

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Cristalografía y Mineralogía



**LOS FILONES DE CUARZO DE LA SIERRA DE GUADARRAMA:
CARACTERIZACIÓN Y ORIGEN DE LOS PROCESOS
HIDROTERMALES**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Tomás Martín Crespo

Bajo la dirección de los doctores

Elena Vindel Catena

José Ángel López García

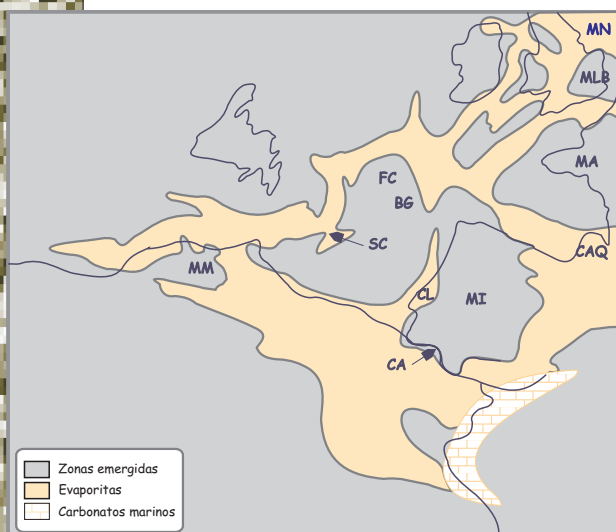
Madrid, 2000

ISBN: 84-669-1781-0

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS



LOS FILONES DE CUARZO DE LA SIERRA DE GUADARRAMA: CARACTERIZACION Y ORIGEN DE LOS PROCESOS HIDROTERMALES



TOMAS MARTIN CRESPO
MADRID 2000

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Facultad de Ciencias Geológicas

Departamento de Cristalografía y Mineralogía

**LOS FILONES DE CUARZO DE LA SIERRA DE
GUADARRAMA: CARACTERIZACIÓN Y ORIGEN DE LOS
PROCESOS HIDROTÉRMICOS**

Tomás Martín Crespo

2000

Tesis presentada en el Departamento de Cristalografía y Mineralogía por D. TOMAS MARTIN CRESPO para la obtención del grado de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad Complutense de Madrid, bajo la dirección de los doctores Dña. ELENA VINDEL CATENA y D. JOSE ANGEL LOPEZ GARCIA.

Vº Bº Directores

Dra. Elena Vindel Catena

D. José Angel López García

Agradecimientos

Al comenzar una tesis, uno tiene la impresión de que queda mucho tiempo por delante, pero cuando empiezas a barajar las fechas de finalización, la impresión que se tiene es de no haber hecho mucho en los cuatro años, o al menos de poder haber hecho más. Esta idea cambia cuando se escriben los sucesivos capítulos, y se da uno cuenta de que se han hecho bastantes cosas, y de que tus directores han conseguido que utilices técnicas novedosas, que disfrutes de estancias en centros extranjeros, que hagas currículum con congresos y publicaciones, que escribas un libro como el presente y sobre todo, que disfrutes de todo eso. Hacia ellos dos, José Angel López y Elena Vindel, va dirigido mi más sincero agradecimiento.

Me gustaría agradecer a todas y cada una de las personas que forman parte del Departamento de Mineralogía y Cristalografía las facilidades que me brindaron y el apoyo del que he disfrutado, desde su director, Juan Luis Martín Vivaldi, pasando por Sol López, y acabando por Manolo, con cuyas láminas y probetas trabajamos. No me gustaría olvidarme de personas como Conchi, Mirella, M^a Carmen, Belén, o Leopoldo.

Lo que más les agradezco a todos ellos es su inmensa valía humana.

No puedo olvidarme de las personas que han conseguido que las estancias en los centros extranjeros fueran muy interesantes y fructíferas. A M.Christine Boiron, M. Cathelineau, J. Dubessy y C. Fabre (G2R-CNRS, Nancy, FRANCIA) por sus comentarios, sugerencias, por la realización de los análisis de LA-OES y Raman, y por la hospitalidad y cariño que me brindaron. A I.M. Villa (Universidad de Berna, Berna, SUIZA) quiero agradecerle las horas que me dedicó, y el hecho de conseguir que realizar una datación Ar-Ar me fuera sencillo. Al profesor F. Noronha y a Alexandra Guedes quiero agradecerles toda la atención, cariño y simpatía que derrochan cuando comparto jornadas con ellos, tanto en Oporto como en Madrid.

A Antonio Delgado quiero darle las gracias por los análisis de isótopos estables y por todos los comentarios e ideas que me dió, muchos de los cuales figuran en este trabajo.

Quiero dar las gracias a todos los doctorandos y tesinandos por su ayuda, por las maravillosas conversaciones de la comida y de las cenas, y por compartir penas y alegrías. Gracias a Paloma, Cristina, Josema, Cristinita, Mina, Rosana, Iván y Rafa. Gracias también a Eugenia, con la que compartí viajes, congresos e inclusiones. Y gracias a Ruth, que bien sabe lo mucho que le agradezco todo lo que ha hecho por mí, todo lo que ha compartido y todo lo que seguiremos compartiendo.

Un gran agradecimiento va dirigido hacia mi familia, por permitir que les robara de su tiempo todas esas horas que he pasado en la facultad. A mis padres, por todo lo que han luchado para que yo haya conseguido lo mucho o lo poco que tengo, y a mis hermanos por aguantarme y soportar mis malos ratos. Gracias a todos por ser mi familia.

Por último, quiero dedicar un agradecimiento especial para Mónica, por haber sufrido la tesis tanto como yo y nunca haberse quejado, y por dejarme compartir con ella todo lo que me rodea. Gracias por ser como eres.

A todas las personas que de un modo u otro han contribuido a que este trabajo llegue a buen puerto, muchas gracias.

Esta Tesis Doctoral ha sido financiada por una beca de Formación de Personal Investigador de la Consejería de Educación y Cultura de la Comunidad de Madrid.

RESUMEN

En el presente trabajo se han estudiado los filones estériles de cuarzo, así como su relación con el resto de manifestaciones hidrotermales posthercínicas de la Sierra de Guadarrama y del Posthercínico europeo. Para ello se han seleccionado filones intragraníticos e intrametamórficos en las zonas de Colmenarejo, Cerceda, Manzanares el Real, La Cabrera, Colmenar Viejo y La Parra. En este estudio multidisciplinar se han utilizado las siguientes técnicas: microtermometría, geoquímica de isótopos estables, geocronología, análisis de iones en muestra total, LA-OES, espectroscopía Raman, SEM-catodoluminiscencia, microsonda electrónica y SEM + EDS.

En los filones de cuarzo están representadas las manifestaciones hidrotermales mesozoicas más importantes del Sistema Central, todas ellas ligadas a los sucesivos eventos tectonotérmicos que propiciaron el desarrollo y la apertura efectiva del Golfo de Vizcaya. Se han caracterizado dos tipos de fluidos asociados a los últimos estadios de formación de estos filones: (i) un fluido $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ de baja salinidad y moderada temperatura, que debió circular en condiciones sublitostáticas a presiones en torno a 1 Kbar; y (ii) un fluido $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ ausente en los intrametamórficos, de alta salinidad y baja temperatura, que circuló a una presión máxima de 0.6 Kbar en condiciones hidrostáticas. La alteración hidrotermal provocada por estos fluidos se traduce fundamentalmente en fenómenos de cloritización y moscovitización.

Las distintas técnicas aplicadas señalan un origen meteórico para los fluidos, que habrían percolado y circulado por evaporitas triásicas, en latitudes tropicales con climas monzónicos, con periodos de alta precipitación meteórica y altas temperaturas. Esta circulación, que habría aportado las sales a los fluidos, se habría producido durante los periodos de comunicación entre los dominios al Norte (Atlántico) y al Sur (Tethys) del Sistema Central, a través de fracturas de dirección NE-SO. Este tipo de fluidos están representados en el hidrotermalismo posthercínico europeo, donde también han sido relacionados con salmueras evaporíticas Triásicas y con los procesos de rifting y apertura del Atlántico Norte.

INDICE

PARTE I: METODOLOGIA

1. Introducción	1
2. Caracterización de los fluidos	3
2.1. Tipos de inclusiones	4
2.2. Iones	6
2.2.1. Microtermometría	6
Principios básicos	6
Equipo	9
Sistema H ₂ O-NaCl: interpretación de datos	13
Sistema H ₂ O-NaCl-CaCl ₂ : interpretación de datos	17
2.2.2. Espectroscopía de Ablación Láser (LA-OES).	24
2.2.3. Análisis de iones en muestra total	27
Muestreo	27
Desarrollo de la técnica	28
Interpretación de datos	29
2.3. Gases	31
2.3.1. Microtermometría	32
2.3.2. Espectroscopía Raman.	34
2.4. Sólidos	36
2.4.1. SEM + EDS	36
2.5. Geoquímica de isótopos estables	37
2.5.1. Fundamento teórico	37
2.5.2. Selección y preparación de muestras	40
2.5.3. Procedimiento analítico	42
3. Otras técnicas de caracterización	44
3.1. Catodoluminiscencia	44
3.2. Microsonda electrónica	45
4. Geocronología	47
4.1. Fundamento teórico	48
4.2. Selección y preparación de muestras	49
4.3. Procedimiento analítico	50

PARTE II:
LOS FILONES DE CUARZO ESTERIL DE LA SIERRA DE GUADARRAMA

5. Encuadre geológico regional	54
5.1. Generalidades	54
5.2. Tectónica	56
5.3. Metamorfismo	61
5.4. Rocas ígneas	62
5.5. Hidrotermalismo	64
6. Filones de cuarzo intragraníticos	66
6.1. Características generales de los filones	66
6.2. Contexto geológico	74
6.2.1. Rocas encajantes	74
6.2.2. Relación con la tectónica regional	87
6.3. Análisis de fluidos	89
6.3.1. Muestreo	89
6.3.2. Tipos de inclusiones y cronología	90
6.3.3. Resultados microtermométricos	95
6.3.4. Interpretación de los resultados microtermométricos	99
6.3.5. Resultados de LA-OES	119
6.3.6. Resultados de análisis de iones en muestra total	122
6.3.7. Resultados de catodoluminiscencia	125
7. Filones de cuarzo intrametamórficos	130
7.1. Filones en gneises	130
7.1.1. Características generales de los filones	130
7.1.2. Contexto geológico y rocas encajantes	136
7.1.3. Análisis de fluidos	141
Muestreo	141
Tipos de inclusiones y cronología	141
Resultados microtermométricos e interpretación	142
Resultados de LA-OES	145
Catodoluminiscencia	146
7.2. Filones en pizarras	149
7.2.1. Características generales de los filones	149
7.2.2. Contexto geológico y rocas encajantes	149
7.2.3. Análisis de fluidos	150
Muestreo	150
Tipos de inclusiones y cronología	150

