actalabs) cuyos resultados se presentan a continuación con indicación entre paréntesis del número de muestra correspondiente.

	Esquistos	Esq.c/turmal.	Anfibolitas	"coticules"	Biotitit. flog.	Mármoles
Au	1 (w113)	1 (w38)	1 (w211)	10 (w45)	5 (w22)	9 (w40)
ppb	1 (w118)			6 (wES)	1 (w108)	1 (w74)
Ag	0,6 (w113)	1,5 (w38)		1,1 (w45)	0,1 (w22)	0,4 (w40)
ppm	0,1 (w118)			0,4 (wES)	0,4 (w108)	0,1 (w74)

Se destacan por sus valores algo mas elevados en Au las litologías portadoras de scheelita y los mármoles.

3.-COMPARACIÓN CON OTRAS ÁREAS MINERALIZADAS DE SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

En principio se transcriben los valores de abundancia promedio de W para rocas metamórficas de Wedepohl (1974), que fueron obtenidos sobre la base de gran cantidad de datos.

Contenido promedio en rocas metamórficas (Wedepohl, 1974)

Roca	W ppm
rocas metamórficas en general	3.7
rocas metasedimentarias	2.3
filitas	4.7
esquistos micáceos	2.5
esquistos pelíticos	2.6
filita grafitica	22.8
cuarcitas	3.4
mármoles	0.7
anfibolitas	4
metabasitas	6.8

Tal como lo señala el mencionado autor las rocas metasedimentarias presentan contenidos semejantes a sus equivalentes no metamorfizados. Los altos valores para metamorfitas que contienen grafito encuentran justificación en un enriquecimiento inicial de la materia orgánica de la cual deriva el grafito. Los valores mas elevados de rocas básicas respecto de sus equivalentes no metamorfizados no encuentran explicación para Wedepohl. En las dos últimas décadas se ha abordado enfáticamente esta relación entre rocas básicas y ultrabásicas y el W, a raiz de los numerosos estudios sobre el yacimiento Mittersill (Austria), en el cual las mayores concentraciones de W se hallan en anfibolitas y hornblenditas (Thalhammer, 1987).

Se ha considerado conveniente la comparación con datos de litologías semejantes en ambiente de Sierras Pampeanas Orientales, relacionadas con mineralizaciones de wolframio y/o bismuto.

Contenidos mínimos y máximos en esquistos/gneises y metacuarcitas

elem ppm	**Sa. de Altautina -este estudio-**	Sa.Guasapampa (Fernández, 1989)	Los Avestruces (Etcheverry, 1987)	Sa. del Morro Oeste (Delakowitz et al. 1991)	La Florida/Pampa de Tamboreo (Hack et al 1991)
W	0-30	<15 - 80	15-35	8-11 *278	13-14 **19- 13000
Sn	0-18	<10-10	<10	n.p.	n.p.
Cu	0-37	0-54	n.p.	0-59	1-68
Pb	0-15	19-127	n.p.	15-60	18-124
Zn	0-293	0-343	n.p.	104-253	90-400
Sb	1-3.4	n.p.	n.p.	0.1-0.2	n.d.
Mo	<5	n.p.	n.p.	0-0.4	0.4

n.p. no posee dato n.d. no detectado

*una muestra anómala **rango para esquistos portadores de scheelita

En la comparación de los esquistos y cuarcitas, los de la Sierra de Altautina no presentan valores anómalos y sus contenidos se encuentran en los mismos rangos que los de las demás zonas que se usaron para comparación. Sin embargo el rango de contenidos alcanza valores que superan el contenido normal para este tipo de metamorfitas.

Contenidos mínimos y máximos en esquistos turmalínicos o c/abundante turmalina

elem ppm	**Sa. de Altautina -este estudio-**	Esquistos biotítico-turmalínicos de La Florida (Hack et al 1991)
W	<10-70	n.d. **356-44000
Sn	0-5	n.p.
Sb	1.4	2.6
Mo	0-5	0.5
Cu	5-35	1-37
Pb	0-45	26-151
Zn	30-170	88-236

n.p. no posee dato n.d. no detectado
**rango para esquistos portadores de scheelita

La única comparación posible para los esquistos turmalínicos fue con los datos de Hack et al. (1991), quienes hallaron esta litología como portadora de scheelita. En la Sierra de Altautina los esquistos con turmalina raramente contienen algunas "chispas" del mineral de wolframio. Los rangos de contenidos de los elementos son en general comparables, exceptuando al W que no presenta valores anómalos, aunque es notoria la elevación de los contenidos de W en comparación con los esquistos que no presentan abundancia de turmalina.

Entre las rocas calcosilicáticas de la Sierra de Altautina se incluyeron muestras al azar, sin privilegio alguno por aquellas con mineralización visible. Resulta evidente que, excepto en la Sierra de Guasapampa, el W alcanza valores anómalos en estas rocas. En la Sierra del Morro donde los contenidos de W son muy elevados se nota también anomalía en Zn, y en la Sierra de Guasapampa la única anomalía es de Cu. Anomalías en metales de base en rocas calcosilicáticas son frecuentes en depósitos estratoligados de scheelita como Broken Hill (Barnes, 1983). Por su parte la detección de Sn, Bi y Mo suele relacionarse a skarns proximales (Raith, 1991). En las rocas calcosilicáticas de la Sierra de Altautina la única anomalía es la de W.

Contenidos mínimos y máximos en calcosilicáticas

elem ppm	**Sa. de Altautina -este estudio-**	Sa. Guasapampa (Fernández, 1989)	Sa. del Morro O. (Delakowitz et al. 1991)	La Florida/Pampa de Tamboreo (Hack et al 1991)
W	0-600	<15-45	9 ppm - 9,9%	9-120
Sn	0-15	<10-14	n.p.	n.p.
Cu	0-95	0-1466	2-79	1-85
Pb	0-40	0-40	12-43	9-14
Zn	0-320	0-221	16-1010	64-182
Mo	0-15	n.p.	0-14	0.8

n.p. no posee dato n.d. no detectado

Las anfibolitas de la Sierra de Altautina presentan rangos comparables a los de Sierra del Morro aunque los contenidos de W son menores. Respecto de las abundancias establecidas por Wedepohl (1974), los valores de Altautina son superiores.

Contenidos mínimos y máximos en anfibolitas

elem ppm	**Sa. de Altautina -este estudio-**	Sa. del Morro O. (Delakowitz et al.1991)
W	8-10	4-35
Sn	<5-10	n.p.
Cu	33-40	1-94
Pb	6-15	0-48
Zn	68-120	67-183
Mo	<5	.01-1

n.p. no posee dato n.d. no detectado

En cuanto a los granitoides, los valores de la Sierra de Guasapampa y Los Avestruces presentan los rangos mas elevados o francamente anómalos en tungsteno. El Sn tambien presenta altos contenidos en la Sierra de Guasapampa. Los granitoides del stock San José tienen verificada la presencia de W y Sn hasta un valor de 10 ppm.

Contenidos mínimos y máximos en granitoides

elem ppm	**Sa. de Altautina -este estudio-**	Sa. Guasapampa (Fernández, 1989)	Los Avestruces (Etcheverry, 1987)	Sa. del Morro Oeste (Delakowitz et al. 1991)
W	<10-10	<15-18	10-5810	17
Sn	<10-10	<10-200	0-<10	n.p.
Mo	4	<10	n.p.	0.6
Cu	8-25	2-94	n.p.	11-39
Pb	15-41	20-160		
Zn	2-120	n.p.	n.p.	91-270

n.p. no posee dato n.d. no detectado

Respecto de las "coticules" y biotititas flogopíticas no se han encontrado datos dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas que permitan su comparación. Los mármoles, por su parte, contienen tenores algo superiores a los de Wedepohl (1974) como abundancia promedio para estas rocas.

4.-SÍNTESIS

Merece destacarse inicialmente que, comparando con los valores de abundancia normales en metamorfitas, en la Sierra de Altautina los contenidos de W parecen ser superiores. Los valores más significativos y/o anómalos en W se han encontrado, como era esperable, en rocas calcosilicáticas, biotititas flogopíticas y " coticules", ya que se trata de las litologías en donde se ha observado la presencia de scheelita. En las biotititas flogopíticas la mayor frecuencia entre los datos obtenidos se encuentra en el rango 0-35 ppm W; para las facies calcosilicática 0-15 ppm W. En las "coticules" las frecuencias no se determinaron por tratarse sólo de dos muestras. En las restantes litologías los contenidos de W estarían integrados en las redes de ciertos minerales como las muscovitas que pueden alcanzar contenidos de 500 ppm W, o también en los feldespatos.

Los esquistos con turmalina resultan una litología significativa en tanto registran una elevación en sus contenidos de W con su mayor frecuencia en el rango 0-7 ppm W, duplicando la de los esquistos sin abundancia de turmalina (0-3 ppm W). En el área de La Florida (Hack et al.

1991), encontraron una litología similar conteniendo mineral de wolframio (scheelita). Las "coticules", por su parte, señalan otro episodio de alta significación en la secuencia volcano-sedimentaria. Estas rocas muy silíceas suman a sus elevados tenores en W, Cu y Zn, el manganeso que se halla integrado en la estructura de los granates (ver Capítulo 2).

La contenidos de W presentan una alta dispersión y sería probable una distribución de tipo exponencial, que además sería coherente con la situación geológica del área. La distribución exponencial para sistemas geológicos, indica una distribución del elemento, o su redistribución, a través de procesos postmagmáticos en los que fluidos han jugado un rol importante (Merodio, 1985). Merece señalarse, en este aspecto, que los esquistos turmalínicos o con abundancia de turmalina señalan la existencia en el protolito de una abundancia de volátiles. Asimismo, esta litología es la única que ofreció una correlación con significación estadística, positiva, para el par W-Sn. Esto último sugeriría nuevamente el rol de fluidos en la distribución de estos elementos aunque no relacionados a la última actividad magmática del área sino a algún episodio dentro de la cuenca protolítica. En cuanto a la redistribución del W en toda el área no deben descartarse los procesos metamórficos acaecidos.

Los esquistos no presentan diferencias en sus contenidos de W, sean ellos "cajas" de depósitos asociados a rocas calcosilicáticas o de depósitos en mantos de cuarzo-turmalina.

En cuanto al Sn, no se han observado minerales propios y valores elevados o anómalos se registraron sólo en dos muestras de biotitita flogopítica, con una mineralogía dominada por filosilicatos que poseen una estructura cristalina apta para la recepción del Sn. Nuevamente para este elemento en las restantes litologías es aceptable suponer su presencia en la estructura de minerales que lo admiten en reemplazo de Ti y Fe tales como esfena, hornblenda y biotita a los que también se suman los feldespatos y silicatos de calcio (Eadington y Kinealy, 1983). En síntesis, el Sn parece haber sido redistribuído concentrándose en una litología con fases cristalinas adecuadas para su "captura".

Respecto del Cu y Zn se encuentran valores muy elevados o anómalos en las biotititas flogopíticas y "coticules", litologías en las cuales se ha observado la presencia de calcopirita y esfalerita. El Mo presenta valores superiores al resto de las litologías en algunos mármoles, rocas calcosilicáticas y "coticules".

Los contenidos medios de W y Sn en granitos "normales" son de 1,5 ppm W y 3,5 ppm Sn (Evans y Krauskopf, 1970; Taylor, 1979). En el stock San José los contenidos alcanzan un valor máximo de 10 ppm para ambos elementos pero no es posible el cálculo de la media dado que sobre las tres muestras que se poseen datos, dos de ellas lo tienen por debajo del límite de detección. Según los primeros autores que se acaban de citar estos contenidos medios se elevan con la cantidad de sílice. Los granitoides del stock San José poseen un elevado contenido en sílice (78,89 %). Fernández (1989) para el granito Mesa del Coro con una media de SiO_2 de 74.16%, para el W de 10.58 ppm y para el Sn 29.70 ppm, lo considera anómalo en ambos elementos.

La clasificación de granitos de Tischendorf (1977) sirve para evaluar el potencial mineralizador de un cuerpo y a su vez su grado de especialización. A continuación se transcriben los valores de este autor.

Clasificación de granitos de Tischendorf (1977)

% en peso	Granit. altamente especializados	Granitoides especializados	Granitoides estériles
SiO_2	75,10	73,38	70,84
TiO_2	<0,06	0,16	0,34
Al_2O_3	13,30	13,97	14,33
Fe_2O_3	1,60	2,90	3,09
MnO	---	0,045	0,064
MgO	0,10	0,47	0,81
CaO	<0,5	0,75	1,89
Na_2O	---	3,20	3,44
K_2O	---	4,69	4,34
ppm			
Rb	580 ± 200	580±200	<200
F	3700	3100	850
W	>10	>10	<7
Sn	40	20	3,5
K/Rb	<100	<100	>100

Al comparar con los datos del cuadro II-7 los valores de los tres stocks se observa que sus valores se encuentran entre los rangos de granitos especializados y fuertemente especializados, con excepción de los contenidos de W y Sn, y una relación K/Rb algo superior a 100 que podría haber sido elevada por procesos tardíos. Para el stock San José no se puede establecer, ni rechazar, un posible caracter anómalo en W y Sn debido a que el número de muestras con datos resulta insuficiente.

La comparación con datos de litologías semejantes del basamento metamórfico o ígneo de las Sierras Pampeanas Orientales, de áreas con mineralización de scheelita asociada, señala similitudes muy remarcables, excepto para los granitoides. También merece señalarse que en la zona de Pampa de Tamboreo/La Florida, tanto los esquistos y metacuarcitas como los esquistos turmalínicos poseen valores francamente anómalos en W y son portadores de scheelita.

Capítulo VII
EVALUACIÓN GENERAL DE LOS DATOS Y CONCLUSIONES

CAPITULO VII
EVALUACION GENERAL DE LOS DATOS Y CONCLUSIONES

En este capítulo final se procede a una evaluación global de los datos aportados en los anteriores con el objeto de aproximar a una definición del modelo más adecuado para la mineralización de wolframio en la Sierra de Altautina. Asimismo se incluyen comparaciones con depósitos argentinos y de otros paises. Para arribar al objetivo señalado se tratan algunos aspectos que se asocian a las mineralizaciones de wolframio que merecen especial atención. Se comienza con una breve reseña histórica que permita visualizar la evolución en el conocimiento para esta área de la Argentina.

A.-LOS DEPOSITOS DE WOLFRAMIO EN LAS SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES

La primer referencia es de Beder (1916) quien agrupó a los yacimientos de la República Argentina de la siguiente manera:

- A) Wolframita en pegmatita (vetas de cuarzo y mica con feldespato)
- B) Wolframita en vetas de cuarzo-mica: -a) sin casiterita: -α) sin turmalina
- -β) con turmalina
- -b) con casiterita.

La clasificación fue realizada sobre la base de la existencia del mineral wolframita en sentido genérico pues son numerosas las descripciones que incluye el autor en las que existe además scheelita, o sólo esta última especie mineral. Resulta interesante el comentario que realiza Beder (1916), al resumir el estado de conocimiento a la época, señalando que "...de todas las existencias de wolframita en la República Argentina..." la que se encuentra en la Cordillera de Colangüil (prov. de San Juan), en la Quebrada de Arrenquintín "...es la única que no pertenece a la región de las Sierras Pampeanas".

Angelleli (1950), en su obra compilatoria sobre los recursos metalíferos argentinos, continúa con la tipología de Beder (1916), ampliándola con la inclusión de los depósitos de scheelita.

Brodtkorb y Brodtkorb (1975, 1977, 1979) realizan una revisión de estos depósitos interpretándolos como estratoligados y Brodtkorb et al. (1982) clasifican los depósitos wolfrámicos de San Luis bajo el mismo tipo y agrupándolos desde el punto de vista morfológico, de la litología hospedante y del mineral de wolframio en:

- diseminada, diseminada y vetiforme asociado, vetiforme discordante, vetiforme concordante;
- rocas calcosilicatadas, anfibolitas, cuarcitas, esquistos biotíticos, filones cuarzo-turmalínicos;
- scheelita y/o wolframita.