Resultados microtermométricos e interpretación	153
Resultados de Espectroscopía Raman	155
Resultados de LA-OES	156
8. Alteraciones hidrotermales	158
8.1. Alteraciones de los filones intragraníticos	158
8.2. Alteraciones de los filones intrametamórficos	167
9. Geoquímica de isótopos estables: resultados	170
10. Geocronología: resultados	177

PARTE III: DISCUSION

11. Discusión de los resultados	180
11.1. Introducción	180
11.2. Condiciones termobarométricas	180
11.3. Origen y condiciones de circulación de los fluidos	184
11.4. Mecanismos y condiciones de precipitación del cuarzo	187
12. Los fluidos asociados a los filones de cuarzo en el contexto del hidrotermalismo posthercínico.	195
12.1. Relación con otras manifestaciones hidrotermales del Sistema Central Español	195
12.2. Comparación con otras áreas del Dominio Hercínico Europeo	198
13. Conclusiones	202

PARTE IV: ANEXOS

14. Anexos	207
I. Ecuaciones y parámetros para el cálculo de la salinidad de inclusiones del sistema H ₂ O-NaCl-CaCl ₂ (Naden, 1996)	207
II. Composición química de los análisis de Microsonda Electrónica	208
II.1. Cloritas	208
II.2. Moscovitas	209
15. Bibliografía	227
16. Índice de figuras	250
17. Índice de tablas	257

METODOLOGIA

- 1. Introducción***
- 2. Caracterización de los fluidos*
- 3. Otras técnicas de caracterización*
- 4. Geocronología*

1. INTRODUCCION

El hidrotermalismo de la Sierra de Guadarrama se ha extendido en el tiempo al menos durante 200 M.a. y ha dado lugar a variadas y numerosas manifestaciones, aunque de poco desarrollo. Este hidrotermalismo ha sido objeto de varios estudios en los últimos años, sin embargo los filones de cuarzo estéril, que constituyen una de las últimas manifestaciones hidrotermales, no habían sido estudiados en detalle hasta que se planteó este trabajo. Evidentemente, los filones de cuarzo no tienen interés industrial, ni probablemente aplicaciones prácticas, pero no por ello dejan de ser extraordinariamente interesantes desde un punto de vista científico. Conforman un episodio hidrotermal eminentemente tardío, cuyo análisis completa una historia hidrotermal que se inició 200 M.a. antes. Los fluidos atrapados en el cuarzo son muy diferentes a los que circularon en episodios anteriores y se pueden correlacionar con los definidos en otras partes de Europa, relacionados con la apertura del Atlántico Norte.

El estudio multidisciplinar de los fluidos asociados a los filones de cuarzo ha permitido obtener su origen y evolución, y definir las direcciones de fracturación y los eventos tectónicos que están asociados a la circulación hidrotermal tardía, al igual que ocurre con mineralizaciones hidrotermales anteriores del Sistema Central. Los datos microtermométricos e isotópicos obtenidos podrían ser de utilidad en las reconstrucciones paleogeográficas del área de estudio, puesto que el registro sedimentario es escaso.

Para llevar a cabo este trabajo se han seleccionado filones de cuarzo de varias zonas de la Sierra de Guadarrama, encajadas tanto en rocas graníticas como en rocas metamórficas, con el fin de obtener un registro químico y espacial lo más amplio posible de este evento hidrotermal. De sur a norte, estas zonas son las siguientes: Colmenarejo, Colmenar Viejo, Cerceda, Manzanares el Real, La Cabrera y La Parra.

Como base para el trabajo de campo se ha utilizado el Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 del I.T.G.E.. Las hojas utilizadas han sido las siguientes:

Hoja nº 484 (Buitrago del Lozoya) para la zona de *La Cabrera*

Hoja nº 485 (Valdepeñas de La Sierra) para la zona de *La Parra*

Hoja nº 508 (Cercedilla) para las zonas de Cerceda y *Manzanares el Real*

Hoja nº 533 (San Lorenzo del Escorial) para la zona de *Colmenarejo*

METODOLOGIA

- 1. Introducción*
- 2. Caracterización de los fluidos***
- 3. Otras técnicas de caracterización*
- 4. Geocronología*

2. CARACTERIZACION DE LOS FLUIDOS

2.1. Tipos de inclusiones

2.2. Iones

2.2.1. Microtermometría

Principios básicos

Tipos de inclusiones

Equipo

Sistema H₂O-NaCl: interpretación de datos

Sistema H₂O-NaCl-CaCl₂: interpretación de datos

2.2.2. Espectroscopía de Ablación Láser (LA-OES)

2.2.3. Análisis de iones en muestra total

Muestreo

Desarrollo de la técnica

Interpretación de datos

2.3. Gases

2.3.1. Microtermometría

2.3.2. Espectroscopía Raman

2.4. Sólidos

2.4.1. SEM + EDS

2.5. Geoquímica de isótopos estables

2.5.1. Fundamento teórico

2.5.2. Selección y preparación de muestras

2.5.3. Procedimiento analítico

En los últimos años el descubrimiento y desarrollo de nuevas técnicas de análisis y el increíble avance de las aplicaciones informáticas han permitido que el estudio de los fluidos y, sobre todo, la cuantificación con mayor exactitud de sus composiciones, haya tenido un desarrollo espectacular. En este estudio se han aplicado algunas de estas nuevas técnicas, algunas de ellas en inclusiones fluidas individuales.

En los fluidos hay que determinar y cuantificar iones, gases y sólidos. Para ello en este trabajo se han aplicado las técnicas que se describen en los siguientes apartados.

2.1. Tipos de inclusiones

Las inclusiones fluidas se clasifican en función de las relaciones genéticas que guardan con el cristal en el que están incluidas (Fig. 2.1). En función de estas relaciones, las inclusiones fluidas se pueden clasificar en tres grupos (Shepherd et al., 1985):

a) Inclusiones Primarias (P): Son las inclusiones que se han generado durante el crecimiento del cristal. Su identificación viene determinada, principalmente, por su disposición en planos paralelos a las caras de crecimiento del cristal que las contiene o por su aparición de manera aislada. Pueden presentar morfologías variadas pero son frecuentes las inclusiones redondeadas y en forma de cristales negativos.

b) Inclusiones Secundarias (S): Son aquellas inclusiones que se incorporan al cristal en etapas posteriores a la formación del mismo. Generalmente son fluidos que han quedado atrapados en fracturas generadas por esfuerzos mecánicos o térmicos, y que posteriormente han sido selladas. Estas fracturas se producen una vez que el cristal ha dejado de crecer. Evidentemente, estas inclusiones no aportan información sobre las características de los fluidos que generaron el cristal al que afectan, sino de los fluidos que percolaron el sistema en etapas posteriores a la formación del mismo. La morfología de este tipo de inclusiones es variada e irregular.

c) Inclusiones Pseudosecundarias (PS): Se desarrollan de igual forma que las secundarias pero con la diferencia de que la fracturación del cristal se origina antes de que éste haya dejado de crecer. También presentan una morfología irregular.

La identificación de los distintos tipos de inclusiones es un proceso esencial para la posterior interpretación de los datos obtenidos mediante cualquier técnica. En general, el reconocimiento de las inclusiones secundarias es más sencillo que el de las primarias o pseudosecundarias.

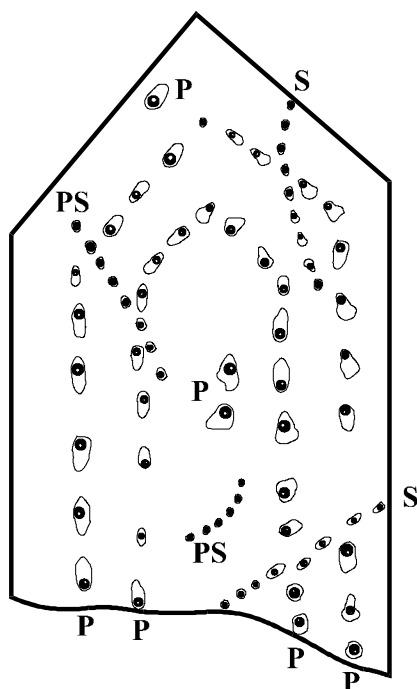


Figura 2.1. Distribución idealizada de los distintos tipos de inclusiones P, S y PS en un cristal zonado de cuarzo (Shepherd et al., 1985).

Una vez clasificadas en primarias, secundarias y pseudosecundarias, las inclusiones se pueden también clasificar en función de la composición y número de fases que contienen a temperatura ambiente. De este modo, se pueden distinguir inclusiones monofásicas (una sola fase: líquido, gas o sólido), bifásicas (dos fases: líquido + vapor, líquido1 + líquido2, principalmente) y trifásicas (líquido + vapor + sólido, vapor + líquido1 + líquido2,). Si presentan mayor número de fases se denominan polifásicas. Esta nomenclatura se refiere a inclusiones estables, y no es aplicable en el caso de inclusiones fluidas que presenten fenómenos de metaestabilidad, que hacen disminuir el número de fases a temperatura ambiente. Normalmente, en estas inclusiones la fase vapor, que está exuelta en la fase líquida, aparece con un ligero enfriamiento.

Tampoco es aplicable al caso en el que los sólidos que presentan las inclusiones no se hayan formado directamente a partir de la solución sobresaturada, sino que se hayan generado en otros procesos anteriores y hayan quedado atrapados en las inclusiones.