Los yacimientos de tungsteno de las Sierras del Morro, Los Morrilos y Yulto, San Luis, fueron estudiados por Llambías y Malvicini (1982) quienes encuentran los siguientes tipos de mineralizaciones:

- scheelita en tactitas tremolíticas-actinolíticas;
- wolframita y/o scheelita en pegmatitas;
- wolframita y/o scheelita en vetas de cuarzo, a veces con turmalina.

• Estos autores interpretan a las tactitas como desarrolladas a partir de mármoles y anfibolitas en un episodio posttectónico. Reconocen diferentes estadíos de pegmatización previos a la intrusión del granito San José del Morro. A su vez relacionan a esta pegmatización que culmina en estadíos hidrotermales tanto la formación de las tactitas como el aporte de la mineralización. Respecto al origen del tungsteno plantean dos alternativas: presencia de tungsteno en las rocas que por anatexis generaron las pegmatitas o incorporación del tungsteno en los fluidos pegmatíticos al atravesar rocas conteniendo dicho elemento.

•

• Angelelli (1984), tomando en cuenta las condiciones de formación y los trabajos de Brodtkorb et al., distingue los siguientes tipos:

• a) Wolframita: -1: Pegmatíticos
• -2: Manifestaciones en material aplítico.
• -3: Yacimientos hipotermales
• -4: Mineralización diseminada
• b) Scheelita: -1: En pegmatitas
• -2: Hipotermales
• -3: Depósitos estratoligados: es en éste tipo que incluye al distrito Ciénaga de Allende-San José.

En 1991 se produce la última publicación que reseña el conocimiento sobre los depósitos de wolframio de San Luis y Córdoba (Brodtkorb, M.K. de, ed., 1991). En ella se incluyen varios trabajos sobre distintas mineralizaciones cuyas propuestas genéticas se sintetizan en el siguiente cuadro.

Autor	Area o depósito	Propuesta genética
Fernández, 1991	La Bismutina-Córdoba -venas y venillas con wolframita	-hidrotermal relacionado a cúpulas graníticas
Etcheverry, 1991	Los Avestruces-San Luis -filones de cuarzo con scheelita (Bi)	-catatermal, periplutónica en relación a intrusiones ácidas
Delakowitz et al., 1991	Sierra del Morro oeste-San Luis -scheelita en calcosilicáticas -scheelita (wolframita) en venas de cuarzo-turmalina -scheelita en bordes de pegmatoides	-estratoligada, sin-diagenética con las metamorfitas con removilización metamórfica-hidrotermal. -origen del W: hidrotermal submarino relacionado a basaltos tholeíticos de cuenca de retroarco
Pereyra, 1991	Sierra del Morro este-San Luis -scheelita en calcosilicáticas -scheelita en venillas de cuarzo-turmalina -scheelita en gabro flogopítico hornblendífero	-epigenética -fuente de W: una roca parental con minerales que registran Ti sustituído por W
Hack et al., 1991	La Florida/Pampa de Tamboreo, San Luis. -scheelita en esquistos turmalínicos, en metavolcanitas, en calcosilicáticas, en cuarcitas. -scheelita en venas de cuarzo-turmalina	-estratoligada, sindiagenética con metamorfitas en relación a un vulcanismo submarino calcoalcalino, con removilización metamórfica-hidrotermal

Fernández et al., 1991	Yacimientos entre Pampa del Tamboreo-Paso del Rey y Santo Domingo -scheelita en cuarcitas, en metavolcanitas, -scheelita en segregados y venas de cuarzo	-singenética con las metamorfitas en relación a una actividad hidrotermal calcoalcalina submarina con rmo-vilización metamórfica.

En esta misma publicación Brodtkorb y Pezzutti (1991) compilan los yacimientos scheelíticos asociados a anfibolitas de las provincias de Córdoba y San Luis, cuyo mapa se presentó en el capítulo IV (Fig. IV-1). Incluyen en esta asociación los distritos: Sierra del Morro, La Estanzuela, San Felipe, Villa de Praga, Sierra de Altautina, Ambul, Aguas de Ramón, Zinqui, Pampa de Olaen, Cerro Aspero, Paso del Rey-Santo Domingo y Pampa de Tamboreo. Los dos últimos distritos se diferencian por su vinculación con metavolcanitas ácidas y no básicas. Las primeras identificaciones de metavolcanitas félsicas en las Sierras Pampeanas Orientales se realizan en relación a depósitos wolframíferos por Brodtkorb y Brodtkorb (1986), Brodtkorb et al. (1984, 1989) y sin relación con ellos por Marín y Ramos (1987) y Vujovich et al. (1991). En cuanto al distrito Cerro Aspero la mineralización es esencialmente de wolframita e incluye filones de cuarzo con ese mineral alojados en una intrusión granítica. El modelo sugerido para todos ellos es el volcanogénico-sedimentario vinculado a un un vulcanismo basáltico y posteriores removilizaciones de la mineralización por procesos metamórficos y varias fases de intrusiones sin y post tectónicas.

Ramos (1991), dentro del marco geotectónico que propone (ver Capítulo I) sugiere varios episodios metalogenéticos en distintos ambientes tectónicos y en diferentes épocas:

-Ciclo Pampeano (Proterozoico tardío, 725-660 Ma): mineralizaciones scheelíticas del tipo singenético en cuenca de transarco extensionales (Sierra del Morro) o arcos volcánicos islándicos desarrollados sobre corteza oceánica (La Florida - Pampa de Tamboreo). Según Ramos (1991) si se demostrara que las ortoanfibolitas, desde el norte de Capilla del Monte hasta San Luis, se corresponden en el caracter extensional con las de la Sierra del Morro entonces habría existido una extensión generalizada que podría haber favorecido un volcanismo exhalativo "responsable de las manifestaciones wolframíferas singenéticas, que se emplazarían si se encuentran con rocas calcosilicáticas apropiadas".

-Ciclo Famatiniano (Cambro-ordovícico a Carbónico): este autor adjudica a este ciclo una vinculación con dos tipos de mineralizaciones. Por una parte los depósitos hipogénicos relacionados a granitoides eopaleozoicos de W-Bi-Sn (?) (Fernández, 1989, 1991; Brodtkorb y Ametrano, 1981; Etcheverry, 1987, 1991) y quizás en parte algunas de las asociaciones de Llambías y Malvicini (1982). Por otra parte el Ciclo Famatiniano es el responsable de las removilizaciones de los yacimientos singenéticos.

B.-LA SIERRA DE ALTAUTINA

1.-ROCAS CALCOSILICÁTICAS O SKARN DE REACCIÓN VS. EXOSKARN

Desde el punto de vista económico los skarns son entidades geológicas muy importantes. Smirnov (1976) destaca claramente que todos los metales, con excepción del Cr, Sb y Hg, pueden encontrarse en ellos como también minerales de interés industrial. Esta importancia ha generado

varios trabajos de síntesis como los de Zharikov (1970), Einaudi et al. (1981), Einaudi y Burt (1982), Meinert (1983) y Kwak (1987). Si bien el término skarn se utilizó para denominar a la ganga silicática de la mena magnetítica en la región de Persberg, Suecia, hoy se ha afianzado como un término para definir litologías compuestas por silicatos ricos en Ca, Mg, Fe y Al. Estos silicatos proceden de la transformación metasomática de rocas cálcicas o calciomagnesianas (calizas, dolomitas, margas e inclusive rocas ígneas básicas) y también silícico-alumínicas como granitos y gneises. La transformación está gobernada por la acción de fluidos acuosos a elevada presión y temperatura. La situación geológica más corriente es la de intrusivos intermedios a ácidos emplazados en rocas carbonatadas. Los fluidos aportados por el intrusivo generan en el encajante un skarn (exoskarn) aunque también pueden hacerlo sobre el propio plutón (endoskarn), actuando esencialmente procesos de infiltración. Los exoskarns se clasifican a su vez, en función de su distancia al contacto con el intrusivo y poseen una zonación desde la facie carbonática hasta el intrusivo. El término skarnoide se refiere a rocas de mineralogía similar, con abundante grossularia, idocrasa, wollastonita, piroxenos, etc., para cuya formación no existieron procesos metasomáticos. Se trata entonces de una recristalización isoquímica de litologías margosas, carbonatadas impuras, intercaladas entre facies silicoaluminosas, generalmente durante el metamorfismo regional. A estas rocas se las denomina rocas de silicatos cálcicos o rocas calcosilicáticas. En este último tipo rigen los procesos de difusión, ampliamente descriptos y/o experimentados por (Vidale 1969; Vidale y Hewitt, 1973) y Saavedra y Pellitero (1983). Esto ha llevado a denominarlos también "skarn de difusión bimetasomática" o "skarn de reacción" o "bandas calcosilicáticas". Pueden tener también zonación aunque ésta no se distribuye en relación al intrusivo. La mineralogía de estas rocas no contribuye a su diferenciación de un skarn. Sin embargo, los granates en un skarn de contacto se generan bajo condiciones de fugacidad de oxígeno media a alta por lo tanto el componente andradítico es elevado. Lo inverso sucede en condiciones de metamorfismo regional, en el cual prevalecen condiciones más reductoras (Einaudi y Burt, 1982), y los granates tendrán entonces menor porporción molecular de andradita. En el caso del área de este estudio los componentes andradíticos no superan el 10 porciento. Según Einaudi y Burt (1982) las relaciones de campo son las que prevalecen a la hora de diferenciar entre un exoskarn y una banda calcosilicática.

En la geología de la Sierra de Altautina se incluyen tres stocks graníticos emplazados según los lineamientos del segundo episodio deformacional. Similar situación se reitera para los pegmatoides, aunque en este caso se han reconocido pegmatizaciones previas a la deformación mencionada. Entre los stocks adquiere mayor significación, respecto a los depósitos, el stock San José que se encuentra en el mismo bloque tectónico que contiene las manifestaciones minerales (bloque superior de la falla de Altautina). Es por ello que la definición del tipo de metamorfismo que generó el conjunto calcosilicático se presenta como de gran importancia.

La *distribución areal de los niveles calcosilicáticos no responde a la geometría del stock* San José como para otorgar a esta asociación una génesis a partir de procesos de metamorfismo de contacto. Rocas calcosilicáticas se localizan hasta 15 kilómetros al sur del mencionado stock. Se considera que se han aportado suficientes elementos (Capítulo 2) para interpretar a este conjunto litológico como el producto de un metamorfismo regional y considerar a esta litología, tan frecuente, como *rocas calcosilicáticas o "skarn bimetasomático o de reacción"* . No obstante, se reiteran las conclusiones que se obtuvieron al tratar la Petrología acerca de la posibilidad de una apertura del sistema con acción de fluidos (hidrotermales ?) que se observó en sectores restringidos como mina La Carlota y El Salto que, por su localización perimetral respecto al stock, podrían haber recibido los efectos de fluidos derivados de éste. La distribución regional de las calcosilicáticas, en niveles de poco espesor, es concordante con el resto de la secuencia.

En definitiva, la distribución areal de los niveles calcosilicáticos está *controlada por la distribución de las lentes carbonáticas*, a las que se les asocian probables metavulcanitas

(anfibolitas). Los episodios deformacionales que se sucedieron generaron la "lenticulación" y el reiterado "boudinage" que presenta este conjunto litológico portador de scheelita. Se considera que la precipitación de carbonatos en la cuenca sucedió dentro de un restringido fragmento estratigráfico que no supera los 500 metros. Ello resulta de la observación en el mapeo de una continuidad dentro de aproximadamente un único nivel, desde el norte de la Sierra de Altautina hasta sus sectores más australes. La discontinuidad que se observa a la altura de la mina El Salto, donde se produce un cambio de rumbo de las lentes de mármol y el conjunto calcosilicático asociado, obedece a la superposición de deformaciones esencialmente D1 y D2, que en este sector es muy intensa.

Las rocas calcosilicáticas son pues, consideradas como el producto de la reacción isoquímica entre calizas y encajantes gneísicos o anfibólicos. Se debe reiterar que para similar litología, asociada a depósitos de scheelita, en la Sierra del Morro Delakowitz et al. (1991) hallaron indicadores geoquímicos que les permitieron interpretarlos como basaltos con alteración hidrotermal submarina.

1.1-Depósitos de scheelita asociados a rocas calcosilicáticas

Mineralizaciones de wolframio (scheelita) son comunes en litologías calcosilicáticas. Hasta finales de la década del 60 estos depósitos eran interpretados como skarns derivados de granitos tipo I. A partir de los trabajos de Maucher (1965, 1976), Höll (1971, 1975), Höll et al. (1972) comienza una intensa revisión. Estos autores estudian, reinterpretan, y producen nuevos hallazgos en los Alpes austríacos, tipificándolos como de tipo "estratiforme-estratoligado". Sin embargo, los yacimientos económicamente más importantes ratifican su inicial caracterización como skarns de contacto, entre ellos: Can Tung, Canadá (Bowman et al. 1985); Mactung, Canadá (Dick y Hodgson, 1982); Pine Creek, USA (Newberry, 1982) y King Island en Australia (Kwak, 1978).

Estudios de detalle permitieron determinar que otros depósitos de scheelita, alojados en rocas calcosilicáticas, no presentaban una clara relación genética con intrusiones félsicas. Entre estos últimos y ordenados por edad se encuentran:

- Proterozoico: Colorado, USA (Tweto, 1960); el distrito del NE de Brasil (Beurlen et al., 1982; Busch, 1981; Reid, 1983); Broken Hill, Australia (Barnes 1983) y en la Argentina depósitos de la provincia de San Luis son conocidos internacionalmente a través de la publicación de Brodtkorb y Brodtkorb (1977).
- Proterozoico-Paleozoico: Bindal, Noruega (Skaarup, 1974); el área de Morille, España (Arribas, 1980); el macizo de Bohemia, Austria (Beran et al., 1985); Blacklite, USA (Fulp y Renshaw, 1985), Hindu Kush, Pakistán (Leake et al., 1989); Alpes orientales, Austria (Raith, 1986).

2.-LA ASOCIACIÓN MÁRMOLES-ROCAS CALCOSILICÁTICAS- ANFIBOLITAS-BIOTITITAS

Las numerosas descripciones presentadas muestran la permanente asociación de las rocas calcosilicáticas con anfibolitas, biotititas flogopíticas y mármoles. En cuanto a los protolitos de este conjunto litológico se aportaron algunos elementos que permitirían suponer que anfibolitas y biotititas podrían haber tenido un componente ígneo. Los mármoles también registran evidencias geoquímicas de aportes ígneos. Por último, en las distintos tipos de rocas calcosilicáticas los datos no son tan conclusivos como los de Delakowitz et al. (1991) quienes, para la Sierra del Morro, los caracterizan como basaltos que sufrieron alteración hidrotermal submarina. Los mismos autores

concluyen que la precipitación química de los carbonatos en el agua de mar fue inducida por el desequilibrio térmico generado por las efusiones volcánicas submarinas.

3.-HORNBLENDITA-ANFIBOLITAS

Sobre la litología del pequeño cuerpo de hornblenditas, ubicado unos cientos de metros al nordeste de la mina El Salto, se ha abundado en el capítulo dedicado a Petrología. Esta litología no fue hallada en estrecha vinculación con las mineralizaciones de scheelita. Las evidencias geoquímicas presentadas son claras, al menos para indicar un *protolito ígneo profundo* para este cuerpo.