2.2. Iones

2.2.1. Microtermometría

La microtermometría es una técnica no destructiva que se basa en el estudio de las inclusiones fluidas, es decir, de “microreservorios” de fluido formados a partir de defectos cristalinos. Estos fluidos quedan preservados en huecos de tamaño micrométrico, y ofrecen la posibilidad de estimar las condiciones fisicoquímicas a las que quedaron atrapados y, por tanto, las condiciones a las que precipitaron los minerales que las contienen.

En este sentido, la microtermometría es una herramienta fundamental, así como una metodología de trabajo imprescindible para la determinación y caracterización de los fluidos que intervinieron en la formación de los minerales.

PRINCIPIOS BASICOS

El principio en el que se fundamenta el análisis microtermométrico es que las inclusiones fluidas se comportan como sistemas cerrados desde el momento en que quedaron atrapadas hasta la actualidad. Se supone que no han sufrido modificación alguna en su composición y densidad originales. A veces es difícil distinguir que inclusiones cumplen este precepto y cuales han sufrido modificaciones en etapas posteriores a su atrapamiento. Entre ellas, cabría citar principalmente procesos de reequilibración o de difusión. Para hacer un estudio de paleofluidos hay que preseleccionar inclusiones no modificadas, y en un número de ellas lo suficientemente elevado para que los datos obtenidos sean estadísticamente válidos. Es frecuente encontrar tipos de fluidos que apenas están representados, y donde no es posible estudiar más que un número muy reducido de inclusiones.

El estudio microtermométrico consiste en la observación y medición de las temperaturas a las que se producen los distintos cambios de fase que sufre el fluido

atrapado en una inclusión. Para ello, se somete a las inclusiones a procesos controlados de enfriamiento y calentamiento entre -180 y 600°C . Durante estos ciclos de enfriamiento-calentamiento también es necesario que las inclusiones se comporten como sistemas cerrados, tanto en composición como en densidad. De hecho, no es extraño encontrar inclusiones que presentan fenómenos de metaestabilidad, es decir, inclusiones en las que aparentemente no se produce ningún cambio a temperaturas donde no son estables las fases de esa inclusión. En algunos casos esta metaestabilidad es debida al “sobreenfriamiento” al que se somete a las inclusiones durante su estudio, y que se soluciona tomando las temperaturas de los cambios de fase en el proceso de recuperación de temperatura, y no en el de enfriamiento. En otros casos, los fenómenos de metaestabilidad persisten incluso en la recuperación controlada de temperatura o, lo que es aún más frecuente, estos cambios de fase se producen a temperaturas sensiblemente inferiores a las que teóricamente deberían producirse, una vez conocido el sistema en estudio.

A pesar de los fenómenos de metaestabilidad, los procesos más importantes que modifican una inclusión son los que afectan a su estanqueidad durante el calentamiento. En esta parte del estudio se pueden producir fenómenos de decrepitación de las inclusiones debido a que la fase vapor pasa a estado líquido, aumentando así la densidad general de la inclusión y disminuyendo el volumen de la misma. Esto provoca un efecto de contracción del mineral que las alberga que puede llegar a romper la inclusión. Por tanto, la secuencia habitual de trabajo con inclusiones fluidas es obtener primero los datos de baja temperatura para después pasar a los de calentamiento para que, en caso de decrepitación, se consigan al menos los datos de enfriamiento, es decir, los que caracterizan el sistema.

Hay una excepción a esta secuencia, y se produce en el caso de que se trabaje con inclusiones acuosas de alta densidad atrapadas en minerales altamente deformables tales como fluorita, calcita o baritina. En este caso, el aumento de volumen del fluido al ser congelado puede sobrepasar la resistencia interna de las inclusiones y llegar a decrepitar. Se hace necesario entonces realizar en primer lugar el calentamiento.

La toma de medidas durante el estudio microtermométrico se lleva a cabo inclusión por inclusión aunque, en algunos casos, se pueden tomar las medidas de varias inclusiones al mismo tiempo, siempre y cuando estén cercanas, pertenezcan al mismo fluido y tengan salinidades similares, lo que supone cambios de fase a temperaturas similares.

Los ciclos de enfriamiento y calentamiento están continuamente controlados, lo que es imprescindible pues la velocidad excesiva afecta a los cambios de fase. Durante el ciclo de enfriamiento, las velocidades a las que se deben observar los cambios de fase no deben superar los $0,4^{\circ}\text{C}/\text{min.}$, con lo que se evitan gradientes verticales en muestras gruesas y sobreenfriamientos. Estas velocidades ralentizan el estudio en gran medida, y hacen necesaria una selección de las inclusiones más representativas, evitando inclusiones exóticas y aisladas, mas relacionadas con procesos locales de la muestra que con los procesos que afectan a los fluidos principales (Shepherd et al., 1985).

Los principales datos que se obtienen a partir del estudio microtermométrico son: composición global (sistema al que pertenece el fluido y su salinidad), densidad, y condiciones de presión y temperatura en el momento del atrapamiento del fluido, que normalmente corresponden a las condiciones mínimas de atrapamiento.

La temperatura de fusión del primer cristal de hielo (temperatura eutéctica: T_e) nos indica el tipo de iones presentes en la inclusión y la temperatura de fusión del último cristal de hielo (T_f) nos permite calcular la salinidad en % peso eq.NaCl. La temperatura de fusión de los hidratos de sal formados durante el enfriamiento permite a su vez calcular en algunos casos las proporciones de los iones disueltos.

Una vez conocidos estos parámetros, se miden las temperaturas necesarias para que las distintas fases presentes a temperatura ambiente se homogeneicen en una sola (T_h), ya sea en forma de líquido o gas. Esta temperatura de homogeneización final es, al menos, la temperatura mínima de atrapamiento de esa inclusión, que puede coincidir en determinados casos con la real. La temperatura de homogeneización junto con la densidad de la inclusión permiten calcular la trayectoria P-T de la misma, a densidad constante, a partir de la ecuación de estado. Sin embargo, la obtención de las condiciones P-T reales del fluido depende de la presencia de otros geotermométricos o geobarométricos tales como minerales, condiciones de emplazamiento de las rocas encajantes u otros.

EQUIPO

El estudio de inclusiones fluidas es una técnica no destructiva, de fácil manejo, que requiere muchas horas de trabajo y un equipo relativamente barato. Este equipo consta fundamentalmente de una platina calentadora-refrigeradora (donde se aloja la muestra) acoplada a un microscopio de luz transmitida. La platina está diseñada de manera que la temperatura está controlada en cada momento, lo que es imprescindible para definir los cambios de fase en cada inclusión.

Roedder (1984) ya definió los requisitos aconsejables en una platina para agilizar el estudio de inclusiones fluidas. Obviamente, esos requerimientos ya han sido superados con creces y las platinas que actualmente existen en el mercado han introducido numerosas mejoras, que ahorran tiempo en la calibración, en la localización de las inclusiones, y en el tratamiento de los datos obtenidos. Todas estas mejoras radican en la utilización de periféricos controlados informáticamente. Estos periféricos permiten desde memorizar la localización de las inclusiones al principio de la sesión de trabajo (para pasar de una inclusión a otra de manera automática e inmediata), hasta almacenar los datos en diferentes formatos (listos para ser utilizados con diferentes programas de cálculo), pasando por el tratamiento estadístico de los datos y por la obtención de imágenes digitales de las inclusiones.

Existen tres tipos principales de platinas calentadoras-refrigeradoras para el estudio de inclusiones:

- ✓ **Chaixmeca.** Diseñada por Poty et al., (1976), fue la primera platina comercializada con capacidad de enfriamiento hasta -196°C . El enfriamiento se realiza haciendo circular una mezcla de N_2 gas y líquido mientras que el calentamiento se consigue mediante una resistencia.

Aunque combina versatilidad y facilidad de uso, únicamente tiene un control manual de temperatura.

- ✓ **USGS** (United States Geological Survey). Se trata de una modificación, realizada por Fluic-Inc, del diseño original de Reynolds (Werre et al., 1979). Utiliza un flujo de gas precalentado o preenfriado como medio para el cambio de temperatura de la muestra. En relación a otras platinas admite muestras de mayor tamaño (>20mm de diámetro) y la temperatura se mide directamente sobre la muestra.
- ✓ **Linkam**. Al igual que la Chaixmeca, utiliza la conducción como modo de transmisión del calor hacia la muestra. Diseñada por la compañía Linkam (<http://www.linkam.co.uk>) presenta numerosos modelos, incluyendo platinas motorizadas, platinas de alta temperatura (hasta 1500°C), platinas para Infrarrojos y platinas para estudios en vacío. Mediante apoyo informático, permite controlar en todo momento tanto la temperatura como su variación de una manera sencilla.

En el presente trabajo se ha utilizado la platina Linkam *THMSG 600* (Fig. 2.2). Esta platina permite un rango de temperaturas de -196 a 600°C. El control de la velocidad de enfriamiento se realiza mediante el controlador *LNP* que actúa directamente a partir de una fuente de nitrógeno líquido despresurizado. Este nitrógeno es inyectado directamente a una cámara situada justo debajo de la muestra. Aunque el termopar no toca la muestra (como en el modelo del USGS), la temperatura es prácticamente exacta debido al control que se ejerce sobre ella y a las bajas velocidades de proceso, tanto de enfriamiento como de calentamiento.



Figura 2.2. Fotografía del equipo microtermométrico Linkam, utilizado en este trabajo, donde se pueden apreciar las partes de que consta.

Los elementos que forman parte de este equipo microtermométrico son los siguientes:

- Un programador *Linkam TMS 92*. Permite variar, en cualquier momento del proceso, las rampas de enfriamiento/calentamiento así como mantener constante la temperatura el tiempo deseado. Estas rampas son almacenadas en memoria de manera que se utilizan para todas las inclusiones del mismo tipo, y su diseño y control se puede realizar tanto manualmente como mediante un software de la casa Linkam (programa *Link* en sus diversas versiones).
- Un sistema de enfriamiento *Linkam LNP2*. Insufla nitrógeno gas de manera continua al interior de la platina, lo que permite mantener constante la temperatura junto con la resistencia. Presenta un sistema de

ventilación de la ventanilla superior de la platina, lo que impide la condensación de vapor de agua sobre la misma.