Esta litología del basamento metamórfico es la única que ha presentado indicadores geoquímicos claros sobre su origen ígneo. Para otras litologías, como las anfibolitas asociadas a calcosilicáticas, los datos geoquímicos obtenidos *brindan elementos sobre su origen a partir de basaltos* pero ellos no resultan tan conclusivos como en el caso de las hornblenditas.

3.1-Depósitos de scheelita vinculados a rocas básicas y ultrabásicas

Algunos depósitos de scheelita de gran porte económico se encuentran ligados a metavolcanitas básicas a ultrabásicas. El más claro ejemplo de ello resulta el yacimiento Mittersill, Austria, donde la scheelita está concentrada en una secuencia de anfibolitas y hornblenditas con intercalaciones ácidas y no existen facies calcosilicáticas (Höll, 1975). El estudio geoquímico de Thalhammer (1987) demuestra el origen mantélico peridotítico de las hornblenditas y anfibolitas, como así también la presencia de expresiones de basaltos tholeíticos que iniciaron esta secuencia volcánica de arcos de islas. Metaandesitas fueron también halladas en las cercanías del distrito. Este autor señala la existencia de fusiones parciales que derivaron en las rocas más básicas, con fluidos enriquecidos en elementos incompatibles como el W, proponiendo que rocas boniníticas serían entonces la fuente del W. Thalhammer et al. (1989) anexan información isotópica (U/Pb) que establece como cogenéticas a las rocas máficas, félsicas y la scheelita. La actual distribución de la scheelita obedece, además, a concentraciones en movilizados félsicos durante dos fases de metamorfismo.

El depósito Felbertal, cercano a Mittersill, ha sido objeto en los últimos años de numerosos estudios geoquímicos e isotópicos (Eichhorn et al., 1994; Eichhorn et al. 1995; Eichhorn et al., 1997). Las metodologías isotópicas utilizadas fueron Rb/Sr, Pb/Pb y Sm/Nd aplicadas a las diferentes litologías y minerales, incluyendo scheelita que fue datada por Sm/Nd. El cuadro geológico es similar al del depósito Mittersill con la excepción de una importante lente de cuarcitas que aloja venillas paralelas de scheelita y sobreyace a hornblenditas. Se pudieron datar cuatro generaciones de scheelita, las tres últimas son interpretadas como removilizaciones de la primera. Se estableció como origen del W la existencia de fluidos originales portadores de este elemento, provenientes de un reservorio de la corteza, que percolaron en el conjunto metavolcánico dominantemente mantélico y del cual lixiviaron su contenido original de tungsteno.

Otros depósitos en los que se hallan anfibolitas relacionadas a mineralización de wolframio, muchas de ellas con calcosilicáticas asociadas, se encuentran en Noruega (Skaarup, 1974), España (Arribas, 1980), Brasil (Beuerlen, 1984; Beuerlen et al., 1982; Reid, 1983), Colorado, USA (Tweto, 1960), Nueva México, USA (Fulp y Renshaw, 1985), Groenlandia (Uitterdijk, 1986), Korea (So, 1983) y Uganda (Reedman, 1973).

4.-LAS BIOTITITAS FLOGOPÍTICAS

Esta litología, sumada a la turmalina, es un elemento vinculante entre los depósitos relacionados a rocas calcosilicáticas y aquellos en los que la scheelita se encuentra en mantos de cuarzo-turmalina. Como ya se describiera, estas rocas, de disposición lentiforme o "bolsonera", son las que presentan mayor cantidad de mineralización scheelítica y también mayor registro de contenidos de W, en ambos tipos de depósitos. No obstante, su representación volumétrica es menor que la de las rocas clacosilicáticas. Por otra parte, poseen anomalías importantes en Sn, Cu y Zn.

Los elementos geoquímicos presentados, sin llegar a ser absolutamente conclusivos, indicarían *componentes ígneos en su protolito*. No se desprecia la posibilidad que la biotitita flogopítica epidótica, que se asocia a calcosilicáticas, pudiera haber tenido un protolito margoso. Etcheverry (1991) para el distrito Los Avestruces reconoce una biotitita relacionada a las vetas de cuarzo y scheelita sobre la que sugiere su derivación a partir de un lamprófido. Pereyra (1991) en el distrito scheelítico Sierra del Morro Este, también reconoce cumulatos flogopíticos sugiriendo su derivación a partir de una hornblendita.

Resultaría más sencillo interpretar esta litología como la expresión de fluidos hidrotermales derivados de la intrusión ácida. Sin embargo, restringen esta posibilidad la observación de un grado de recristalización tanto de los filosilicatos, como turmalina o epidotos que indican claramente su *afectación por los episodios metamórficos sucedidos previos a las intrusiones*. Se estima como más probable una derivación desde un protolito básico (hornblendita ?). Sin dudas una futura datación isotópica de estas biotitas arrojará mayor claridad sobre esta cuestión que hoy queda parcialmente abierta.

5.- LITOLOGÍAS ESPECIALES ASOCIADAS A 2, 3 Y 4 : EXHALITAS

5.1.1-Esquistos turmalínicos y turmalinitas.

Abundantes esquistos turmalínicos y algunos hallazgos de turmalinitas han sido descriptos en estrecha vinculación con las rocas calcosilicáticas, y sus litofacies asociadas, en el área del presente estudio. Se desea destacar que el reconocimiento de campo de las turmalinitas no ha sido sencillo pues son rocas que pueden llegar a confundirse con anfibolitas y por lo tanto no se descarta que futuros relevamientos generen la posibilidad de determinar más expresiones de esta litología. En cuanto a los esquistos turmalínicos, éstos fueron identificados microscópicamente.

El término turmalinitas fue definido por Nicholson (1980) para rocas que contienen más del 15% de turmalina y un 90% de su volumen integrado por cuarzo y turmalina. Slack (1982) las define como rocas estratoligadas con más de un 20 % de su volumen integrado por turmalina, y la denominación de esquistos turmalínicos para esquistos con 1 a 15% de este mineral. Esta denominación no debe confundirse con la de "turmalita" o "luxullianita" que corresponden a rocas cuarzo-turmalínicas formadas por procesos pneumatolíticos postmagmáticos.

Las turmalinitas, según la última recopilación de Slack (1996), constituyen tipos minoritarios en muchas áreas metasedimentarias y metavolcánicas y el grado metamórfico típico para ellas y sus encajantes es el de esquistos verdes o anfibolitas, aunque se conocen algunas en facies ceolitas. Este autor sostiene igualmente que, a través de su recopilación mundial, el ambiente tectónico en que se las halla es muy variable pero la mayoría se encuentra relacionadas a ambientes de rift, extensionales. Otro interesante caracter resulta el hecho que sus afloramientos son de escaso

espesor, generalmente menos de 1 metro, y que su extensión raramente alcanza algunos kilómetros dominando las dimensiones de centenares de metros. Las turmalinitas removilizadas son frecuentes en terrenos deformados bajo la forma de venas discordantes de cuarzo-turmalina y segregaciones (Plimer, 1988).

La turmalina es el mineral portador de boro más común en rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas félsicas. La importancia de la turmalina como mineral de ganga en depósitos metálicos y no metálicos ha sido reconocida por los autores de los textos clásicos sobre depósitos minerales (Lindgren, 1933; Bateman, 1950; Routhier, 1963; Guilbert y Park, 1986; Pirajno, 1992). La gran diversidad de depósitos acompañados por turmalina son un testimonio del importante rol del boro hidrotermal en los procesos de formación de menas en la corteza terrestre.

Sin embargo, sólo en las últimas décadas se han reconocido rocas ricas en turmalina asociadas a depósitos hidrotermales submarinos, estratiformes y estratoligados, de Cu, Pb, Zn, Ag, Co, W, Sn y Au. Entre otros cabe mencionar los trabajos de Fleischer y Routhier (1973), Slack (1982), Barnes (1983), Plimer (1983, 1986), Taylor y Slack (1984), Appel (1986). Especialmente se han reconocido asociadas a depósitos de sulfuros masivos alojados tanto en sedimentos como en volcanitas. En tanto estas rocas asociadas a depósitos de Sn y W se han hallado en tiempos más cercanos (Plimer, 1980), en depósitos vinculados con mineralizaciones polimetálicas hidrotermales submarinas (Broken Hill, Australia, Plimer, 1983).

Respecto a depósitos de scheelita en rocas calcosilicáticas, las asociaciones de turmalinitas o rocas ricas en turmalina fueron mencionadas en general por Plimer (1987) y en particular para las siguientes áreas:

- Zimbabwe (Cunningham et al., 1973).
- Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba, Argentina (Brodtkorb et al. 1985, 1995; Delakowitz, 1987; Hack, 1987).
- Groenlandia (Appel y Garde, 1987).
- España (Arribas-Rosado, 1983)
- Alpes orientales (Raith, 1988)
- Mittersill (Felbertal), Austria (Talhammer et al. 1989)
- Hindu Kush, Pakistán (Leake et al. 1989)

En estos depósitos las concentraciones de turmalina se hallan en estrecha relación con rocas calcosilicáticas de distribución regional y/o anfibolitas de edad precámbrica o paleozoica inferior, también en turmalinitas o metasedimentos ricos en turmalina, pero mayormente las concentraciones de turmalina se encuentran de modo periférico a la mineralización de wolframio, tanto en las rocas de caja adjacentes como en las distales (Slack 1996). En el caso de los depósitos del oeste de Groenlandia se hallaron turmalinitas conteniendo hasta 10% de scheelita. En Argentina, esquistos turmalínicos conteniendo scheelita son descriptos por Hack et al. (1991) para la zona de La Florida-Pampa de Tamboreo, en la provincia de San Luis, otros menciones de esquistos turmalínicos vinculados a depósitos de wolframio son los de Brodtkorb et al. (1995), al sur de Pampa de Tamboreo y Paso del Rey, en la misma provincia. Turmalinitas son mencionadas también por estos últimos autores en Pampa de Tamboreo.

Con anterioridad a los años 80, estas rocas eran interpretadas como productos metamórficos post-mineralización o derivados de intrusivos graníticos. En el último trabajo de síntesis sobre el tema, Slack (1996) sumariza las evidencias halladas que demuestran que rocas ricas en turmalina o turmalinitas son productos de sistemas hidrotermales locales más que productos

post-mineralización. A su vez, este autor reseña las morfologías en que pueden hallarse: 1-diseminaciones en la mena o rocas de caja; 2-concentraciones en "canales alimentadores" o chimeneas de alteración; 3-cristales en diaclasas concordantes o discordantes y/o venas de cuarzo; 4-turmalinitas estratiformes y estratoligadas; 5-concentraciones en rocas sinsedimentarias; 6-cristales en pegmatitas estratoligadas o discordantes. Cristales de turmalina con zonación se hallan en los depósitos que han alcanzado mayores grados de metamorfismo (facies anfibolita) reflejando la recristalización metamórfica y procesos de fusión variables ocurridos durante el proceso hidrotermal primario.

Plimer (1987) sugiere que estos depósitos de scheelita se formaron principalmente por procesos singenéticos durante una actividad hidrotermal submarina. Slack (1996) opina que esta última afirmación sería correcta para distritos scheelíticos con estrecha vinculación con sedimentos exhalativos como en Nuevo México donde la scheelita se encuentra en un ambiente de sulfuros volcanogénicos o en la Argentina donde se le asocian otras exhalitas como las "coticules" (Brodtkorb et al. 1995). Sin embargo, para otros depósitos de scheelita estratoligados en terrenos con alto grado de metamorfismo Slack sostiene que también son posibles procesos mineralizantes sinmetamórficos y para ello se funda en los mayores contenidos de W y B que se hallan en las rocas de mayor grado metamórfico en el distrito Broken Hill, Australia. Este autor postula que en estos depósitos de scheelita relacionados a turmalinitas, el W y B fueron concentrados por reemplazo selectivo durante el metamorfismo de alto grado o, alternativamente, que estos depósitos "representan mineralizaciones relacionadas a granitos que fueron metamorfizadas".

Conviene mencionar las distintas hipótesis que se han expresado respecto al origen de turmalinitas: 1-reemplazo premetamórfico; 2-singenético-exhalativo; 3-coloidal; 4-evaporítico; 5-de contacto metasomático; 6-metasomático regional. La postura conclusiva de Slack (1996) parece la más equilibrada. Este autor interpreta que mientras que el crecimiento cristalino se puede establecer sin dudas como premetamórfico, el momento y la fuente de introducción del boro resultan inciertos.

La composición química de las turmalinas es importante para el uso de este mineral como indicador petrogenético. A partir del trabajo de Henry y Guidotti (1985) se han producido muchos otros en los que el uso de los elementos traza de las turmalinas se han convertido en una herramienta para la prospección de depósitos minerales, entre ellos se destacan las publicaciones de Beaty et al. (1988) y Hellingwerf et al. (1994). Estos autores basaron sus resultados en el estudio de turmalinas de rocas estériles y mineralizadas de los distritos de las Montañas Rocosas (USA) y Bergslagen (Suecia).

En el distrito wolframífero de Altautina -y en estrecha vinculación con los niveles mineralizados, al menos en su periferia- se halla abundante turmalina en esquistos y/o gneises turmalínicos, turmalinitas estratiformes y por último en los mantos de cuarzo portadores de scheelita. En la figura III-11 se presentaron los diagramas ternarios de Henry y Guidotti (1985) con la posición composicional de las turmalinas analizadas. Se obtuvo la composición química de turmalina de una turmalinita, de un gneis turmalínico, de dos biotititas y un manto de cuarzo. La composición de todas ellas resultó muy semejante, siendo ésta intermedia entre dravita y schorlita con tendencia dravítica. La ubicación dentro de los campos petrogenéticos definidos por Henry Guidotti (1985) es similar para todas las muestras y corresponden al de las turmalinas de metapelitas y metapsamitas no saturadas en Al y rocas cuarzo-turmalínicas. Resulta difícil disociar turmalinas arealmente relacionadas y químicamente semejantes. Es por ello que se interpreta que un *proceso vinculante existió entre los distintos tipos*, entre ellos una posibilidad es la removilización

metamórfica desde los esquistos turmalínicos y/o turmalinitas hacia los mantos de cuarzo-turmalina-scheelita. El caracter *pre-metamórfico que posee la turmalina de esquistos y turmalinitas* inhibe un vínculo inverso. No obstante, no se desestima la posibilidad que la turmalina de los mantos de cuarzo sea un derivado de la intrución granítica. Futuros *estudios isotópicos de B* podrían aportar a clarificar esta cuestión.

Similares removilizaciones silíceas con turmalina y scheelita se han descripto para depósitos semejantes a los aquí presentados, como los de Martinamor, España, donde filones de cuarzo-turmalina-scheelita se encuentran discordantes respecto de la mineralización estratiforme (Arribas 1978) o los de los Alpes orientales en Austria (Raith, 1988) que también son interpretados como mobilizados metamórficos.

5.1.2.-El modelo W-B

Sobre la base de los depósitos de Morille y Ponferrada, España, Arribas et al. (1990) propusieron el modelo de asociación wolframio-boro. Los depóstios españoles de este tipo, concentrados en la zona de Salamanca, fueron descriptos por Arribas (1979), Duong et al. (1980), Arribas Rosado (1983) y se alojan en una secuencia metamórfica de grado anfibolita. En ella la scheelita se encuentra en metacuarcitas pero más abundantemente en niveles calcosilicáticos o skarnoides producidos por metamorfismo regional compuestos por plagioclasas, diópsido, grossularia, calcita, vesuviana, tremolita-actinolita, cuarzo, epidoto, muscovita y clorita. Se incluye también una esfena rica en Sn, la malayaíta. Estos niveles están deformados y boudinados. La scheelita presenta un cristalización simultánea con el granate y se han registrado niveles anómalos en Cu, Zn y estaño. Estos niveles están estrechamente vinculados a turmalinitas estratiformes. Tanto la scheelita como la turmalina han sido movilizados (filones de cuarzo-scheelita-turmalina) por el metamorfismo y/o por fenómenos hidrotermales relacionadas a intrusivos ácidos.

En la propuesta del modelo mencionado más arriba, los autores sostienen que existe una estrecha vinculación temporal entre la turmalina y la scheelita que se localizan con evidentes controles estratigráficos, todo lo cual "conduce hacia una fuente común exhalativa para el B de los sedimentos ricos en turmalina y el W de la scheelita de primera generación. El modelo propone que estos elementos fueron descargados por fumarolas submarinas y precipitados como sedimentos químicos. Posteriormente, estas mineralizaciones pudieron ser movilizadas por el metamorfismo y actividad ígnea" (Martín Izard, 1991).

Acerca de esta propuesta, Casquet (1991) sostiene que el origen del W es motivo de controversia pero adhiere a la propuesta de Derre et al. (1982). Estos últimos autores sostienen un origen secundario del W en el NE de Portugal, considerando a las cuarcitas con silicatos cálcicos como entrampamientos para el W proveniente de un hidrotermalismo perigranítico. De acuerdo a Casquet (1991), la ausencia de un plutón muy próximo no inhibe que la circulación convectiva puesta en funcionamiento por una intrusión grande pueda afectar una área situada a varias decenas de kilómetros. Se trata así, para este autor, de verdaderos skarns mesozonales distales, habiendo quedado el Sn relegado en los proximales.

5.3-Cuarcitas spessartíticas o "coticules"

Esta litología fue descripta en el capítulo sobre la petrología del área. En la Sierra de Altautina se hallaron en dos localidades, las minas El Salto y La Esperanza. En la primera se encuentra en contacto con calcosilicáticas y también en pasajes transicionales a una cuarcita rosada anfibólica. En la mina La Esperanza se encuentra en contacto con un gneis turmalínico, en el piso de una lente calcosilicática mineralizada.

El término "coticule" fue aplicado por primera vez por Renard (1878) para cuarcitas spessartíticas ordovícicas del macizo de Stavelot en Bélgica. El nombre deriva de su uso como piedra de afilar por su contenido en granate (del latín "cotis", que significa piedra de afilar). Esta misma denominación fue utilizada por Schiller y Taylor (1965) para denominar cuarcitas spessartíticas de Nova Scotia, Canadá. No son muchos los trabajos que se han dedicado a estas litologías pero resultan significativos, en cuanto a su caracterización petrológica y geoquímica, entre otros los de Wonder et al. (1988), Spry (1978, 1990), Krosse y Schreyer (1993) o el de Lottermoser (1989).

En cuanto al origen de estas rocas se han propuesto una variedad de procesos:

- niveles de arenas ricos en manganeso (Clifford, 1960);
- chert marinos en los cuales el Mn derivó de nódulos manganesíferos (Karamata et al., 1970);
- depósitos de placeres spessartíticos (Richter, 1969)
- cherts manganesíferos (Schiller y Taylor, 1965);
- sedimentos margosos con reemplazo diagenético (Lamens et al., 1986)
- precipitación química de $MnCO_3$ (Woodland, 1939; Schreyer et al. 1992)
- tobas ricas en manganeso (Kramm, 1976);
- sedimentos detríticos ricos en óxidos de Mn (Roy y Purkait, 1968).
-

No obstante, cuando se considera su vinculación con otras exhalitas como turmalinitas, "iron formation" o rocas ricas en ghanita (Lottermosser, 1989) y sus asociaciones con depósitos de metales de base, su origen exhalativo parece más coherente. Esto ha llevado a la conclusión (Spry, 1990) que los argumentos antes citados, geoquímica de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras apuntan inequívocamente a una mezcla de material ferromagnesífero hidrotermal y aluminoso terrígeno o pelágico.

La frecuente asociación de esta litología con depósitos minerales ya fue señalada por Stumpfl (1979) para depósitos estratoligados de metales de base de Sud Africa y los Alpes Orientales. Sin duda las más estudiadas corresponden al distrito Broken Hill, Australia, donde la asociación con otras exhalitas fue ampliamente descripta por Lottermosser (1989), Lottermosser y Ashley (1995) y Cook y Ashley (1992). También lo han sido las "coticules" relacionadas a depósitos de sulfuros y "iron formation" en Georgia, USA (Wonder et al. 1988). Graves y Zentilli describen similar litología en relación a enriquecimientos de W, Au y metales de base en Nova Scotia, Canadá. Lottermosser (1989) relaciona la geoquímica de estas rocas con la de nódulos hidrotermales submarinos actuales señalando en las tierras raras comportamientos diferentes según exista vulcanismo basáltico asociado o no. Por otra parte, Kunzendorf y Glasby (1992) presentan las acumulaciones de tungsteno en depósitos actuales de nódulos ferromanganesíferos submarinos.

Como minerales precursores de los granates spessartíticos se han hallado o sugerido, rodocrosita, manganita, pirolusita, hausmannita, todorokita, thuringita manganífera (Spry, 1990).

La asociación de "coticules" con depósitos de scheelita no ofrecen muchas menciones en el mundo excepto las de Australia conectadas con otras exhalitas y sulfuros masivos. En Argentina, dentro de las Sierras Pampeanas Orientales se encuentran las menciones de Fernández et al. 1994 y Brodtkorb et al. (1995). Slack (1996) señala a las Sierras Pampeanas Orientales como el único distrito scheelítico con la presencia demostrada de más de un tipo de exhalita. Sureda et al. (1992) describen un chert manganesífero en relación a depósitos de sulfuros de metales de base en el NO argentino.

En la Sierra de Altautina la expresión de esta litología no es muy voluminosa, aunque no se descarta que futuros "destapes" pudieran ofrecer la posibilidad de más hallazgos. Sin embargo, su *contenido en sulfuros y scheelita, su vínculo espacial con las litologías portadoras de scheelita y gneises turmalínicos, resultan un elemento altamente significativo*. Los datos geoquímicos que se han presentado demuestran el *componente hidrotermal* que las caracteriza. La *scheelita* halladas en las "coticules" presenta un *cristalización simultánea con el granate*, anexando otro elemento de consideración relevante para este distrito.

6.-LOS MANTOS DE CUARZO CON MINERALIZACIÓN

Es evidente -y un caracter conspícuo en la Sierra de Altautina- la concentración de los depósitos de wolframio en mantos de cuarzo en áreas determinadas *donde no existen depósitos de scheelita relacionados a calcosilicáticas*. Un grupo se ubica al este y sur del cerro San José y contienen turmalina, scheelita y biotititas. El otro se encuentra al oeste del mismo cerro y la mineralización principal es de wolframita con escasa scheelita secundaria recubriendo algunos granos de wolframita. En todos ellos la presencia de pirita es más abundante que la observada en los depósitos relacionados a calcosilicáticas.

Deben destacarse algunos aspectos de estas manifestaciones. Uno de ellos es el *emplazamiento concordante a ligeramente subconcordante* que presentan en los esquistos/gneises, exclusivamente en planos correspondientes a la deformación principal (D2). Otro aspecto significativo es la ausencia en esas áreas de lentes carbonáticas y/o calcosilicáticas, salvo algunas expresiones menores en la mina Valeria y La Toyita. La mineralización se presenta con texturas propias del relleno de espacios abiertos en los mantos de cuarzo, aunque en las biotititas asociadas se observaron otras características de la deformación como alineaciones paralelas a la foliación.

Tal como se describiera al tratar estos grupos, las salbandas de los mantos presentan abundante "jaboncillo" de falla limonítico conteniendo frecuentemente pequeños fragmentos del manto. El momento del *emplazamiento de estos mantos sólo puede precisarse como posterior a la deformación D2*. Un emplazamiento previo a esta deformación se considera dudoso, pues en tal caso la fragmentación de los mantos en el sentido del rumbo debiera ser más importante ya que hubieran sido varias las deformaciones que los habrían afectado. Los fragmentos "triturados" que se observan entre el "jaboncillo" aseguran que luego de su emplazamiento existieron movimientos que, aprovechando esas zonas de diferente competencia litológica, produjeron fracturaciones probablemente relacionadas al fallamiento postmetamórfico.

A pesar de lo anteriormente expuesto, sería posible también arriesgar un emplazamiento muy posterior que aprovechó el fallamiento postmetamórfico y sufrió luego algunas reactivaciones que justifiquen la fragmentación observada en el "jaboncillo".

Por último, merece destacarse el hecho que la asociación cuarzo-turmalina-scheelita se observa sólo en las mayores expresiones que significan los mantos. Algunas segregaciones centimétricas de cuarzo-turmalina, paralelas a la foliación principal, pero sin scheelita ni biotititas se observan en las metamorfitas del área, especialmente entre las metacuarcitas de la Cuesta de Altautina, aunque no se han encontrado en relación a los niveles calcosilicáticos.

7.-GRANITOIDES y PEGMATOIDES

Debido a su ubicación estructural, el stock San José es el cuerpo que sugiere una posible vinculación con las manifestaciones minerales.

Tal como se ha tratado, especialmente en el capítulo VII, este granito posee características geoquímicas aptas para considerarlo al menos un stock especializado. Sin embargo, su edad y relación de intrusividad posterior a los episodios de los picos metamórficos generan dudas respecto a su relación con la mineralización primaria de W. No se descarta un *probable vínculo de fluidos relacionados a este stock con una removilización* de las primeras mineralizaciones. Tampoco debe invalidarse la posibilidad de una *contaminación en wolframio* considerando sus afinidades con granitoides tipo S.

Los pegmatoides se distinguen en varios episodios previos a la intrusión del stock San José y un último alojado según los mismos lineamientos deformacionales que ese cuerpo. Probablemente gran parte de ellos provengan exclusivamente de la migmatización. La vinculación con la mineralización de tungsteno se observa sólo en los casos que algunos filoncillos atraviesan o se alojan en alguna de las unidades portadoras ya descriptas, esto es a través de la presencia de escasa scheelita en los pegmatoides en tales circunstancias.

8.-LA SCHEELITA

No se reiterará aquí lo que fuera descripto y documentado acerca de este mineral (Capítulo V). En las manifestaciones relacionadas a calcosilicáticas, la scheelita se presenta como un mineral petrogenético que se integra a las litologías portadoras al menos antes del pico metamórfico de mayor intensidad. Su *cristalización fue simultánea, o previa, al granate y epidotos*. En estos depósitos se encuentra también scheelita en cuarzo de exhudados migmatíticos. Respecto de la scheelita de los mantos de cuarzo se distingue de las anteriores por el mayor desarrollo del tamaño de sus cristales.

Las composiciones químicas de cuatro scheelitas de diferente yacencia en el área no presentan diferencias. En este sentido resulta llamativo la similitud composicional. Sea cual fuere el proceso genético que vincule los distintos tipos de depósitos con scheelita, si existió alguna "movilización" de este mineral no parece comprensible su falta de diferenciación química. Uno de los factores que puede impedir esta discriminación es el bajo número de muestras analizadas.

9.- WOLFRAMITA/ SCHEELITA

En el capítulo VI se abordaron los diferentes elementos que controlan la precipitación de scheelita o miembros de la serie isomórfica wolframita. En la Sierra de Altautina el único sector con presencia de wolframita es el del grupo San Ignacio, al oeste del cerro San José. En este depósito se observó cristalización de scheelita sobre cristales de wolframita y una mayor abundancia de pirita, como así también del tamaño de sus cristales.

Del conocimiento que actualmente se posee acerca de la geoquímica del wolframio surge inmediatamente asumir que las soluciones que generaron el emplazamiento de estos depósitos tuvieron un pH menor con una a_{Fe} / a_{Ca} mayor a uno, respecto de aquellos que actuaron al este del mismo cerro (grupo San Juan Bosco y otros) donde los mantos de cuarzo contienen exclusivamente

scheelita. Los reemplazos de wolframita por scheelita señalan que en los últimos estadíos los fluidos pueden haber incrementado la relación Ca/Fe por interacción con rocas de caja que a su vez habrían incrementado el pH (a corta distancia se hallan lentes de mármol y calcosilicáticas, mina El Misterio) o por una elevación de la fugacidad de azufre que generó la precipitación de pirita.

Otra marcada diferencia con los depósitos en mantos de cuarzo del este del cerro San José es la ausencia de turmalina. La imposibilidad de obtener mayores observaciones de esta mineralización de wolframita ha restringido mayores datos sobre la misma. A pesar de las diferencias halladas y algunos argumentos que las explican no se puede establecer con alguna claridad la vinculación con los demás depósitos de la Sierra de Altautina.

10.-UBICACION GEOTECTONICA

De acuerdo al modelo propuesto por Ramos (1989, 1991, 1995) el distrito de Altautina se ubica en el elemento tectónico correspondiente a la cuenca de trasarco de las Sierras Pampeanas Orientales de Córdoba y San Luis (Fig. VII-1). Las anfibolitas de la Sierra de Altautina corresponden a basaltos tholeíticos.

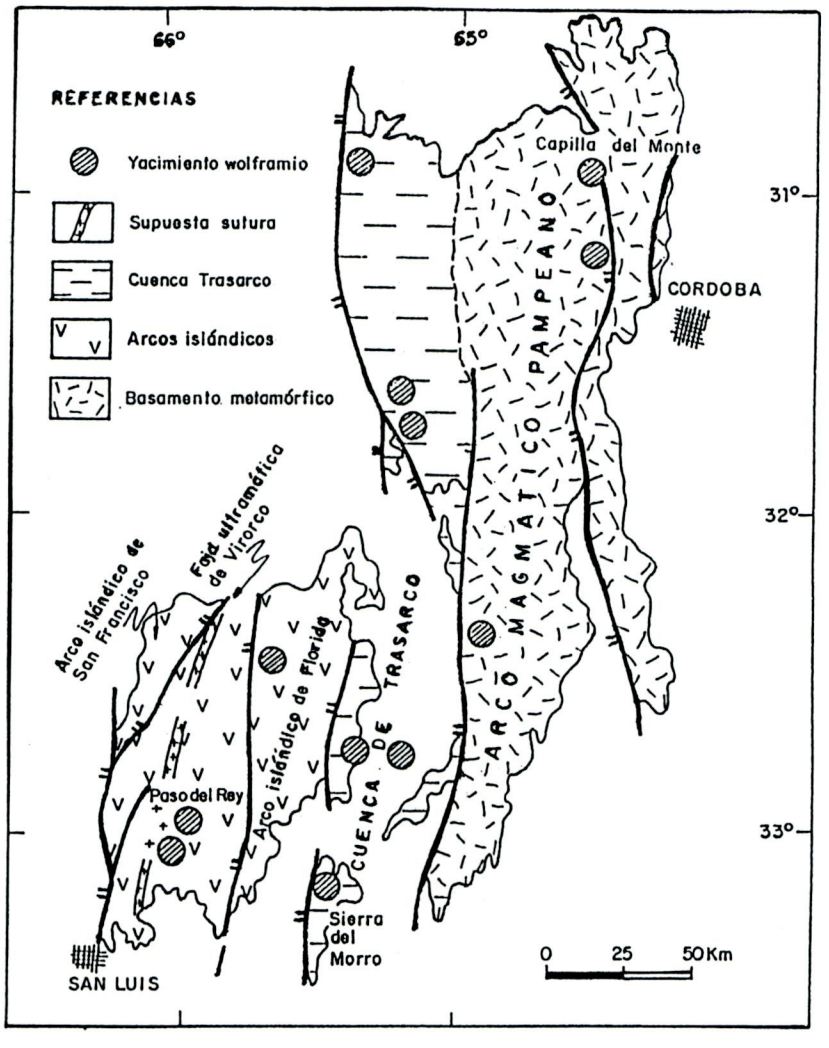


Figura VII-1 Principales elementos tectónicos de las Sierras Pampeanas Orientales y la mineralización wolframífera (Ramos, 1991)

C.-CONCLUSIONES

En el distrito wolframífero de la Sierra de Altautina se han distinguido dos tipos de depósitos y un subtipo:

1.-Depósitos de scheelita (pirita) alojados en lentes y "boudines" calcosilicáticos.