- Un sistema de videotexto *Linkam 232*. Este sistema se complementa con un vídeo *Sony SVO-140PA*, un monitor de vídeo *Sony KX-14CPI* y una cámara de vídeo *Sony CCD* que facilita la observación de las inclusiones durante el análisis. Permite también calcular áreas, ángulos y longitudes de las imágenes del monitor mediante un programa videográfico acoplado.
- Un microscopio *Olympus BH-2* provisto de un objetivo de larga distancia focal x 80.

Las calibraciones del aparato se han realizado a bajas temperaturas mediante inclusiones de CO₂ puro en topacio (-56.6°C) e inclusiones sintéticas de agua pura en cuarzo (0.015°C), y a altas temperaturas mediante la utilización de patrones estándar de temperatura de fusión conocida de la casa Merck. Esta calibración se repite cada 6 meses aproximadamente, y las variaciones obtenidas han sido prácticamente nulas, sobre todo a altas temperaturas.

Aunque la temperatura está controlada mediante un soporte informático y la velocidad de los procesos de calentamiento y enfriamiento está predeterminada mediante una rampa previa, es necesario tomar una serie de precauciones y recomendaciones prácticas si se pretenden obtener datos con un grado importante de reproducibilidad. Para ello es necesario que la muestra esté centrada en el portamuestras sin contacto entre ambos, y que las inclusiones estén situadas hacia el centro de la muestra. Es necesario también que todas las partes internas y removibles de la platina (bloque de plata, tapa de plata, portamuestras, etc.) estén perfectamente limpias y colocadas. Solo en estas condiciones, se obtienen temperaturas reales y reproducibles, y se evitan gradientes de temperatura.

Por otro lado, las rampas de enfriamiento y de calentamiento deben ser específicas y adecuadas al cambio de fase que se va a observar. La velocidad de enfriamiento no debe superar los $0.4^{\circ}\text{C}/\text{min}$. durante los cambios de fase, aunque puede ser más rápida en el proceso de aproximación a los mismos. Entonces hay que estabilizar la temperatura durante al menos 2 minutos, antes de que se produzca el cambio de fase. Los datos experimentales que continuamente aparecen en el grupo de discusión en Internet sobre inclusiones fluidas (<http://www.geology.wisc.edu/~pbrown/fi.html>) avalan este tipo de rampas, y corroboran que se obtienen mejores resultados que las que mantienen velocidades bajas durante todo el proceso.

En el proceso de calentamiento, es preciso no superar velocidades de $1^{\circ}\text{C}/\text{min}$. durante la homogeneización.

En esta platina y siguiendo estas recomendaciones prácticas, se obtiene una precisión de $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ durante el enfriamiento, de $\pm 1^{\circ}\text{C}$ durante el calentamiento entre 25 y 400°C , y de $\pm 4^{\circ}\text{C}$ por encima de 400°C .

SISTEMA $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$: INTERPRETACION DE DATOS

El sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ es el sistema al que pertenecen la mayor parte de los fluidos que han circulado por la corteza terrestre y, por tanto, ha sido el más estudiado (Potter & Brown, 1977; Hall et al., 1988; Sterner et al., 1988; Bodnar et al., 1989; Bodnar, 1992 y 1993; Bodnar & Vityk, 1994; Goldstein & Reynolds, 1994). A este sistema pertenece uno de los tipos de inclusiones identificadas y analizadas en el presente trabajo.

Los cambios de fase que se producen en las inclusiones fluidas $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ durante el proceso de enfriamiento y posterior calentamiento hasta temperatura ambiental seguirán una de las tres trayectorias que muestra el diagrama de fases (Fig. 2.3).

En los estudios microtermométricos de sistemas naturales, la salinidad se expresa en % en peso de equivalentes de NaCl , es decir, se utiliza NaCl como sal de referencia a partir de la cual expresar la cantidad de las restantes sales. En el sistema ideal $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ la

salinidad se expresa directamente en % en peso de NaCl, dado que se asume la ausencia total de otras sales.

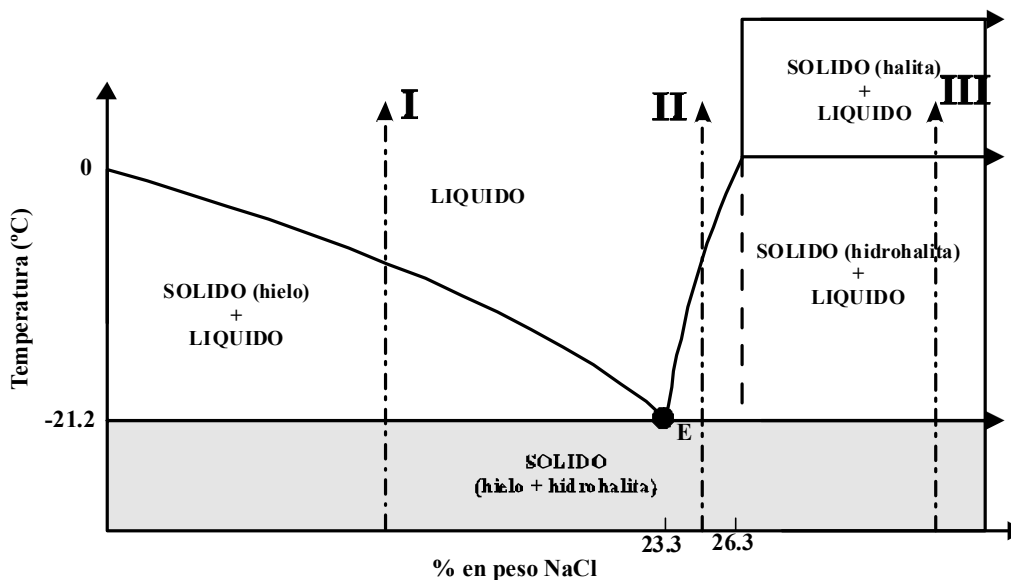


Figura 2.3. Diagrama de fases del sistema H₂O-NaCl en el que se muestran las fases que se presentan a baja temperatura, todas ellas en equilibrio con el vapor (Shepherd et al., 1985).

La trayectoria I corresponde a fluidos con una salinidad <23.3 % en peso de NaCl. En estas inclusiones la hidrohálita (NaCl·2H₂O) funde completamente a -21.2°C, que es la temperatura eutéctica de este sistema. A partir de ese punto, el hielo comienza a fundir hasta que la trayectoria corta la curva *líquidus*, a partir de la cual funde el último cristal de hielo y únicamente queda líquido en la inclusión. La temperatura de fusión final del hielo “ θ ” es la que se utiliza para calcular la salinidad de esa inclusión según la ecuación (1) desarrollada por Bodnar (1993) a partir de los datos originales de Hall et al., (1988).

$$(1) \quad \text{Salinidad (\%peso)} = 0.00 + 1.78 \theta - 0.0442 \theta^2 + 0.000557 \theta^3$$

La trayectoria II es la que siguen las inclusiones que tienen una salinidad entre 23.3 y 26.3% en peso de NaCl. En este caso, el sólido que primero funde es el hielo y el sólido que comienza a fundir a partir del eutéctico es la hidrohalita. La salinidad en este caso viene definida por la temperatura de fusión de la hidrohalita, tal como indican Sterner et al., (1988) y Bodnar et al., (1989). En este tipo de trayectorias hay que tener en cuenta el comportamiento metaestable de la hidrohalita a temperaturas por encima de 0°C.

La trayectoria III es la que siguen las inclusiones con una salinidad >26.3% en peso de NaCl, inclusiones que además presentan un sólido hijo de halita a temperatura ambiente. Hasta -0.1°C, la trayectoria es similar al caso anterior pero, por encima de esta temperatura, la hidrohalita no desaparece sino que se transforma en halita. En este caso, la salinidad se calcula a partir de la temperatura de fusión de la halita “ ψ ” en condiciones de saturación en vapor, es decir, cuando la burbuja aún está presente, y según la ecuación (2) definida por Sterner et al., (1988).

$$(2) \quad \text{Salinidad (\%peso)} = 26.242 + 0.4928 \psi + 1.42 \psi^2 - 0.223 \psi^3 + 0.04129 \psi^4 + 6.295 * 10^{-3} \psi^5 - 1.967 * 10^{-3} \psi^6 + 1.1112 * 10^{-4} \psi^7$$

Los diagramas de fase de los distintos sistemas están diseñados para la modelización de estudios a presión ambiental. Evidentemente, los estudios microtermométricos se realizan sobre fluidos que circularon en contextos geológicos bajo condiciones alejadas de las ambientales. Con el objeto de intentar modelizar tanto las condiciones en origen como la evolución de las mismas en esos fluidos, se utilizan los diagramas P-T, donde cada inclusión está representada por una isocora, es decir, una línea de composición constante. Estas isocoras definen las trayectorias de las inclusiones, desde el momento en que fueron atrapadas hasta la curva L+V= L ó V de cada sistema. Normalmente las inclusiones fueron atrapadas a temperaturas por encima de esta curva (todo en fase líquida o vapor), por lo que la temperatura de homogeneización sería la temperatura mínima de atrapamiento.

Bodnar & Vityk (1994) han definido las isocoras para inclusiones subsaturadas (con salinidades <30% en peso de NaCl) del sistema H₂O-NaCl, y han calculado las relaciones entre salinidad y temperatura de homogeneización y presión y temperatura de atrapamiento en la ecuación (3).

$$(3) \quad dP/dT \text{ (bar/}^\circ\text{C)} = a_s + b_s * Th + c_s * Th^2$$

donde dP/dT es la pendiente de la curva (isocora), Th es la temperatura de homogeneización y a_s, b_s, c_s son parámetros que dependen de la salinidad.

La isocora es una trayectoria teórica de evolución de una inclusión a densidad constante que se puede calcular a partir de la curva líquido-vapor de Bodnar (1983).