2.-Depósitos de scheelita (pirita abundante, Bi ?) en mantos de cuarzo-turmalina
-Depósitos de wolframita/scheelita (pirita muy abundante, Bi) en mantos de cuarzo.

Mineralizaciones tipo 1

*Estas mineralizaciones se vinculan con una estrecha franja de la secuencia del basamento metamórfico de esta sierra, en la cual existió la precipitación química de facies carbonáticas.

*La disposición en lentes y "boudines" de rocas calcosilicáticas y sus asociados -anfibolitas, mármoles, biotititas- es el producto de los tres episodios de deformación que actuaron en el área.

*La asociación litológica precedente, portadora de la mineralización de scheelita, presenta indicadores geoquímicos que señalan componentes ígneos en sus protolitos (anfibolitas, biotititas, parcialmente mármoles). El conjunto litológico portador de scheelita presenta la asociación muy frecuente de exhalitas ácidas (esquistos turmalínicos) o esporádicas (turmalinitas y "coticules"). En definitiva, la secuencia litológica metamórfica fértil presenta indicios geoquímicos de actividad ígnea básica e indicadores ciertos de actividad hidrotermal ácida coetánea en vinculación a la misma.

*La mineralización de scheelita es de tipo diseminada con pirita muy subordinada.

*Los contenidos de Mo en scheelita son insignificantes y sólo se observó una segunda generación de scheelita, con mayor contenido de molibdeno, en una de las manifestaciones.

*Las relaciones texturales de la scheelita con sus rocas contenedoras indican una cristalización previa o sincrónica con granate y epidoto y su afectación por procesos deformacionales. La cristalización de la scheelita se considera, como mínimo, simultánea con el pico de mayor metamorfismo en el área (grado anfibolita).

*Los episodios de migmatización que se sucedieron generaron movilizaciones leucocráticas que en la secuencia fértil condujo a la removilización proximal de la mineralización de scheelita.

*Los contenidos de W en la secuencia fértil y metamorfitas encajantes es superior a la abundancia normal para estas litologías. La distribución del W ofrece características que la aproximan al tipo exponencial indicando redistribuciones de este elemento con probable intervención de fluidos.

*El estaño sólo se ha hallado en valores elevados en litologías con una mineralogía apta para su captación. En las restantes sus valores son muy bajos. Los esquistos turmalínicos son la única litología donde existe correlación entre W y Sn.

*Escasa presencia de sulfuros de Cu y Zn se vincula exclusivamente a las "coticules" y en menor proporción a las biotititas flogopíticas.

*Este tipo de mineralización en la Sierra de Altautina puede, en síntesis, caracterizarse como:

***estratoligada* a una porción del basamento metamórfico y en estrecha vinculación a una secuencia litológica específica que se intercala en el mismo e incluye testimonios de actividad ígnea básica y exhalativa ácida;

***metamorfizada*, entendiéndose este término como más cauteloso que metamórfica o metamorfogénica (todos en el sentido de Vokes, 1995), pues no se ha podido determinar si la mineralización se formó por recrisitalización de material preexistente o si se formó como una directa consecuencia del metamorfismo regional;

***con removilizaciones metamórficas (e hidrotermales ?)* dentro de la misma secuencia fértil;

***el control de la concentración de la mineralización es litológico y deformacional.*

Mineralizaciones tipo 2

*Estas manifestaciones se emplazaron con posterioridad al episodio deformacional D2 y presentan evidencias de fracturaciones o movimientos posteriores a su emplazamiento.

*Se hallan en sectores de la sierra muy próximos a manifestaciones tipo 1 pero donde no existen lentes carbonáticas ni calcosilicáticas y se nuclean en los entornos del stock San José.

*En los mantos de cuarzo con mineralización de scheelita, se halla abundante turmalina de similar composición química a la que se halla en vinculación a esquistos turmalínicos y turmalinitas. Las biotititas flogopíticas son otro asociado, y portador de mineralización, en estos depósitos.

*No se hallaron diferencias en la composición química de estas scheelitas con las tipo 1. No se descarta que un mayor número de análisis permita una discriminación.

*Las texturas de la mineralización en los mantos de cuarzo corresponde a la de un relleno de espacios abiertos. Sin embargo en las biotititas asociadas se hallan evidentes alineaciones paralelas a la foliación.

*No se descarta que las biotititas hayan sido la roca de caja de estos depósitos que en su emplazamiento la fragmentaron y condujeran a su observación actual como lentejones en las salbandas o "caballos" dentro de los mantos.

*No se han encontrado elementos que justifiquen el caracter inicialmente más ácido de los fluidos que produjeron el emplazamiento de los mantos de cuarzo con wolframita.

*La presencia de Bi en estas manifestaciones es muy escasa.

*Los depósitos del tipo 2 presentan mayores concentraciones de scheelita en relación al tipo 1.

*Este tipo de manifestaciones, en síntesis, puede caracterizarse como:

***mantiforme*, atendiendo a su geometría;

***metamórficas o post-metamórficas ?* (en el sentido de Vokes, 1995);

***controladas por la dirección de la deformación D2 y la ausencia de la "secuencia fértil" en su entorno inmediato.*

Elementos vinculantes de la manifestaciones 1 y 2

Excluyendo la cercanía y el similar entorno geológico:

*El mineral portador de wolframio es la scheelita (excepto en la mina San Ignacio donde es minoritaria). Las scheelitas en las muestras analizadas poseen similar composición.

*La biotitita flogopítica conteniendo scheelita se encuentra en ambos tipos.

*Turmalina de similar composición química se asocia a ambas mineralizaciones, excepto en la mina San Ignacio.

Stock San José

*Posee indicadores geoquímicos de un granitoide especializado.

*No se descarta una probable contaminación de este cuerpo a partir del W contenido en las metamorfitas.

*Considerando las evidencias de las relaciones texturales que señalan a la scheelita del tipo 1 como de cristalización metamórfica y por otro lado la edad de este cuerpo, se puede establecer que no existe relación genética entre ambos.

*Respecto a las manifestaciones tipo 2 no se descarta que los procesos póstumos relacionados al granito San José hayan intervenido en su emplazamiento.

Conclusiones generales

*Las evidencias de una formación metamórfica para la scheelita en las manifestaciones tipo 1 permiten considerar como más válida la posibilidad que el tipo 2 corresponda a removilizaciones del anterior con intervención de los procesos metamórficos y/o de fluídos relacionados al stock San José los que generaron una reconcentración en los mantos de cuarzo con mejores perspectivas mineras.

*La precipitación de la scheelita en el tipo 1 pudo haber estado vinculada a los elementos protolíticos básicos o ácidos, estimándose a éstos últimos como más favorables.

*Respecto del origen del W se carecen de elementos para indicarlo. No obstante, la fuente primaria de tungsteno se debe hallar en procesos acaecidos con anterioridad al máximo pico metamórfico en la región.

*El distrito scheelítico de la Sierra de Altautina presenta numerosos elementos geológicos, y en parte geoquímicos, similares a otros distritos de las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba.

*Futura información isotópica contribuirá a ampliar el conocimiento sobre aspectos que hoy quedan sin definición. Entre ellas: datación (Sm/Nd) de las scheelitas; datación (K/Ar) de la biotitita flogopítica; datación (Sm/Nd) de las fluoritas; estudios isotópicos de B en las turmalinas; estudios de relaciones isotópicas (K/Ar, Rb/Sr, U/Pb, etc).

Semejanzas con modelos metalogenéticos existentes

***A la escala del distrito*: entre los modelos sin vinculación con procesos pirometasomáticos, el distrito Altautina posee una gran aproximación con el modelo *tungsteno-boro* (tipo "Morille", Arribas et al, 1990). Estos depósitos se presentan en rocas calcosilicáticas afectadas por metamorfismo regional, deformadas y "boudinadas"; la scheelita es de cristalización simultánea con el granate; existen turmalinitas estratiformes relacionadas y removilizados metamórficos o hidrotermales de cuarzo-scheelita-turmalina.

***A la escala del conjunto de mineralizaciones de wolframio de las Sierras Pampeanas*:** se entiende que la distribución del W en este ámbito obedece a algunos procesos de consanguineidad. En este sentido nuevos elementos, fundamentalmente isotópicos, podrían aportar alguna propuesta o ratificar la realizada por Ramos (1991). Esta última implica considerar que las mineralizaciones del tipo 1están relacionadas al Ciclo Pampeano, en un ambiente probablemente extensional, y las del tipo 2 -anexando los depósitos hipogénicos- relacionadas con removilizaciones y granitoides eopaleozoicos del Ciclo Famatiniano.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

*Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. I Yacimientos Metalíferos. Rev. Inst. Nac. Invest. Cs. Nat. Museo Bernardino Rivadavia. Cs. Geol. Tomo II. Buenos Aires.

*Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. II. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. La Plata.

*Appel, P. U. W., 1986. Stratabound scheelite in the Archean Malene supracrustal belt, West Greenland. Mineralium Deposita, 21: 207-215.

*Appel, P. U. W. y Garde, A. A., 1987. Stratabound scheelite and stratiform tourmalinites in the Archean Malene supracrustal rocks, Southern West Greenland. Gronlands Geol. Unders Bull., 156: 26. Copenhagen.

*Arribas, A., 1978. Mineral Paragenesis in the Variscan Metallogeny of Spain. Studia Geologica, XIV: 223-260.

*Arribas, A., 1979. Les gîsements de tungstène de la Zone de Morille. Chronique de la Recherche Miniere, 450: 27-34.

*Arribas, A., 1980. Los yacimientos de tungsteno de la zona de Morille (Provincia de Salamanca). Boletín Geológico Minero, 91(1): 3-19.

*Arribas, A., Arribas, Jr. A., Galibert, F., Mangas, J., Martín-Izard, A. y Reguilón, R., 1990. Genesis of strata-bound and vein scheelite deposits in metasediments of western Spain. Abstracts X IAGOD Symposium, Otawa, Canadá. p.: 258-259.

*Arribas-Rosado, A., 1983. Geología y metalogenia del yacimiento Virgen de la Encina. Ponferrada (León). Tecniterrae, 56: 36-75.

*Arribas-Rosado, A., 1986. The significance of tourmaline in stratabound tungsten deposits in Spain (abstr.). Abstr. Gîsements tungstène, Toulouse, France. pp. 33.

*Avé Lallemant, G., 1874. Mineralogische Mitteilungen aus der argentinischen Provinz San Luis. La Plata. Monatsschrift.

*Baldo, E. G. A., 1992. Estructura, petrología y geoquímica de las rocas ígneas y metamórficas entre la Pampa de Olaen y Characato, extremo norte de la Sierra Grande de Córdoba. República Argentina. Tesis Doctoral Fac. Cs. Exact. Fís. y Nat. Univ. Nac. de Córdoba. Córdoba, 235 p., (inédita).

*Barabanov, V.F., 1971. Geochemistry of tungsten. International Geology Review, 13 (3):332-344.

*Bard, J. P., 1980. Microtexture des roches magmatiques et métamorphiques. Masson. 192 p. París.

*Barnes, R. G., 1983. Stratiform and stratabound tungsten mineralization in the Broken Hill block. North South Wale Journal of the Geological Society of Australia. 30: 225-239.

*Barrié, G., 1910. Informe sobre el estado de la Minería en la Provincia de San Luis. An. del Min. de Agricultura. IV. Buenos Aires.

*Basso, R., Cimmino, F. y Messiga, B., 1984a. Crystal chemistry of hydrogarnets from three different microstructural sites of basalt metarodingite from Voltri Massif (W Liguria, Italy). Neues Jahr. Mineral. Abh., 148: 245-258.

*Batchelor, R. A. y Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology 48: 43-55.

*Bateman, A. M., 1950. Economic mineral deposits. John Wiley & Sons, New York.

*Beaty, D. W., Hahn, G. A. y Threlkeld, W. E., 1988. Field, isotopic, and chemical studies of tourmaline-bearing rocks in the Belt-Purcell Supergroup: Genetic constraints and exploration significance for Sullivan type ore deposits. Canadian Journal of Earth Science, 25: 392-402.

*Beder, R., 1913. Las vetas con magnetita (martita) y las de wolframitas de la pendiente occidental del Cerro del Morro (Pcia. de San Luis). Dir. Gral. Min. Geol. e Hidrog. Serie B, N° 3. Buenos Aires.

*Beder, R., 1916. Los yacimientos de minerales de wolfram en la República Argentina. Dir. Gral. de Minas, Geol. e Hidrog. Boletín 12 Serie B (Geología). Buenos Aires.

*Beder, R., 1922. Estudios geológicos en la Sierra de Córdoba, especialmente de las calizas cristalinas-granulosas y sus fenómenos de contacto. Dir. Gral. de Minas, Geol. Serie B, 33. Buenos Aires.

*Bell, D. R., Lhinger, P. D. y Rossman, G., 1995. Quantitative analisys of trace OH in garnet and piroxene. American Mineralogist, 80: 465-474.

*Beran, A., Göd, R., Götzinger, M. y Zemman, J., 1985. A scheelite mineralization in calcsilicate rocks of the Moldanubicum (Bohemian Massif) in Austria. Mineralium Deposita, 20: 16-22.

*Bernasconi, A. y Lanfranco, J. J., 1969. Características geológicas y petrográficas de la secuencia piroclástica de los cerros Poca y El Burro, Dpto. Pocho. Córdoba. Revista Asociación Geológica Argentina, 24(3): 253-265.

*Beurlen, H., 1984. "Tactites" formed by Ca-Al metasomatism on amphibolites in the Seridó Scheelite Provincia. NE Brasil. En: Wanschkuhn, A., Kluth y Zimmermann, R. A. (Eds.): Syngenesis and Epigenesis in the formation of Mineral Deposits. Springer-Verlag. pp. 598-607.
*Beurlen, H., Melo, E. D. y Villaroel, H. S., 1982. Remobilization of stratabound scheelite indicated by tectonic, textural and crystallographic features in Brejui Mine, NE Brasil. En: Amztutz et al. (Eds.): Ore genesis the State of the Art. Springer. pp. 418-425.
*Bevins, R. E., Kokelaar, B. P. y Dunkley, P. N., 1984. Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. Proceedings Geological Assoc., 95: 337-347.
*Birkett, T. y Trzcienski, W. E., 1984. Hydrogarnet: multi-site hydrogen occupancy in the garnet structure. Canadian Mineralogist, 22: 675-680.
*Bodenbender, G., 1894. Die wolfram-minen der Sierra von Córdoba in der Argentinischen Republik, Zeitschrift f. praktische Geologie, Jahrg. II.
*Bodenbender, G., 1899a. Comunicaciones mineras y mineralógicas. Boletín de la Academia Nacional Ciencias de Córdoba. XVI: 206-273. Córdoba.
*Bodenbender, G., 1899b. Los minerales: su composición y análisis con especialidad de los existentes en la República Argentina. Córdoba.
*Bodenbender, G., 1905. La Sierra de Córdoba. Constitución geológica y productos de aplicación. Anales del Min. de Agricultura, Secc. Geol. Mineral. y Minería. I (2). Buenos Aires.
*Bonalumi, A. A. y Gigena, A. A., 1980. Relación entre las metamorfitas de alto grado y las rocas básicas ultrabásicas en el Dpto. de Calamuchita, Córdoba. Revista Asociación Geológica Argentina, 42(1-2): 73-81.
*Boryta, M. y Condie, K. C., 1990. Geochemistry and origin of the Archaean Belt Bridge Complex, Limpopo Belt, South Africa. Journal Geological Society of London, 147: 229-239. Londres.
*Bowman, J. R., Covert, J. J., Clark, A. H. y Mathieson, G. A., 1985. Economic Geology, 80: 1872-1895.
*Brackebusch, L., 1879. Las especies minerales en la República Argentina. Anales Sociedad Científica Argentina, VII y VIII. Buenos Aires.
*Brito Neves, B. B. de, y Cordani, U., 1991. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. Precambrian Research, 53: 23-40.
*Brodtkorb, M. K. de, y Brodtkorb, A., 1975. Especulaciones sobre un origen singenético-sedimentario de la scheelita presente en las metamorfitas del nordeste de la Provincia de San Luis. VI Congreso Geológico Argentino, III: 37-50. (Publ. 1980).
*Brodtkorb, M. K. de, y Brodtkorb, A., 1977. Strata-bound scheelite deposits. En: Klem y Schneider (Ed.); Time and strata-bound ore deposits. Springer Verlag.
*Brodtkorb, M. K. de, y Brodtkorb, A., 1979. Consideraciones genéticas de la scheelita presente en las metamorfitas de la Provincia de San Luis. Revista Asociación Geológica Argentina, 34(2): 131-140.
*Brodtkorb, M. K. de, y Ametrano, S., 1981. Estudio mineralógico de la mina "Los Cóndores", Provincia de San Luis. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 259-271. San Luis.
*Brodtkorb, M. K. de, Pezzutti, N. y Dalla Salda, L., 1984. Presencia de vulcanismo ácido en la Provincia de San Luis. IX Congreso Geológico Argentino, Actas II: 181-190. Buenos Aires.
*Brodtkorb, M. K. de, Pezzutti, N., Brodtkorb, A. y Schidlowski, M., 1985. Tourmaline schists and their relationship to Precambriam scheelite deposits from the San Luis Province, Argentina. En: Germann, K. (Ed.): Geochemical aspects of ore formation in recent and fossil sedimentary environments. Monogr. Ser. Mineral Deposits. 25: 152-160.
*Brodtkorb, M. K. de, y Brodtkorb, A., 1986. Tungsten deposits of Argentina. En: Beus, A. (Ed.): Geology of Tungsten. Earth Science,18. Unesco. pp. 280.
*Brodtkorb, M. K. de, Pezzutti, N. y Fernández, R., 1989. Un modelo poco frecuente: yacimientos de scheelita en rocas volcánicas ácidas-intermedias. Reunión sobre Geotransectas de América del Sur, Actas: 63-67. Mar del Plata.
*Brodtkorb, M. K. de, (Ed.): 1991. Geología de yacimientos de wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. Inst. de Recursos Minerales, UNLP, 1, pp. 196. La Plata.
*Brodtkorb, M. K. y Pezzutti, N., 1991. Yacimientos scheelíticos en rocas calcosilicatadas asociados a anfibolitas, Prov. de San Luis y Córdoba. Instituto de Recursos Minerales, UNLP, 1: 113-128. La Plata.
*Brodtkorb, M.K. de, Paar, W., Fernández, R.R., y Pezzutti, N.,1993. Cuarcitas spessartíticas ("coticules") del yacimiento scheelítico La Higuera, Prov. de San Luis (transecta 4). Comunicación poster, II Reunión de Geotransectas de América del Sur, Mendoza (inédito).

*Brodtkorb, M. K., Fernández, R. R., Pezzutti, N. y Ametrano, S. J., 1995. Exhalites associated with scheelite deposits in Argentina. En: Pasava, J., Kribek, B., y Zak, K. (Ed.): Mineral deposits: From their origin to their environmental impacts. Proceedings 3rd. Biennial SGA Meeting. Prague. AA Balkema, Rotterdam, pp. 221-224.
*Bryzgalin, O.V., 1960. Transport and deposition of tungsten during formation of skarn (as illustrated by the Tyrny-Auz deposit). En: Barabanov, V.F., 1971. Geochemistry of tungsten. International Geology Review, 13 (3): 332-344.
*Bucher, K. y Frey, M., 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag. Berlín. pp. 318.
*Burnol, L., Gefroy, J. y Soler, P., 1978. Le tungstène, ses principaux types de gîsements. Chronique de la Recherche Minière, 4: 27-42.
*Busch, K., 1981. Geochemische Untersuchung einer Scheelitlagerstätte bei Currais Novos in NE-Brasilien. Erzmetall, 34(9): 469-475.
*Caffe, P. J., 1993. Petrología y estructura del área comprendida entre las localidades de La Fronda y Quilpo Sud, Dptos. de Punilla y Cruz del Eje, Provincia de Córdoba. Trabajo final (Inédito). Fac. Cs. Exact. y Nat. Univ. Nac. de Córdoba. pp. 236.
*Casquet, C., 1991. Skarns. En: Lunar, R. y Oyarzún, R., (Ed.): Yacimientos minerales.
Centro de Estudios Román Areces, S. A. Madrid.
*Castellanos, A., 1942. Los sedimentos Prepampeanos del valle del Nono (Sierra de Córdoba). Publicación Instituto de Fisiografía y Geología. Fac. Cs. Mat. Fís. Quím. y Nat., Univ. Nac. del Litoral, Rosario.
*Cingolani, C. y Varela, R., 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra Chica y Grande de Córdoba. Segundo Congreso Ibero-americano de Geología Económica. I: 9-35. Buenos Aires.
*Clifford, T. N., 1960. Spessartine and magnesium biotite in coticule-bearing rocks from Mill Hollow, Alstead Township, New Hampshire, USA. A contribution to the petrology of the metamorphic manganese sediments. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 94: 1369-1400.
*Cohen-Addad, C., Ducros, P., Durif, A., Bertaut, E. R. y Delapalme, A., 1964. Détermination de la position des atomes d'hydrogène dans l'hydrogrenat Al_3O_3, 3CaO, 6 H_2O par résonance magnétique nucléaire et difraction neutronique. J. Phys. Fr., 25: 478-483.
*Comínguez, A. H. y Ramos, V., 1990. Sísmica de reflexión profunda entre la Precordillera y Sierras Pampeanas. X Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-314. San Juan.
*Condie, K. C., Wilks, M., Rosen, D. M. y Zlobin, V. L., 1991. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan series, eastern Anabar Shield, Siberia. Prec. Res. 50: 37-47.
*Cook, N. D. J. y Ashley, P. M., 1992. Meta-evaporite sequence, exhalative chemical sediments and associated rocks in the Proterozoic Willyama Supergroup. South Australia: implications for metallogenesis. Precambrian Research, 56: 211-226.
*Cornu, F., 1906. XIII Beitraege zur Petrographie des Boehmischen Mittelgebirges. I, Hibschit, ein neues Kontaktmineral. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 25: 249-268.
*Cuerda, A. J., 1973. Sierras Pampeanas, una nueva interpretación de su estructura. Revista Asociación Geológica Argentina, 28: 293-303.
*Cunningham, W. B., Höll, R. y Taupitz, K. C., 1973. Two new tungsten bearing horizonts in the older Precambrian of Rhodesia. Mineralium Deposita. 8: 200-203.
*Chappell, B.W., y White, A.J.R.,1992. I- and S-type granites in the Lachland Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edimburgh, 83: 1-26.
*Dalla Salda, L., 1984a. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. Revista Asociación Geológica Argentina, 39(1-2): 38-51.
*Dalla Salda, L., 1984b. La estructura mesoscópica del basamento cristalino en el área del Río Primero, Córdoba. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 2:191-203. S. C. de Bariloche.
*Dalla Salda, L., 1987. Basement tectonics of the Southern Pampean Ranges, Argentina. Tectonics. 6(3): 249-260.
*Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1992. Early Palezoic orogenics belt of the Andes in southwestern South America: results of Laurentia-Gondwana collision? Geology, 20: 617-620.
*Daryl, C., 1993. Programa NewPet for DOS. Memorial University of Newfoundland. Departement of Earth Science. Canada.
*Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman Sc. & Tech. Hong Kong. pp.696.

*Delakowitz, B., Holl, R., Brodtkorb, M. K. y Brodtkorb, A., 1991. Geología y génesis de yacimientos scheelíticos en la Sierra del Morro oeste - Provincia de San Luis. Instituto de Recursos Minerales, 1: 49-96. La Plata.
*Demange, M., Baldo, E. G. y Martino, R. D., 1993. Structural evolution of the Sierra de Córdoba (Argentina). 2th Symposium of Andean Geodynamics. Actas. Oxford.
*Denisenko, K., 1975. La classification des gîsements de tungstène à des fines prévisionnelles. Traduction N° 5493. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. BRGM. Orléans.
*Derre, C., Lecolle, M. y Rogers, G., 1982. Les quartzites à silicates calciques et scheelite: Préconcentrations familières ou pièges pour tungstène etranger lié a l'hydrothermalisme périgranitique? Exemple du nord-est Transmontain (Portugal). Mineralium Deposita. 17(3): 363-386.
*De Witt, M. J. y Strong, D.F., 1975. Journal of Petrology, 83: 609.
*Dick, L. A. y Hodgson, C. J., 1982. The MacTung W-Cu(Zn) contact metasomatic and related deposits of the northeastern Canadian Cordillera. Economic Geology. 77: 845-867.
*Diedrichs, M.S. y Hoek, E., 1989. Programa Dips, version 2.2. Rock Engineering Group. University of Toronto
*Dodge, et al 1992. En: Deer, W. A., Howie, R. A. y Zussman, J., An introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman.
*Duong, P. K., Vache, R., Arribas, A. y Thadeu, D., 1980. Yacimientos de tungsteno y metales asociados en Europa occidental. Boletín de Geología y Minería, 91: 391-416.
*Eichhorn, R., Höll, R. y Jagoutz, E., 1994. Geochemical and isotopical investigations of gneisses in the Central Tauern Window (Austria). Mitt. Österr. Min. Ges., 139: 39-40.
*Eichhorn, R., Höll, R. y Schärer, U., 1995. Age and evolution of scheelite-hosting rocks in the Felbertal deposits (Eastern Alp.). U-Pb geochronology of zircon and titanite. Contributions to Mineralogy and. Petrology: 119: 377-386.
*Eichhorn, R., Höll, R., Jagoutz, E. y Schärer, U., 1997. Sr and Nd in scheelite-Tracers of age and origin of ore-forming fluids. En: Papunen, H. (Ed.): Mineral deposits: Research and Exploration-Where do they meet?. Balkema. Rotterdam. pp. 817-820.
*Einaudi, M. T., Meinert, L. D. y Newberry, R. J., 1981. Skarn deposits: En: Skinner, B. J., (Ed.). Economic Geology, 75th Anniv. Vol., pp.:317-391.
*Einaudi, M. T. y Burt, M. D., 1982. Terminology, classification and composition of skarn deposits. Economic Geology, 77: 745-754.
*Elderfield, H. y Greaves, M. J., 1981. Negative cerium anomalies in the rare earth element patterns of oceanic ferromanganese nodules. Earth and Planetary Science Letters, 55: 163-170.
*Engel, A. E. J., y Engel, C. J., 1960. Progressive metamorphism of the major paragneiss, northwest Addirondack Mountains, New York. Part II: Mineralogy. Bulletin of the Geological Society of America, 71:1.
*Escayola, M. 1992. Fajas ultramáficas de la Sierra Grande de Córdoba entre Inti Yaco y San Miguel. Dpto. Calamuchita. Prov. de Córdoba. Informe Beca de Perfeccionamiento (Inédito). CONICET.
*Etcheverry, R., 1987. Geología y mineralización del área wolfrámica de Los Avestruces. Dpto. San Martín. Provincia de San Luis. Fac. de Cs. Nat. y Museo (U.N.L.P.). Tesis doctoral N° 489 (Inédita).
*Etcheverry, R., 1991. Yacimiento wolframífero Los Avestruces (San Luis). Un depósito tipo: "Filón de cuarzo con scheelita". En: Brodtkorb, M. K. de, (Ed.): Geología de yacimientos de wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. Instituto de Recursos Minerales, UNLP, 1: 27-48. La Plata.
*Evans, Jr. H. T., 1974. Tungsten (Wolfram). En: Wedepohl, K.H. (Ed), Handbook of geochemistry. Springer Verlag, Berlín, pp: 74.A.1-74.A.3.
*Fernández, R., 1989. Geología y metalogénesis del distrito La Bismutina, Sierra de Guasapampa. Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral. Fac. Cs. Nat. y Museo (U.N.L.P.). N° 532 (Inédita).
*Fernández, R., 1991. Geología y génesis del depósito cuarzo-wolframífero "La Bismutina" Provincia de Córdoba. En: Brodtkorb, M. K. de, (Ed.): Geología de yacimientos de wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. Instituto de Recursos Minerales, UNLP, 1: 1-26. La Plata.
*Fernández, R., Pezzutti y Brodtkorb, M. K. de, 1991.Geología, petrografía y yacimientos entre Pampa del Tamboreo - Paso del Rey - Santo Domingo, Provincia de San Luis. En: Brodtkorb, M. K. de, (Ed.): Geología de yacimientos de wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. Instituto de Recursos Minerales, UNLP, 1: 153-170.
*Fernández, R., Pezzutti, N., Brodtkorb, M. K. de, y Paar, W., 1994. Cuarcitas spessartíticas (coticules) del yacimiento scheelítico La Higuera, Provincia de San Luis. II Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Publ. N° 3. Inst. Recursos Minerales. La Plata.