Las inclusiones hipersalinas (con sólido de halita) del sistema H₂O-NaCl pueden seguir tres trayectorias P-T principales (Fig. 2.4). Cada una de ellas presenta una secuencia distinta de homogeneización, y aportan datos de salinidad con distinto grado de fiabilidad. La isocora A muestra una secuencia en la que la halita funde a una temperatura (t₂) superior a la de homogeneización (t₁). La isocora B presenta una trayectoria en la que la fusión de la halita (t₃) se produce a una temperatura inferior a la de homogeneización de la burbuja (t₄). En la trayectoria C ambos cambios suceden a la misma temperatura. La ecuación (2) es aplicable únicamente en el caso de la isocora C. En el caso de la trayectoria B, la salinidad sería aproximada, y nunca se podría aplicar a una inclusión donde la halita fundiera en ausencia de burbuja (isocora A), ya que se produciría una estimación de la salinidad por encima o por debajo de la real.

así como las mineralizaciones encajadas en cuencas paleozoicas (Munoz et al., 1999; Suchy et al., 2000).

El sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ fue estudiado por Yanatieva (1946) y posteriormente desarrollado por Borisenko (1977) y Crawford (1981). Estudios más recientes, a partir de estos datos, han definido las propiedades volumétricas y las condiciones de estabilidad de las distintas fases que pueden aparecer en este sistema, aplicado fundamentalmente al estudio de inclusiones fluidas (Vanko et al., 1988; Davis et al., 1990; Oakes et al., 1990a, 1990b, 1992, 1998; Spencer et al., 1990). Para el desarrollo de estos trabajos se generan inclusiones fluidas sintéticas, de composición absolutamente conocida, donde se estudian las fases existentes a cada temperatura y los parámetros que controlan sus campos de estabilidad. Los datos obtenidos son teóricos mientras que las inclusiones a las que posteriormente se aplican son naturales. Por este hecho, en ocasiones es difícil poder interpretar los cambios de fase a las temperaturas a las que ocurren, poniendo de manifiesto fenómenos de metaestabilidad, que son raros en otros sistemas pero comunes en el sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$.

En este sistema, las posibles fases presentes a temperatura ambiente serían: líquido, vapor y sólidos de halita o CaCl_2 hidratado. En muestras naturales, la halita es la única fase sólida que aparece a temperatura ambiente. Esto es debido a que el CaCl_2 es extremadamente soluble, y solo precipita como fase sólida hidratada en soluciones que contengan una fracción molar de CaCl_2 de 0.95 con respecto al resto de sales presentes (Williams-Jones & Samson, 1990).

Schiffries (1990) ha determinado las 14 posibles secuencias de fusión en equilibrio para este sistema. De todas ellas, las tres secuencias que principalmente aparecen en las inclusiones fluidas naturales son las que ha denominado 1a, 1b y 1c, y que se muestran en el diagrama de fases del sistema (Fig. 2.5). Las tres parten de la presencia de hielo, hidrohalita y antarcticita formados durante el enfriamiento.

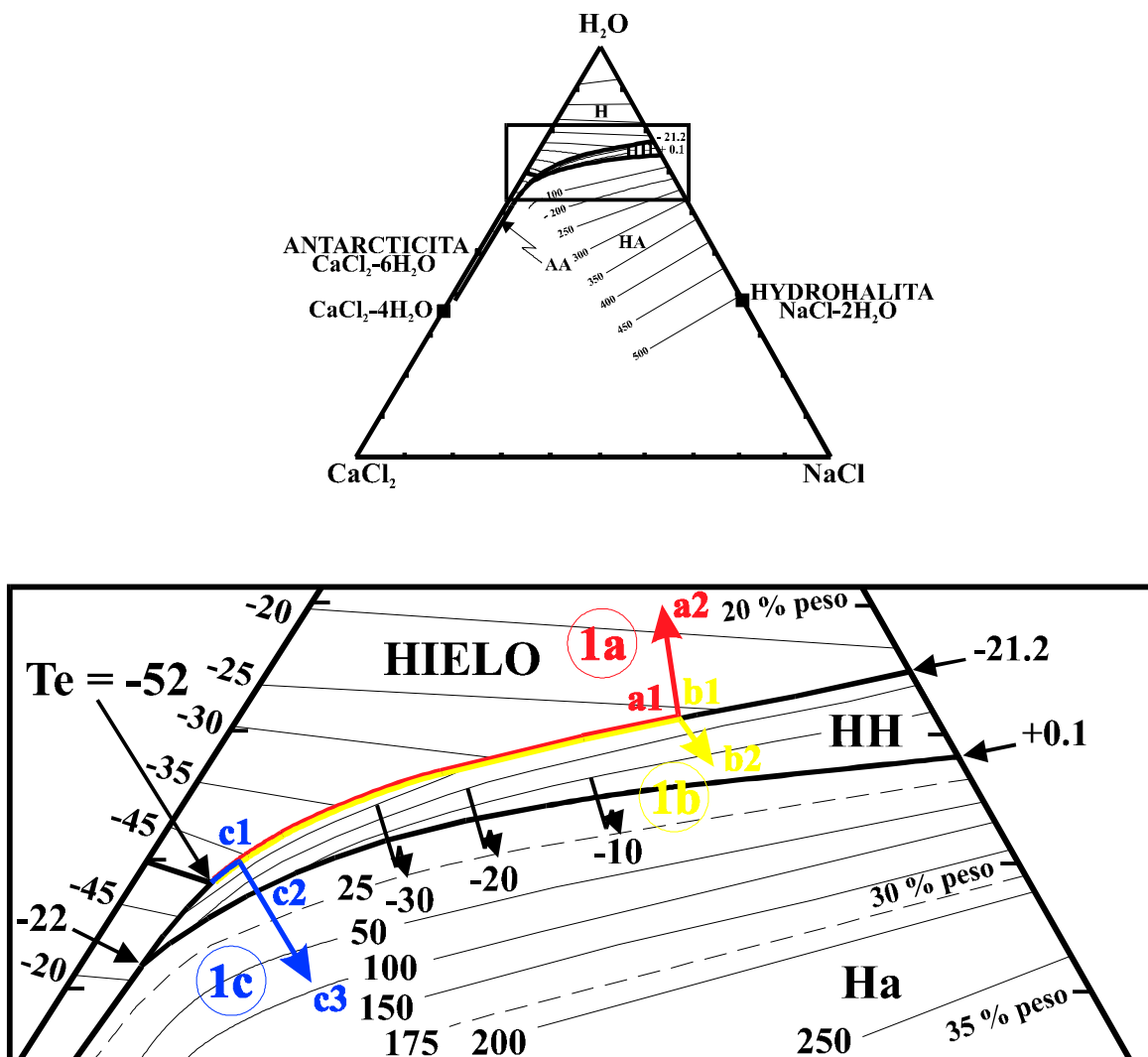
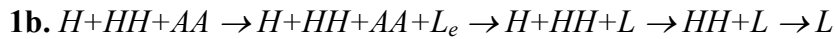
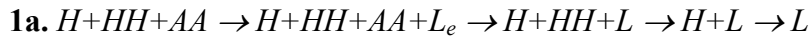


Figura 2.5. Diagrama de fases del sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ donde se han representado las tres trayectorias principales de fusión definidas por Schiffries (1990) para este sistema (1a, 1b y 1c). Los puntos a1, a2, b1, b2, c1, c2 y c3 representan las temperaturas a las que funden las fases sólidas en cada secuencia.

Estas tres secuencias son las siguientes:



H: hielo, HH: hidrohálita, AA: antárticita, L_e : líquido eutéctico, L: líquido y Ha: halita

SECUENCIA 1a

La secuencia de fusión se desarrolla a partir de la inclusión congelada. El enfriamiento convierte el líquido en una masa congelada de hielo, hidrohálita y antárticita de un color tanto más anaranjado cuanto más Ca tiene la inclusión. Además se produce una importante disminución de tamaño de la burbuja de gas. Teóricamente, al comenzar la fusión la antárticita (AA) deja de ser estable tan pronto se genera la primera gota de líquido, y funde. En la práctica, esa fusión no se observa. A partir de este *punto eutéctico* ($T_e = -52^\circ\text{C}$), la trayectoria continúa por la curva cotéctica que separa los campos de estabilidad del hielo y la hidrohálita, únicas fases estables a esas temperaturas. Durante este periodo, la fusión del líquido origina un mosaico de cristales que se van individualizando con la recuperación de la temperatura, y que confieren a la inclusión tonalidades anaranjadas más oscuras. Estos cristales son de hielo y de hidrohálita. Los cristales de hielo son globulares, presentan poco relieve, y tienen un tamaño mayor que los de hidrohálita, que tienen más relieve y menor tamaño que los de hielo, y su morfología es tabular. A veces es necesario realizar varios ciclos de enfriamiento-calentamiento para poder distinguirlos.

Estos ciclos consisten en dejar fundir estos cristales hasta que únicamente queda uno. En ese momento se congela rápidamente la inclusión, con lo que ese único cristal crece enormemente, mientras se lo permita la composición del fluido. En el siguiente ciclo de fusión se observará un mosaico de cristales de la fase que ya había fundido y un gran

megacrystal de la que creció enormemente. En este momento sí es posible distinguir ambas fases. Este procedimiento también se utiliza para determinar temperaturas eutécticas con una sola fase sólida. En este caso, se observa la zona donde termina de crecer el cristal de hielo, porque esa zona será la primera en fundir.

Una vez fundida la hidrohalita (a1), la secuencia continuará por la línea imaginaria trazada desde ese punto de fusión hasta el vértice del H₂O. El hielo desaparecerá a lo largo de esa trayectoria. El punto donde funde el hielo define la salinidad de la inclusión (a2).

SECUENCIA 1b

Esta secuencia presenta una trayectoria similar a la 1a, aunque en este caso, el hielo funde antes que la hidrohalita (b1). A partir de ese momento, la trayectoria sigue una línea imaginaria trazada desde la T_{fi} hasta la composición de la hidrohalita (NaCl·2H₂O) en el diagrama de fases. La composición de la inclusión viene definida por el punto donde desaparece la hidrohalita (b2). Esta secuencia es la que muestran las inclusiones bifásicas del sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ estudiadas en el presente trabajo.