*Ferrer, M., 1974. Aspectos geológicos-mineros y económicos de los yacimientos de tungsteno del distrito minero "San José-Altautino", Córdoba. Bol. Asoc. Geol. de Córdoba. II: 130-136. Córdoba.
*Fleischer, R. y Routhier, P., 1973. The "consanguinous" origin of a tourmaline-bearing gold deposits: Passagem de Mariana (Brazil). Economic Geology. 68: 11-22.
*Flint, E. P., McMurdie, H. F. y Wells, L. S., 1941. Hydrothermal and X-ray studies of the garnet-hydrogarnet series and the relationship of the series to hydration products of Portland cement. J. Res. Natl. Bur. Stds., 26: 13-33.
*Foshag, W. F., 1920. Plazolite, a new mineral. American Mineralogist: 5: 183-185.
*Foster, R.P., 1977. Solubility of scheelite in hydrothermal chloride solutions. Chemical Geology: 20: 27-43.
*Fulp, M. S. y Renshaw, J. L., 1985. Volcanogenic-exhalative tungsten mineralization of Proterozoic age near Santa Fe, New Mexico, and implications for exploration. Geology, 13: 66-69.
*Gallisky, M. A., 1994. La provincia pegmatítica Pampeana. I: Tipología y distribución de sus distritos económicos. Revista Asociaición Geológica Argentina, 49(1-2): 99- 122.
*Gamkosián, A., 1945. Estudio geológico y petrográfico de las Sierras de Altautina y Quebrada del Tigre (Santa Rita), Sierra de Córdoba. Tesis doctoral (inédita). Fac. de Cs. Exac., Fís. y Nat. Univ. Nac. de Córdoba. Córdoba.
*Gay, H. D., 1955. Anfibololitas (hornblenditas sódicas) de la Sierra de Córdoba. Univ. Nac. de Córdoba, Fac. de Cs. Exactas, Físicas y Nat. Mus. Min y Geol. Pub. 27. Córdoba.
*Gerth, H., 1913. Die pampinen Sierren Centralargentiniens. Geologische Rundschau. B. 4 (8): 577-588.
*Gerth, E., 1914. Constitución geológica, hidrogeología y minerales de aplicación de la Provincia de San Luis. An. del Min. de Agricultura, X (2). Buenos Aires.
*Gibert, F., Moine, B., Schott, J., Dandurand, J.L.,1992. Modeling of the transport and deposition of tungsten in the scheelite-bearing calc-silicate gneisses of the Montagne Noire, France. Contributions to Mineralogy and Petrology, 112: 371-384.
*González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Revista Asociación Geológica Argentina, 5(3): 81-110.
*Gordillo, C. E. y Lencinas, A. N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nac. de Ciencias. I: 577-560. Córdoba.
*Gordillo, C. E. y Linares, E., 1981. Geocronología y petrografía de las vulcanitas terciarias del Dpto. Pocho, Provincia de Córdoba. Revista Asociación Geológica Argentina, 36(3): 253-265.
*Gordillo, C. E., Linares, E. y Daziano, 1983. Nuevo afloramiento de nefelinita olivínica: Estancia Guasta, Sierra de Córdoba. Revista Asociación Geológica Argentina, 38(3-4): 485-489.
*Gordillo, C. E., 1984. Migmatitas de la Sierra de Córdoba, condiciones físicas de la migmatización. Academia Nacional de Ciencias. Misceláneas, 68. Córdoba.
*Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A. y Korotev, R. L., 1984. The "North American Shale Composite": its compilation, major and trace elemet characteristics. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48: 2469-2482.
*Guilbert, J. M. y Park, C. F., 1986. The geology of ore deposits. W. H. Freeman and Company, New York.
*Gundlach, H. y Thormann, W., 1960. Versuch einer Deutung der Entstehung von Wolfram und Zinnlagerstätten. Z. Deut. Geol. Ges., 112 (I): 1-35.
*Gundlach, H.,1967. Transport und Abscheiungsbedingunsen von Wolframerzen aus W Assrigenlosungen. En: Pegamtitsche Lagerstatten und Ihre Wirtschaftliche Bedeutung: H. 19, Clausthal-Zellerfeld.
*Hack, M., Brodtkorb, M. K. de, Holl, R. y Brodtkorb, A. 1991. Geología y consideraciones genéticas de los yacimientos scheelíticos entre el dique la Florida y Pampa del Taboreo, Provincia de San Luis. Instituto de Recursos Minerales, UNLP, 1: 113-152.
*Hanson, G. N., 1980. Rare earth elements in petrogenetics studies of igneous systems. Ann. Rev. Earth and Planetary Sciences, 8: 371-406.
*Hariya, Y. y Kimura, M., 1978. Optical anomaly garnet and its stability field at high pressures and temperatures. Journal Faculty of Science, Hokkaido University. Series IV, 18: 611-624.
*Hart, S. R. y Nawalk, A.J., 1970. K, Rb, Cs and Sr relationships in submarine basalts from the Puerto Rico Trench. Geochimica et Cosmochimica Acta, 34: 145-155
*Hellingwerf , R. H., Gatedal, K., Gallagher, V. y Baker, J. H., 1994. Tourmaline in the central Swedish ore district. Mineralium Deposita, 29: 189-205.

*Henry, D. J. y Guidotti, C. V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. American Mineralogist, 70: 1-15.
*Henry, D. J. y Guidotti, C. V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: group, and its crystal structure. Canadian Mineralogist, 27: 199-203.
*Höll, R., 1971. Scheelitvorkommen in Osterreich. Erzmetall, 24: 273-282.
*Höll, R., 1975. Die Scheelitelagerstatte Ferbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorko, en in del Ostalpen. Bayer. Akad. Wiss. Math. Natür. K. Abh. N. F. 157A: 114. München.
*Höll, R., Maucher, A. y Westnberger, H., 1972. Synsedimentary-diagenetic ore fabrics in the strata and timebound scheelite deposits of Kleinarltal and Felbertal in the Eastern Alps. Mineralium Deposita, 7: 217-226.
*Hornsnail, R.F., 1979. The geology of tungsten. En: "Tungsten". Proceedings of the First International Tungsten Symposium, Stockholm. Mining Journal Books Limited, Londres.
*Hsu, L. C., 1980. Hydration and phase relations of grossular-spessartine garnets at PH_2O = 2 Kb. Contributions to Mineralogy and Petrology, 71: 407-415.
*Humphris, S. E. y Thompson, G., 1978. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. Geochimica et Cosmochimica Acta, 42: 107-125.
*Hünicken, M. y Pensa, M., 1977. La secuencia sedimentaria del borde occidental de la Sierra de Pocho (Chancaní), Córdoba. IUGS-UNESCO. Project Upper Paleozoic of South America, N° 42. Bol. 2:10.
*Hünicken, M. y Pensa, M., 1980. Estratigrafía y Tectónica de las sedimentitas neopaleozoicas (Fm. Chancaní) y de las filitas (Fm. La Mermela) del borde occidental de las Sierras de Pocho y Guasapampa (Pcia. de Córdoba, Rca. Argentina). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 53: 255-279.
*Introcaso, A., Lion, A. y Ramos, V., 1987. Tin-tungsten-molybdenum metallogenic provinces in East Asia and some problems involved in their plate tectonics interpretation. En: Stemprok, M., Tischendorf, G. y Burnol, L. (Eds.): Simp. M.A.W.A.M.A. Geological Survey, Prague, III: 29-37.
*Irvine, T. N. y Baragar, R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.
*Ivanova, G.F.,1966. Thermodynamic evaluation of the possibility of tungsten transport as halogen compounds. Geochemistry International, 2: 964-973.
*Jensen, L. S., 1976. A new cation plot for classifying subalcalik volcanic rocks. Ontario Div. Mines. Miscelanea, Paper 66.
*Jordan, T. y Allmendinger, R., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of rocky Mountain foreland deformation. American Journal of Science, 286: 737-764.
*Kantor, M., 1913. Minerales de Wolfram en la Sierra de Velazco. Rev. del Museo de La Plata. XX (Segunda serie, tomo VII): 116-123.
*Karamata, S., Keesman, I. y Okrusch, M., 1970. Ein Paragonit-führender Granatquartzit im Raum Bresovica, Südserbein. Neues Jahrb. Mineral. Monatsh. H. 1: 1-19.
*Kay, S. y Ramos, V., 1996. El magmatismo cretácico de las Sierras de Córdoba y sus implicancias tectónicas. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas III: 453-464.
*Keidel, H. y Schiller, W., 1913. Los yacimientos de casiterita y wolframita de Mazán, Provincia de La Rioja, República Argentina. Rev. del Museo de La Plata. XX.
*Kilias, S.P., Veranis,N.S., y Konnerup-Madsen, J., 1995. The nature of fluids associated with scheelite (± gold) mineralization, Metaggitsi-Pravita Area, Central Chalkidiki Peninsula, N Greece. En: Mineral Deposits, Pasava, J., Kribek, B. y Zak, K. (eds).Balkema, Rotterdam. pp. 877-880.
*Kilmurray, J. O. y Dalla Salda, L., 1977. Caracteres estructurales y petrológicos de la región Central y Sur de la Sierra de San Luis. Obra del Centenario del Museo de La Plata, IV: 167-178.
*Kirschbaum, A., 1990. Petrología y geoquímica del leucogranito de Mesa del Palmar, Batolito de Achala, Córdoba. Revista Asociación Geológica Argentina, 45(3-4): 213-226.
*Kosinowki, M.H.F.,1982. MESNORM, a FORTRAN program for the improved version of mesonorm calculation. Computers & Geosciences, 8: 111-120.
*Kraemer, P., Martino, R. D., Giambastiani, M. y Sfragulla, J., 1988. Análisis cinemático y dinámico de la falla de Santa Rosa. 5ta Reunión de Microtectónica. Actas: 107-120. Córdoba.
*Kraemer, P., Tauber, A., Schmitd, C. y Rame, G., 1993. Análisis cinemático de la falla de Nono. Evidencias de actividad neotectónica. Valle de San Alberto, Provincia de Córdoba. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas 3: 277-281. Mendoza.
*Kraemer, P., Esayola, M.P. y Martino, R.D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40'-32° 40'), Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 50(1-4): 47-59.

*Kramm, U., 1976. The coticule rocks (spessartine quarzite) of the Venn-Stavelot Massif, Ardennes, a volcaniclastic metasediment? Contributions to Mineralogy and Petrology, 56: 135-155.
*Krauskopf, K. B., 1967. Introduction to geochemistry. Mac Graw Hill, New York
*Krauskopf, K.B.,1974. Tungsten (Wolfram). En: Wedepohl, K.H. (Ed.), Handbook of Geochemistry, Springer Verlag, Berlin, pp: 74B-74O.
*Krosse, S. y Schreyer, W., 1993. Comparative Geochemistry of Coticules (Spessartine- quartzites) and their Redschist Country Rocks in the Ordovician of the Ardennes Mountains, Belgium. Chemische Erde, 53: 1-20.
*Kunzendorf, H. y Glasby, G. P., 1992. Tungsten accumulation in Pacific ferromanganese deposits. Mineralium Deposita, 27: 147-152.
*Kwak, T. A. P., 1987. W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarn and granitoids. Developments in Economic Geology, 24. Elsevier, Amsterdam.
*Lager, G.A., Rossman, G.R., Rotella, F.J. y Schultz, A.J., 1989. Neutron.diffraction structure of low-water grossular at 20 K. American Mineralogist, 72: 766-768.
*Lager, G. A., Armbruster, T., Rotella, F. J. y Rossman, G. R., 1989. The OH substitution in garnets: X-ray and neutron diffraction, infrared and geometric-modeling studies. American Mineralogist, 74: 840-851.
*Lamens, J., Geukens, F. y Viaene, W., 1986. Geological setting and genesis of coticules (spessartine metapelites) in the Lower Ordovician of the Stavelot Massif, Belgium. Journal of the Geological Society, 143: 253-258. London.
*Langmuir,C. H. Bender, J. F.,Bence, A. E.,, Hanson, G. N. y Taylor, S. R., 1977. Petrogenesis of basalts from the Famous area: mid-Atlantic ridge. Earth and Planetary Science Letters, 36: 133-156.
*Leake, R. C., Fletcher, C. J., Haslam, H. W. y Khan B. Shakirullah., 1989. Origin and tectonic setting of stratabound tungsten mineralization within the Hindu Kush of Pakistan. Journal of the Geological Society, 146: 1003-1016. London.
*Leguizamón, R., 1977. Chancaní, una nueva localidad plantífera del Paleozoico de la Provincia de Córdoba, Argentina. II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 4: 103-111.
*Le Maitre, R. W., 1989. A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell Oxford. 193 pp. Londres.
*Le Roux, M., 1988. Cantera de vermiculita La Saltona (Dpto. de Punilla, Pedanía de San Antonio). Cartografía y consideraciones petrológico-estructurales. Trabajo final (Inédito). Fac. Cs. Exact. y Nat. Univ. Nac. de Córdoba. pp. 43.
*Linares, E. y Latorre, C., 1973. Nuevas edades radimétricas por el método potasio-argón, de rocas graníticas de Córdoba y San Luis. Actas Quinto Congreso Geológico Argentino, 1: 405-410.
*Linares, E. y González, R. R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Serie "B", N° 19.
*Lindgren, W., 1933. The gold belt of the Blue Mountains of Oregon. US Geological Survey, 22nd Ann. Report, (II): 551-776.
*Lira, R., 1985. Tipología y evolución de rocas graníticas en su relación con el hemiciclo endógeno de la geoquímica del uranio. Aspectos metalogenéticos. Sector septentrional del batolito de Achala, Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral (Inédita). Fac. Cs. Exact. Fís. y Nat. Univ. Nac. de Córdoba. Córdoba.
*Lira, R. y Kirschbaum, A., 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. En: Suzanne Mahlburg Kay and C. Rapela (Ed.),Geological Society of America, Special Paper, 241: 67-75.
*López Ruiz, J., 1976. The zoning of garnets as an indicator of the P: T: history of their host rocks. Ann. Socite Géologique de Belgique, 99: 337-346.
*Lottermoser, B. G., 1989. Rare earth element composition of garnets from the Broken Hill Pb-Zn-Ag orebodies, Australia. Neues Jahrb. Mineral. Monatsh. H. 9: 423-431.
*Lottermoser, B. G. y Ashley, P. M., 1995. Exhalites within the Proterozoic Willyama Supergroup, Olary Block, South Asutralia. En: Pasava, J., Kríbek, B. y Zák, K. (Eds.): Mineral Deposits: from their origin to their environmental impacts. Balkema. Rotterdam.pp. 227-240.
*Lucero, M. H. y Rinaldi, C., 1972. Consideraciones petrológicas y estructurales del faldeo oriental de la Sierra de los Gigantes, Provincia de Córdoba, República Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 27(3): 330.347.
*Llambías, E. J. y Malvicini, L., 1982. Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las Sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto, Provincia de San Luis. Revista Asociación Geológica Argentina, 37(1): 100-143.

*Malburgh Kay, S., Maksaev, V., Moscoso, Mpodozis, C., Nasi, C. y Gordillo, C. E., 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28° S y 33° S: correlation of magmatic chemistry with channing Benioff zone. Journal of South American Earth Science, 1(1): 21-38.
*Maniar, P. D. y Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoid. Bulletin of the Geological Society of America, 101: 635-643.
*Marín, G. y Ramos, V., 1987. Descripción geológica de la hoja 20e, Sierra de la Huerta, Provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional (inédito). Buenos Aires.
*Martín-Izard, A., 1991. Yacimientos de estaño-wolframio. En: Lunar, R. y Oyarzún, R., (Ed.): Yacimientos minerales. Centro de Estudios Román Areces, S. A. Madrid.
*Martínez Ferrer, J., 1946. Los minerales de scheelita en la Sierra de Córdoba. Univ. Nac. de Córdoba. Fac. de Cs. Exact. Fís. y Nat. Tesis Doctoral (Inédita).
*Martino, R. D., 1988. Geología y petrología del basamento metamórfico de la región situada al norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba. Tesis Doctoral, N° 276 (Inédita). Hemeroteca Fac. Cs. Exact. Fís. y Nat. Univ. Nac. de Córdoba. Córdoba.
*Martino, R. D., 1993. Las fajas de deformación de las Sierras Pampeanas, Argentina Central: Reseña General. Informe Beca Externa, CONICET. pp. 36(Inédito).
*Martino, R. D., 1994. La faja de deformación "Guamanes": petrografía, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba. Revista Asociación Geológica Argentina, 48(1): 21-32.
*Martino, R. D., Law, R. D. y Simpson, C., 1993. Shear Zones from Pampean Ranges of Córdoba: a Structural and Kinematic Study of the Córdoba Hills Region. Abstract American Geophysical Union, Annual Meeting.
*Massabié, A. C., 1987. Neotectónica y sismicidad en al región de las Sierras Pampeanas orientales, Sierras de Córdoba, Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 271-274. Tucumán.
*Maucher, A., 1965. Die Antimon-Wolfram Quecksilber Formation und ihre Beziiehungen zur Magmatismus und Geotektonink. Freib. Forsch. C-186: 173-187.
*Maucher, A., 1976. The stratabound cinnabar-stibnite-scheelite deposits. Discussed with examples from the Mediterranean region. En: Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits. Elsevier. 7: 477-503.
*Mazza, E. A., 1909. Estudio y aplicaciones de los Minerales de Wolfram y en especial de los de la Sierra de San Luis (Criaderos "Los Cóndores"). Tesis. Buenos Aires.
*Mehnert, K.R., 1971. Migmatites. And the origin of granitic rocks. Developments in Petrology, 1. Elsevier Publ.
*Meinert, L. D., 1983. Variability of skarn deposits: guides to exploration. En: Boardam, S. J.(Ed.): Revolution in the Earth Sciences-Advances in the Past Half Century. Kendall/Hunt Pub. 1. Iowa. pp. 301-316.
*Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56: 207-218.
*Miyashiro, A., 1974. Volcanics rock series island arcs and active continental margins. American Journal of Science, 274: 321-355.
*Miyashiro, A., 1978. Nature of alkalic volcanic rock series. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66: 91-104.
*Moore, B. R. y Dennen, W., 1970. A geochemical trend in silicon-aluminum-iron ratios and the classification of clastic sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 40(4): 1147-1152.
*Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. Mineralogical Magazine, 52: 535-550.
*Mutti, D. I., 1991. Las rocas ultrabásicas de la Provincia de Córdoba. Interpretación geológica e implicancias geotectónicas. Instituto de Recursos Minerales (U.N.L.P.), 2:411-432. La Plata.
*Newberry, R. J., 1982. Tungsten-Bearing skarns of the Sierra Nevada. I. The Pine Creek Mine, California. Economic Geology, 77: 823-844.
*Nicholson, P. M., 1980. The geology and economic significance of the Golden Dyke dome, Northern Territory. En: Ferguson, J. y Goleby, A. B. (Ed.), Uranium in the Pine Creek Geosyncline. Int. 1' Atomic Energy Agency, pp. 319-334. Vienna.
*Nisbet, E. G., 1987. Uniquely fresh 2.7 Ga komatiites from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe. Geology, 15: 1147-1150.
*Nyström, J. V., 1984. Rare earth element mobility in vesicular lava during low-grade metamorphism. Contributions to Mineralogy and Petrology, 88: 328-331.
*Oliveri, J., Lucero, H. y Terrero, J., 1953. Estudio geológico-minero del yacimiento de Scheelita "El Salto", Dpto. San Alberto, Pcia. de Córdoba. Dir. Nac. de Minería. Informe 426 (inédito).