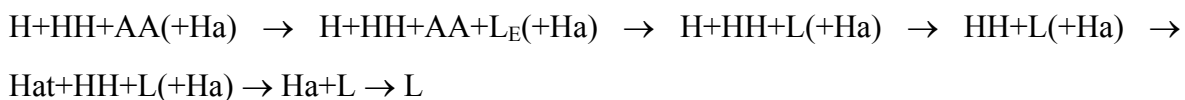
SECUENCIA 1c

La secuencia 1c muestra la trayectoria de fusión de inclusiones hipersalinas (con sólidos hijo de NaCl). En este caso, una vez fundido el hielo (c1), la trayectoria continua por la línea que une este punto de fusión del hielo con la composición de la hidrohalita (NaCl·2H₂O), que teóricamente es la fase que aún está en estado sólido (Williams-Jones & Samson, 1990). A partir de este momento, la trayectoria atraviesa el campo de la hidrohalita hasta la halita, que es el último sólido estable (c2). El punto en que ésta funde define la composición global de la inclusión en estado líquido, es decir, la composición de la inclusión cuando se formó (c3).

Tal y como muestra la Figura 2.5 los sólidos hijo de halita, que son estables a temperatura ambiente, dejan de serlo por debajo de 0.1°C, temperatura a partir de la cual se deberían transformar en hidrohalita. Esta metaestabilidad de la halita parece estar debida a

que esta transformación lleva implícita un cambio estructural del NaCl, y a que las velocidades de enfriamiento durante el estudio microtermométrico son altas, los sólidos de halita no se transforman completamente en hidrohilita cuando son enfriados por debajo de 0.1°C. Únicamente se redondean los vértices y se suavizan las aristas de los cristales cúbicos, pues estas zonas son las únicas en las que se produce esta transformación. Por este hecho, el comportamiento de la halita a baja temperatura podría definirse como metaestable (Zwart & Touret, 1994; Vanko et al., 1988), puesto que la trayectoria de fusión de estas inclusiones hipersalinas no se realiza totalmente en equilibrio. Aún en ese caso, la composición que se obtiene con la temperatura de fusión de la halita es la misma que la que se obtendría si la halita se comportara de manera estable, transformándose en hidrohilita durante el enfriamiento y ésta en halita de nuevo durante la recuperación de temperatura (Williams-Jones & Samson, 1990).

Para este tipo de inclusiones, Zwart & Touret (1994) definen una secuencia de fusión en desequilibrio:



donde Hat es halita procedente de la transformación de hidrohilita metaestable.

Este fenómeno también provoca que sea necesario someter a la inclusión a temperaturas extremadamente bajas ($\cong -150^\circ\text{C}$) para provocar la congelación de la parte líquida de la misma.

Zwart & Touret (1994) y Goldstein & Reynolds (1994) muestran los aspectos prácticos de las tres secuencias de fusión en inclusiones naturales en fluorita y calcita. También ponen de relieve la “necesidad” de utilizar varios ciclos de enfriamiento-calentamiento para poder distinguir las fases sólidas, y así obtener las temperaturas de cambio de fase para el cálculo de salinidades en inclusiones naturales.

La salinidad en este sistema se puede obtener con el punto de fusión de la última fase sólida (hielo, hidrohalita o halita) en el diagrama ternario, o utilizando esos datos en las ecuaciones establecidas para ese fin. Con el uso de estas ecuaciones se reduce el error de cálculo. Naden (1996) ha diseñado una macro o subprograma del programa informático Microsoft Excel, versión 5.0, en la que desarrolla las ecuaciones de Yanatieva (1946), Vanko et al., (1988) y Oakes et al., (1990a).

Esta macro devuelve en tres celdas contiguas los valores de: % peso NaCl, % peso CaCl₂ y NaCl/NaCl+CaCl₂. Para utilizar esta macro, los datos de temperaturas de fusión de las distintas fases deben estar siempre dentro de los campos de estabilidad de las mismas: la temperatura de fusión del hielo (T_m) por encima de $-21,2^{\circ}\text{C}$ y la de la hidrohalita (T_{mid}) entre -21.2 y $+0.1^{\circ}\text{C}$. En inclusiones hipersalinas, la fusión de la halita debe ocurrir entre 0.1 y 500°C . En fluidos hidrotermales definidos por el sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ no es frecuente encontrar inclusiones con fusión de halita a temperaturas superiores a 500°C . Estas temperaturas sí aparecen en inclusiones hipersalinas de origen magmático, aunque éstas normalmente pertenecen al sistema H₂O-NaCl.

Los valores de salinidad de las inclusiones del sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ que se presentan en este trabajo han sido calculados con esta macro.

Al igual que en el sistema H₂O-NaCl, los valores que se introducen en estas ecuaciones se obtienen para condiciones de P y T ambientales. Para calcular las posibles trayectorias seguidas por las inclusiones desde las condiciones de atrapamiento es preciso calcular las isocoras. Actualmente aún no se dispone de las ecuaciones para el cálculo de isocoras para el sistema H₂O-NaCl-CaCl₂, por lo que hay que realizar una aproximación utilizando isocoras de otros sistemas más sencillos ya estudiados.

Zhang & Frantz (1987) determinaron las isocoras para los sistemas H₂O-CaCl₂, H₂O-NaCl, H₂O-KCl, y H₂O-NaCl-KCl-CaCl₂. En este trabajo se pone de manifiesto que para temperaturas de homogeneización inferiores a 200°C , las isocoras de los sistemas H₂O-CaCl₂ y H₂O-NaCl presentan trayectorias casi idénticas. Este hecho permite aplicar al sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ las ecuaciones del sistema H₂O-NaCl en las condiciones

referidas anteriormente. De esta manera, el error que se comete es aceptable, e incluso menor que el que se comete en el proceso de calentamiento con la platina microtermométrica.

Todas las isocoras que se presentan en este estudio han sido calculadas con el programa informático *PVTX. Software Modelling for Fluid Inclusions* (distribuido por la casa Linkam). Este programa utiliza las ecuaciones de Hall et al., (1988) para el cálculo de las isocoras del sistema H₂O-NaCl.

2.2.2. Espectroscopía de Emisión Óptica mediante Ablación Láser (LA-OES)

La espectroscopía de Emisión Óptica mediante Ablación Láser es una técnica que se ha desarrollado en la última década, y que surge de la necesidad de obtener datos cuantitativos directos de la salinidad de las inclusiones fluidas. Los estudios de los gases en el sistema C-O-H-N-S, con microsonda Raman en inclusiones fluidas individuales, han probado que éstas pueden ser utilizadas como marcadores de las interacciones roca-fluido. Sin embargo, la química de los fluidos geológicos no se puede definir únicamente con estas especies gaseosas, dado que los iones son los otros componentes fundamentales de estos fluidos (Boiron et al., 1991). Este hecho es el que desencadena el desarrollo de técnicas que utilizan la espectrometría como método de medida.

Las técnicas basadas en espectrometría de masas presentan una mayor resolución que las basadas en espectroscopía óptica. Ahora bien, los primeros necesitan unos dispositivos y condiciones de medida tales que les confieren una menor versatilidad y disponibilidad. Es aquí donde los métodos basados en espectroscopía óptica adquieren verdadera importancia, tanto por su facilidad de uso como por su amplio espectro de utilización en laboratorios de inclusiones fluidas.

En concreto, uno de los equipos de investigación pioneros en el desarrollo de esta metodología aplicada al estudio de inclusiones fluidas es el que figura en el grupo de investigación G2R (*Géologie et gestion des ressources minérales et énergétiques*), que pertenece al CNRS francés (<http://dr6.loria.fr/Laboratoires/NANCY.html>) y que está ubicado en la Universidad Henri Poincaré en Nancy (<http://www.u-nancy.fr/UHP/Recherche/lab2000.html#geo>). En este laboratorio se ha diseñado uno de los primeros prototipos de esta técnica, obteniéndose unos resultados que han sido ampliamente mejorados con las sucesivas actualizaciones y mejoras del equipo (Boiron et al., 1991, 1995, 1997; Fabre et al., 1998, 1999; Moissette et al., 1997).

En este laboratorio es donde se han llevado a cabo los análisis, que debido al diseño y capacidades de la técnica se han podido realizar en las inclusiones fluidas y directamente en el cuarzo.

La Espectroscopía de Emisión Óptica mediante Ablación Láser (LA-OES) se basa en el análisis de la emisión de los átomos presentes en un plasma producido por un pulso de láser. Las longitudes de onda de las líneas emitidas son características de los niveles electrónicos atómicos, por lo que permiten la identificación de los átomos concretos que emiten esa energía luminosa, que se analiza en forma de plasma. Este plasma se genera al interaccionar un haz de láser producido por un YAG de Neodimio y la muestra a analizar (Fig. 2.6). Para ello, este haz de láser, cuya radiación es de 266 nm en pulsos de 5ns, es convenientemente dirigido y focalizado sobre la muestra a analizar mediante un objetivo de tipo Casagrande. El impacto del láser convierte una decenas de micras de muestra en plasma unos milímetros por encima de ésta. Este proceso genera una energía luminosa en forma de fotones que es detectada y recogida por un espectrómetro multicanal, en un rango espectral de longitud de onda de 200 nm (Boiron et al., 1995; Moissette et al., 1997; Fabre et al., 1999).

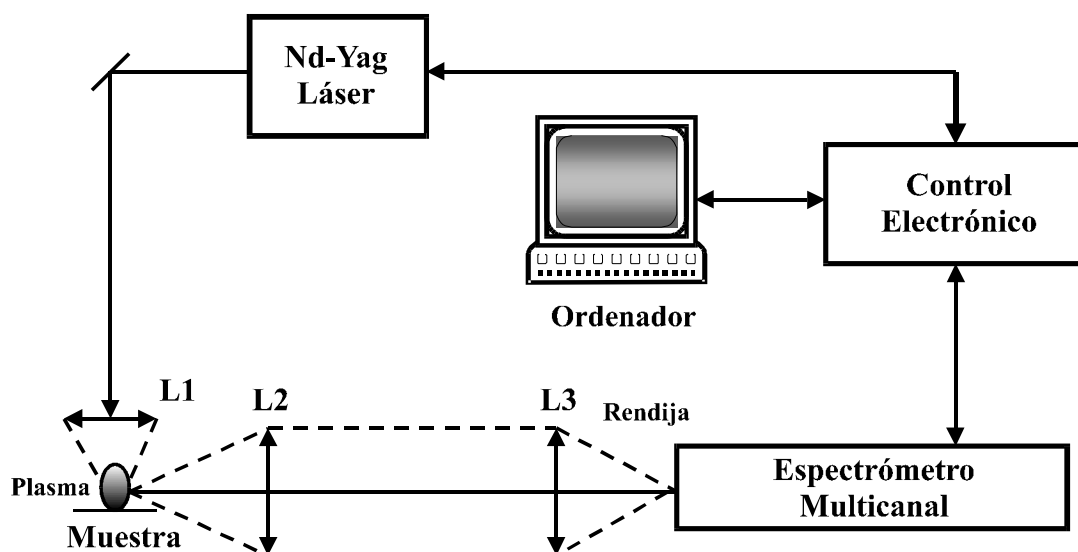


Figura 2.6. Representación esquemática de las distintas partes de que consta la técnica *LA-OES*, *Espectroscopia de Emisión Óptica mediante Ablación Láser* (Boiron et al., 1991).

El diámetro y la profundidad del cráter generado por el impacto, es decir la masa ablatada, dependen fundamentalmente del tipo de muestra y, en cuarzo, no suelen sobrepasar las 5 μm .

Cuando esta técnica se realiza en inclusiones fluidas, se suceden los disparos de láser hasta que éste alcanza el interior de la inclusión. A partir de ese momento en cada disparo se analiza el fluido, hasta que se consume todo el líquido de la inclusión. Cuando se realiza directamente sobre el cuarzo, no se computan los 3 primeros disparos, para evitar los problemas de contaminación de la muestra, que se producen por su simple manejo. La calibración se realiza mediante inclusiones fluidas sintéticas que contienen fluidos de composiciones conocidas.

Esta técnica permite obtener las relaciones iónicas entre elementos mayores, tanto en las fases minerales sólidas como en inclusiones fluidas individuales (Boiron et al., 1995, 1997; Moissette et al., 1997) y permite obtener análisis cuantitativos (en ppm) de

elementos traza tales como el Li, que no pueden ser analizados con otras técnicas como, por ejemplo, microsonda electrónica (Fabre et al., 1998).

Por tanto, LA-OES parece ser un método adecuado para el análisis de elementos traza a nivel de ppm, así como para el análisis de elementos alcalinos, calcoalcalinos, metálicos y Tierras Raras. No así para especies con Cl, S y O, porque éstos elementos no pueden ser identificados.

2.2.3. Análisis de iones en muestra total

El análisis de iones en muestra total es una metodología de uso frecuente en el análisis de inclusiones fluidas, donde es más fácil calcular relaciones de solutos que composiciones absolutas de las mismas, sin necesidad de determinar el contenido en H₂O (Roedder, 1984).

A partir de ella, es posible obtener información acerca del origen de los solutos disueltos. Para ello, se analizan elementos tales como Cl, Br, Na, y Ca, y se estudian las relaciones iónicas Cl/Br y Na/Br fundamentalmente. La técnica que se utiliza para extraer las soluciones de las inclusiones fluidas es el método “crush-leach”, que se basa en la trituración de la muestra y posterior lixiviación de los fluidos liberados.

MUESTREO

Para realizar un estudio mediante “crush-leach” hay que conocer previamente el sistema y la salinidad del fluido. Por tanto, es imprescindible un estudio microtermométrico previo, para controlar la salinidad de las inclusiones fluidas y para delimitar zonas del cristal con un solo tipo de inclusiones, que son las idóneas para analizar. También hay que seleccionar zonas con inclusiones fundamentalmente primarias, pues la presencia de inclusiones fluidas secundarias es un factor contaminante importante, sobre todo si pertenecen a un fluido de distinto quimismo y/o salinidad que el que se pretende analizar. En este caso, se obtienen datos anómalos. Otro hecho a tener en cuenta

es que algún catión del mineral que contiene las inclusiones, o de minerales atrapados en éstas, pueda contaminar el análisis.

Todos estos factores complican en gran medida la selección de muestras, para ésta y para otras técnicas analíticas. En el método “crush-leach” y en determinadas ocasiones, la escasez de muestra se solventa cuando la densidad de inclusiones es importante.

Lo que parece cada vez más evidente es que los avances en cuestiones analíticas están consiguiendo reducir significativamente la cantidad de muestra necesaria para cada medida. Así, esta técnica requiere normalmente entre 2 y 5 gr. de muestra seleccionada y purificada (Bottrell et al., 1988), aunque si la densidad de inclusiones es grande, a veces es suficiente con 0.1 gr. (Banks & Yardley, 1992).

DESARROLLO DE LA TECNICA

El procedimiento analítico de esta técnica comienza con la selección de la muestra. Se concentran granos minerales mediante líquidos densos, separación magnética o manual con una lupa. Después se seleccionan aquellos trozos que presentan las inclusiones fluidas adecuadas con la ayuda de una lupa binocular (Bottrell et al., 1988; Yardley et al., 1993). Todo este proceso ha de realizarse con sumo cuidado y limpieza para evitar contaminaciones por contacto, debido a la baja salinidad de las inclusiones y a su pequeño tamaño.

Posteriormente, las superficies se purifican antes de la trituración con procesos electrolíticos durante varios días, para la adsorción de cationes sobre la superficie de las muestras, que en este caso son de cuarzo. Este proceso se repite después con agua bidestilada. El siguiente paso es el triturado de las muestras para liberar las inclusiones en un mortero de ágata hasta un tamaño inferior al de harina. A este polvo se le añade una solución de 200 ppm de cloruro de lantano (LaCl_3) y el conjunto es agitado para conseguir una mezcla efectiva de esta solución con el fluido liberado de las inclusiones rotas. La solución definitiva se deja reposar varias horas para que las partículas en suspensión se depositen en el fondo.

Esta solución es filtrada y analizada por la técnica más adecuada, en función de los iones y de la cantidad de muestra disponible. Junto a las muestras, se preparan también blancos de medida correspondientes al mineral que contiene las inclusiones, pero libre de ellas, en este caso cuarzos brasileños. También se preparan patrones de mezcla de diferentes iones a distintas concentraciones conocidas.

Para analizar los cationes se utiliza la espectrometría de emisión con una fuente de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-AES). Si la concentración de elementos tales como Mg, Fe, Mn o Zn sea baja, es necesaria la utilización de una técnica de mayor poder de detección, como la absorción atómica (AA). Los aniones Cl y Br se analizan por cromatografía de iones. En este caso la solución se prepara con agua bidestilada y no con LaCl_3 .

Los análisis “crush-leach” de este trabajo, así como el posterior tratamiento de los datos se ha llevado a cabo en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Ciencias de Leeds (Inglaterra).

INTERPRETACION DE DATOS

La mayoría de las soluciones se originan por evaporación del agua del mar o por disolución de evaporitas marinas, orígenes que presentan distintas signaturas Cl/Br y Na/Br.

Durante la evaporación, las relaciones Cl/Br y Na/Br en el agua del mar permanecen constantes hasta que precipita halita, momento en el que comienzan a disminuir porque el Br no entra a formar parte de las fases salinas sólidas (Banks et al., 1991). Debido a que el Br no entra a formar parte de fases salinas, la signatura marina en Br de las fases que precipitan no se modifica por aportes de aguas meteóricas, por ejemplo, de cuencas sedimentarias (Kesler et al. 1995, 1996), aunque sí podría hacerlo por interacción con la roca encajante.

En este trabajo únicamente ha sido posible la utilización de las relaciones Cl/Br y Na/Br en el diagrama binario de Kesler et al., (1995) en el que también aparecen representados la composición del agua del mar y las posibles trayectorias de las muestras. La utilización de relaciones entre halógenos y cationes (como Ca) no ha sido posible por problemas de contaminación de la muestra con minerales cálcicos atrapados, lo cual es un problema inherente a la propia técnica.

Las tendencias principales que pueden seguir las muestras, en relación al agua del mar y a la línea 1/1 son las siguientes (Fig. 2.7):

- a) Solutos concentrados por evaporación del agua de mar. Aquí el Br se comporta como incompatible y se concentra en la salmuera residual (Carpenter, 1978; McCaffrey et al., 1987) por lo que las relaciones Na/Br y Cl/Br disminuyen.
- b) Solutos concentrados por disolución de halita. Las soluciones quedan enriquecidas en Na y Cl, por lo que ambas relaciones aumentan (Kesler et al., 1996).
- c) Intercambio catiónico. Si aparece un aumento significativo de Na y/o Ca significaría un intercambio con minerales calcico-sódicos, tales como feldespatos, micas o carbonatos. Se produce por contaminación de las soluciones por interacción con la roca caja, por falta de pureza en el tratamiento de medida o por contaminación física con minerales atrapados en las inclusiones.