*Olsacher, J., 1960. Descripción geológica de la hoja 20 h, Los Gigantes, Pcia. de Córdoba. Boletín 90. Servicio Nac. Minero Geológico. Buenos Aires.
*Olsacher, J., 1972. Descripción geológica de la hoja 21 h, Cerro Champaquí, Pcia. de Córdoba. Boletín 133. Servicio Nac. Minero Geológico. Buenos Aires.
*Olsen, S.N., 1984. Mass-balance and mass-transfer in migmatites from the Colorado Front Range. Contributions to Mineralogy and Petrology, 85: 30-44
*Pearce, J. A., Harris, N. B. W. y Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25: 956-983.
*Pearce, J. A. y Norry, m. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69: 33-47.
*Pereyra, R. E., 1991. Sobre el origen de una yacencia de scheelita en la Sierra del Morro este - Provincia de San Luis. Instituto de Recursos Minerales, UNLP., 1: 97-111.
*Phillips, F.C., 1977. Introducción a la Cristalografía. Paraninfo, Madrid.
*Pirajno, F., 1992. Hydrothermal mineral deposits. Springer-Verlag, Berlin.
*Plimer, I. R., 1980. Exhalative Sn and W deposits associated with mafic volcanism as precursors to Sn and W deposits associated with granites. Mineralium Deposita, 15: 275-289.
*Plimer, I. R., 1983. The association of tourmaline-bearing rocks with mineralization at Broken Hill. N. S. W. En: Proc. Australian Inst. Min. Metall. Conference, 12: 157-176. Melbourne.
*Plimer, I. R., 1986. Tourmalinites from the Golden Dyke dome, northen Australia. Mineralium Deposita, 21: 263-270.
*Plimer, I. R. 1987. The association of tourmalinite with stratiform scheelite deposits. Mineralium Deposita, 22: 282-291.
*Plimer, I. R. 1988. Tourmalinites associated with Australian Proterozoic submarine exhalative ores. En: Friedrich, G. H. y Herzig, P. M. (Ed.): Base metalsulfide deposits in sedimentary and volcanic environments. Springer-Verlag. Berlin. pp. 255-283.
*Plimer, I. R., 1994. Strata-bound scheelite in meta-evaporites, Broken-Hill, Australia. Economic Geology, 89: 423-437.
*Raith, J. G., 1986. Scheelitvererzungen in Marmoren und Kallsilikatgesteinen des Kristallins östlich der Hohen Tauern, Osterreich. Ph.D. Thesis. Univ. Vienna, pp. 179.
*Raith, J. G., 1988. Tourmaline rocks associated with stratabound scheelite mineralization in the Austroalpine Crystalline Complex, Austria. Mineral Petrology, 39: 265-288.
*Raith, J. G., 1991. Stratabound tungsten mineralization in regional metamorphic calc-silicate rocks from the Austroalpine Crystalline Complex, Austria. Mineralium Deposita, 26: 72-80.
*Ramos, V., 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. Ciencia Hoy, 6(32): 24-29. Buenos Aires.
*Ramos, V., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. Episodes, 11(3): 168-174.
*Ramos, V., 1989. The bird of Southern South America. American Scientist, 77(5): 444-450.
*Ramos, V., 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. Instituto de Recursos Minerales, UNLP, 1: 185-196. La Plata.
*Ramos, V. y Vujovich, G., 1993. Laurentia-Gondwana connetion: a Southamerican perspective. Abstracts with Programs Geological Society of America. Boston.
*Rapela, C. y Gordillo, C. E., 1981. Coeficientes de partición de litio, rubidio y estroncio entre la cordierita y el granate paragenéticos. Revista Asociación Geológica Argentina, 36: 180-186.
*Rapela, C., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala. Revista Asociación Geológica Argentina, 37(3): 313-330.
*Rapela, C., Pankhurst, R. y Bonalumi, A., 1991. Facies intrusivas de edad carbonífera en el batolito de Achala: Evidencia de una anatexia regional en las Sierras Pampeanas? VI Congreso Geológico Chileno, I: 40-43.
*Rapela, C., Pankhurst, R., Kirschbaum, A. y Baldo, E., 1991. Edad y geoquímica del pórfido granítico de Oncán, Sierra norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. VI Congreso Geológico Chileno, I: 19-22.
*Rapela, C. y Pankhurst, R., 1996. The Cambrian Plutonism of the Sierras de Córdoba: Pre-Famatiniann Subductin? and Crustal melting. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas V: 491-492. Buenos Aires.
*Rassmus, J., 1916. Rasgos geológicos generales de las Sierras Pampeanas. Min. de Agricultura, Bol. Serie B 13. Buenos Aires.

*Reedman, A. J., 1973. Partly remobilized syngenetic tungsten deposit at Nyamalido mines: Overseas Geology and Mineral Resources N° 41. Inst. Geol. Sc. H. M. Stationary Office. London.
*Reid, J., 1983. Stratabound tungsten deposits in Metamorphic terrains: Stratabound scheelite deposits of NE Brasil. Society of Mining Engineering. AIME.
*Renard, A., 1878. Sur la structure et la composition minéralogique du coticule et sur ses rapports avec le phyllade oligistifère. Memoire de la Academie Royal Belgique, 41: 42.
*Richter, D., 1969. Aachen und Umbegung. Nordeifel und Nordardennen mit Vorlan. Gebr. Borntrager, Berlin-Stuttgart Sammlung Geol.
*Rinaldi, C. A. y Linares, E., 1973. Edades K/Ar de pegmatitas de la Provincia de San Luis. V Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 411-418. Buenos Aires.
*Rinaldi, R. y Passaglia, E., 1989. Hibschite topotype: crystal chemical characterization. European Journal of Mineralogy, 1: 639-644.
*Rodgers, J., 1987. Chains of basement uplifts within cratons marginal to orogenic belts. American Journal of Science, 287: 661-692.
*Rollinson, H. R., 1993. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group. 352 pp. Singapore.
*Routhier, P., 1963. Les gîsements métallifères. Masson et Cie. Paris.
*Roy, S. y Purkait, P. K., 1968. Mineralogy and genesis of the metamorphosed manganeses silicate (gondites) of Gowan Wadhona, Madhya Pradesh, India. Contributions to Mineralogy and Petrology, 20: 86-114.
*Saavedra, J. y Pellitero, E., 1983. Origin by metasomatic diffusion of the calc-silicate rocks at the scheelite-rich area of Morille (Salamanca). An example of metamorphic differentation in upper Proterozoic rocks from Iberian Peninsula. En: Leaching and diffusion in rocks and their weathering products. Theophrastus Publ.
*Sahama, Th. G., 1981. The secondary tungsen minerals, a Review. Mineral Ressources, 12,2: 81-87.
*Samson, I.M. y Wood, S.A., 1997. The relative solubilities of ferberite and scheelite as a function of temperature, pressure, pH and salinity: Applications to granitoid-related tungsten deposits. En: Papunen, H. (Ed.), Mineral Deposits, Balkema, Rotterdam, pp: 967-970.
*Saunders, A. D. y Tarney, J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. En: Kokelaar, B.P. y Howells, M.F., Marginal basin geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins. pp. 59-76. Geol. Soc. Lond. Sp. Publ. 16.
*Sawyer, E. W. y Robin, P. Y., 1986. The subsolidus segregation of layer-parallel quartz-felspar veins in greenschist to upper amphibolite facies metasediments. Journal of Metamorphic Geology, 4: 237-260.
*Schiller, E. A. y Taylor, F. C., 1965. Spessartine-quartz rocks (coticules) from Nova Scotia. American Mineralogist, 3: 411-424.
*Schreyer, W., Bernhardt, H. J. y Medenbach, O., 1992. Petrologic evidence for a rhodocrosite precursor of Spessartine in coticules of the Venn-Stavelot Massif, Belgium. Mineralogical Magazine, 56: 527-532.
*Shaw, D. M., 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 32: 573-601.
*Sister, R. G., 1954. Plan integral de trabajos públicos - Año 1954. Wolframio en la Pcia. de Córdoba. Zona Altautina. Informe N°500. Direc. Nac. de Geol. y Min. (Inédito).
*Sister, R. G. y Jutoran, A., 1955a. Informe del Grupo Minero "Las Ensenadas", minas de scheelita "La Esperanza" y "La Chinchita", Pcia. de Córdoba. Dir. Nac. de Minería. Informe 559.(Inédito).
*Sister, R.G. y Jutoran, A., 1955b. Informe de las minas "San Juan Bosco y la Dita", Dpto. San Alberto, Pcia. de Córdoba. Dir. Nac. de Minería. Informe 563. (Inédito).
*Skaarup, P., 1974. Stratabound scheelite mineralization in skarn and gneisses from the Bindal area, Northern Norway. Mineralium Deposita, 9: 299-308.
*Slack, J. F., 1982. Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits and its exploration ssignificance. Transactions. Inst. Min. Mettall., 91 (B): B81-89.
*Slack, J. F., 1996. Tourmaline association with hydrothermal ore deposits. En: Grew, E. S. y Anovitz, L. M. (Eds.): Boron: mineralogy, petrology and geochemistry. Reviews in Mineralogy, 33: 559-621.
*Smirnov, V. I., 1976. Geology of mineral deposits. Mir Publishers. Moscow.
*So, C. S., 1983. Die Scheelitlagerstäte Sangdong. Diss. L. Maximiliams Universität. München.
*Spry, P. G., 1978. The geochemistry of garnet-rich lithologies associated with the Broken Hill orebody, N. S. W., Australia.Unpub. M. Sc. thesis. Univ. Adelaide. pp. 129.

*Spry, P. G., 1990. Geochemistry and origin of coticules (spessartine-quartz rocks) associated with metamorphosed massive sulfide deposits. En: Spry, P. G. y Bryndzia, L. T. (Eds.), Regional metamorphism of ore deposits and genetic implications. VSP Publishers. pp: 49-75. Utrecht.
*Stelzner, A., 1885. Beoträge zur Geologie und Palaeontologie der Argentinischen Republik. Geologischer Teil, Cassel u. Berlín.
*Stumpfl, E.F., 1979. Manganese haloes surrounding metamorphic stratabound base metal deposits. Mineralium Deposita, 14: 207-217.
*Sun, S. S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rokcs from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. Phil. Trans. Royal Society of London, A 297: 409-445.
*Sureda, R. L., 1978. Las vetas de plomo, plata y zinc del distrito minero El Guaico en la Provincia de Córdoba, Rep. Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 33(4): 299-324.
*Sureda, R. J., Pérez, H. D., Martín, J. L. y Flores, F. J., 1992. Exploración y desarrollo en un depósito sedex (Zn, Pb, Ba) de la Sierra de Aguilar: Mina Esperanza, Jujuy, Argentina. IV Congreso Nacional de Geología Económica, pp: 135-147. Córdoba.
*Talhammer, O. A. E., 1987. Boninites as source rocks of tungsten mineralization al Mittersill, Austria?. Mineralogy and Petrology, 37: 221-242.
*Talhammer, O. A. E., Stumplf, E. F. y Jahoda, R., 1989. The Mittersill scheelite deposit, Austria. Economic Geology, 84: 1153-1171.
*Taylor, H. P., 1979. Oxigen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. En Barnes, H. L. (Ed.), Geochemystry of hydrothermal ore deposits, pp. 236-277. 2nd edition. Wiley, New York.
*Taylor, B. E. y Slack, J. F., 1984. Tourmalines from Appalachian- Caledonian massive sulfide deposits: Textural, chemical, and isotopic relationships. Economic Geology, 79: 1703-1726.
*Taylor, S. R. y McLennan, S. M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific.
*Thompson, R. N., 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. Scott. J. Geology, 18: 49-107.
*Tischendorf, G., 1977. Geological and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks with rare element mineralization. En: Stemprok, M., Burnol, L. y Tischendorf, G. (Eds.), Metalization associated with acid magmatism, 2: 41-96.
*Turekian, K.K. y Wedepohl, K.H., 1961. Distribution of the elements in some major units of the earth´s crust. Bulletin of the Geological Society of America, 72: 175-192.
*Tweto, O., 1960. Scheelite in the Precambrian gneisses of Colorado. Economic Geology, 55: 1406-1428.
*Vidale, R., 1969. Metasomatism in a chemical gradient and the formation of calc-silicate bands. American Journal of Science, 267: 857-874.
*Vidale, R. y Hewitt, D., 1973. "Mobile" components in the Formation of Calc-Silicate bands. American Mineralogist, 58: 991-997.
*Von Keyserling, O., 1909. Argentinische Wolframerzlagerstätten. Zeitschrift für prakt. Geologie, 156-165.
*Vujovich, G., Ramos, V. A., Marín, G. y Miller, H., 1991 Proterozoic metavolcanics from western Sierras Pampeanas terrane. Comunicaciones, 42: 238-239. Santiago.
*Wedepohl, K. H., (Ed.).1974. Handbook of Geochemistry. II(4). Springer-Verlag. Berlín.
*Williamson, J. H., 1968. Least squares fitting of a straight line. Canadian Journal of Physics, 46: 1845-1847.
*Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman. London.
*Winchester, J. A. y Floyd, P. A., 1976. Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters, 28: 459-469.
*Winkler, H. G. F., 1978. Petrogenesis of metamorphic rocks 4th de. Springer-Verlag. New York.
*Wood, D. A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters, 50: 11-30.
*Wonder, J. D., Spry, P. G. y Window, K., 1988. Geochemistry and origin of manganese-rich rocks related to iron-Formation and Sulfide deposits, Western Georgia. Economic Geology, 83: 1070-1081.
*Woodland, A. W., 1939. The petrography and petrology of the Lower Cambrian manganese ore west Merionethshire. Quartary Journal of the Geological Society London, 95: 1-35.
*Yardley, B., 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman. Singapore. pp. 247.

*Yardley,B. W. D., McKenzie, W. S. y Guilford, C., 1991. Atlas of metamorphic rocks and their textures. Longman. pp. 115.
*Zabinski, W., 1966. Hydrogarnets. Pol. Akad. Nauk Oddzial Krakowie Kom. Nauk Mineral., 3: 1-61.
*Zharikov, V. A., 1970. "Skarns. Partes I, II y III". International Geological Review, 12 (5): 541-559; 6: 619-647; 7: 760-775.