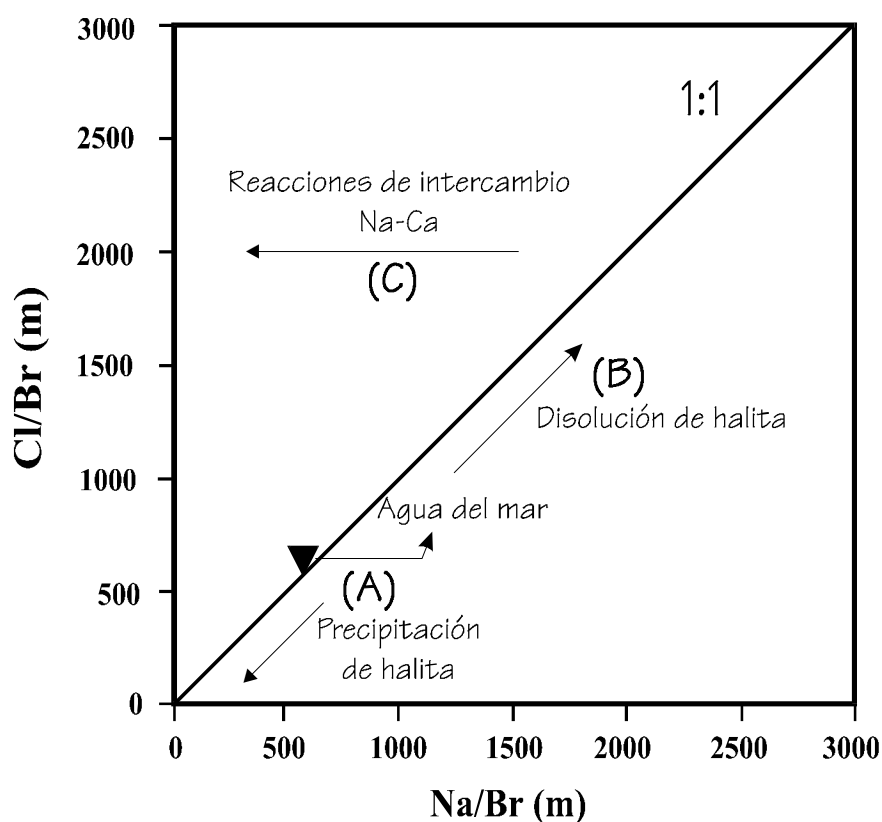


Figura 2.7. Relaciones Cl/Br y Na/Br para soluciones acuosas con solutos de diferentes orígenes. El triángulo representa la composición del agua del mar de Horita et al., (1991) (diagrama binario de Kesler et al., 1995).

2.3. Gases

En las inclusiones fluidas es frecuente encontrar gases tales como CO_2 , CH_4 , N_2 , H_2S , SO_2 ó CO , como los más comunes. La presencia de estos gases indica la circulación de estos fluidos por la corteza terrestre y su relación con diversos procesos geológicos. La identificación y cuantificación de estas especies gaseosas se pueden estimar mediante microtermometría, aunque hay que complementarla con alguna otra técnica como la espectroscopía Raman.

2.3.1. Microtermometría

Estos fluidos pertenecen a sistemas complejos, donde existen diferencias significativas entre las características fisicoquímicas de los tres componentes principales de estos sistemas: H₂O, CO₂ y NaCl, por lo que se complica en gran medida la construcción de diagramas de fase que integren tal variedad de componentes.

Los sistemas de un solo componente volátil se caracterizan porque la fusión de la fase sólida de este componente ocurre en el *punto triple* y la temperatura de transición de las dos fases Líquido + Vapor a un fluido crítico ocurre en el *punto crítico* del sistema. Esta última temperatura es la denominada temperatura de homogeneización (T_h) del gas correspondiente. En la Tabla 2.1 se muestran los puntos triple y crítico del agua y de los tres gases más comunes en inclusiones fluidas. La obtención de estas temperaturas durante el estudio microtermométrico permite calcular la composición del fluido y su volumen molar. Una temperatura de fusión del sólido (T_{fCO2}) por debajo de la teórica nos indicaría una mezcla con otros gases, mientras que una temperatura de homogeneización inferior a la del punto crítico junto al modo de homogeneización, permite calcular la densidad del fluido. La primera limitación de la microtermometría es que al ser los puntos triples de CH₄ y N₂ extremadamente bajos, no se alcanzan con los equipos microtermométricos convencionales y únicamente se puede determinar el del CO₂.

	Punto Triple		Punto Crítico	
	T(°C)	P (bar)	T (°C)	P (bar)
CO₂	-56.57	5.185	31.06	73.858
CH₄	-182.147	0.1168	-82.6	45.95
N₂	-210.01	0.1253	-146.95	34.00
H₂O	0.01	0.0611	374.15	220.5

Tabla 2.1. Condiciones P-T de los puntos triple y crítico de las principales moléculas del sistema C-O-H-N (Dubessy, 1994).

Para facilitar el estudio de estos sistemas complejos y debido al diferente comportamiento entre el agua y los volátiles, se asumen como dos sistemas aislados a temperatura ambiente. Por un lado, una solución acuosa con sales disueltas y, por otro lado, la fase gaseosa (líquido y/o vapor) compuesta normalmente por una mezcla de CO_2 , CH_4 y N_2 , con un contenido de agua indetectable. A baja temperatura, no es aplicable esta consideración ya que el agua reacciona con los gases y forma hidratos de gas metaestables. El más frecuente es el de CO_2 al que originalmente se denominó clatrato, nombre que actualmente se ha generalizado a todos los hidratos de gas.

Los clatratos son sólidos con una estructura metaestable de moléculas de agua con varios huecos. La presencia de moléculas de gas en estos huecos estabiliza la estructura (Waals & Plateauw, 1959; Sloan, 1990). No son compuestos estequiométricos, y la variabilidad estequiométrica parece depender de la presión y temperatura (Bakker & Thiéry, 1994), así como de la composición global (Seitz & Pasteris, 1990). Pueden presentar dos tipos de estructuras, las de tipo I con cavidades pequeñas y donde entran la mayoría de los gases más comunes (CO_2 , CH_4 , CO y H_2S) y las de tipo II, con cavidades de gran tamaño y donde entran moléculas como C_3H_8 , N_2 y O_2 (Davidson et al., 1986).

La formación de estos clatratos complica la interpretación de las medidas microtermométricas a baja temperatura. Los clatratos funden a temperaturas más altas que el hielo, por lo que parte del agua está aún formando parte de ellos, con lo que el cálculo de la salinidad a partir de la T_{th} estaría sobrestimada (Potter & Brown, 1977; Bodnar, 1983). Por tanto, la medida de la fusión de los clatratos (T_{fcla}) se hace necesaria para calcular la salinidad real del sistema a temperatura ambiente. En ocasiones, la observación de la fusión de los clatratos es una tarea complicada y requiere de varios ciclos de enfriamiento-calentamiento.

En ocasiones, no se puede observar la fusión de CO_2 sólido (en torno a su punto triple: -56.6°C) ni tampoco la homogeneización de las fases de CO_2 en L o V ($<31.1^\circ\text{C}$).

Unicamente se observa la fusión de los clatratos. Esto parece estar relacionado con la baja proporción de CO₂ en la inclusión.

2.3.2. Espectroscopía Raman

La espectroscopía Raman es otra técnica cuyo desarrollo ha contribuido de manera decisiva al conocimiento de las condiciones de formación y circulación de fluidos que contienen otros gases además de H₂O.

Es una técnica no destructiva que se basa en el análisis de la diferencia de energía entre dos niveles vibracionales consecutivos para un modo energético específico de cada molécula (Burke, 1994). Se denomina *dispersión Raman* a las colisiones inelásticas entre moléculas poliatómicas o grupos de moléculas que vibran, por lo que causan cambios en el haz de láser que interacciona con los gases de la inclusión. Para ello, se seleccionan inclusiones con burbujas grandes y relativamente cerca de la superficie de la muestra.

Una vibración es un desplazamiento relativo entre, al menos, dos átomos de una molécula, con lo que únicamente las moléculas poliatómicas presentan espectro Raman. La diferencia de energía entre la radiación excitante y una línea Raman es igual a la diferencia de energía entre dos niveles vibracionales consecutivos. La medida de la longitud de onda de una banda permite la identificación de la molécula, o del grupo funcional si se trata de moléculas complejas (Boiron & Dubessy, 1994). La intensidad del pico Raman es proporcional al número de moléculas en el volumen excitado, lo que permite la cuantificación en el caso de fluidos con mezcla de diferentes gases (CO₂, CH₄, N₂, H₂S, CO, SO₂, C₂H₆, C₃H₈ y H₂O).

Los análisis de espectroscopía Raman incluidos en este trabajo han sido llevados a cabo en los laboratorios del G2R, antiguo CREGU (Nancy, Francia). El equipo utilizado consta de un cañón láser, y un microscopio óptico acoplado a un microespectrómetro Raman de la casa "Dilor", equipado con un detector multicanal. La alta luminosidad del espectrógrafo y el detector CCD permite la adquisición de un espectro de alta calidad en pocos segundos. La excitación del láser de argón correspondió a una longitud de onda de

514.5 nm (línea verde) con una potencia de 10mW. El tiempo de integración del espectro Raman varió entre 2 y 20 sg. y el número de pulsos acumulados entre 1 y 10. El tratamiento informático de los datos se realizó en el mismo centro.

Las correcciones para N₂ atmosférico (dado que la técnica se desarrolla en condiciones ambientales) se realizó en las mismas condiciones y sin variar el enfoque. Cuando los picos obtenidos fueron poco intensos se aumentó el tiempo de actuación del láser, y en el caso de picos poco definidos, el número de acumulaciones.

Una vez obtenido el espectro Raman de una inclusión, se calcula el área de los picos que pertenecen al gas analizado. A partir de este dato, de la *sección eficaz* de cada gas y del número de acumulaciones, se obtienen las proporciones relativas de los gases presentes en la fase volátil en % en moles. Los volúmenes molares de la fase vapor en inclusiones trifásicas se calculan a partir de la composición de la fase vapor, y las temperaturas de homogeneización y fusión del CO₂, con la utilización de diagramas V-X para los sistemas de los gases involucrados (Thiéry et al., 1994a,b).

Los iones presentes en las inclusiones fluidas son monoatómicos (Na⁺, Li⁺, Ca²⁺, K⁺, Mg²⁺ y Cl⁻) por lo que presentan una banda muy débil en el espectro Raman. Sin embargo, a bajas temperaturas nuclean como hidratos de sal, por lo que se pueden determinar a través del espectro Raman de las moléculas de agua (Dubessy et al., 1992a y b). Estas determinaciones son extremadamente útiles cuando se manejan sistemas muy complejos y no es sencillo determinar que fase es la que funde a cada temperatura en el estudio microtermométrico. Para ello, se acopla una platina de enfriamiento/calentamiento al equipo Raman. Iones como sulfato o bisulfato también se pueden identificar por este método (Boiron et al., 1999).

En el presente trabajo, esta técnica se ha utilizado para la determinación de la composición de la fase gaseosa en inclusiones de la zona de La Parra. Los cálculos se realizaron con el programa informático *Ice*, dado que se disponía de los datos de fusión de hielo. La densidad global se expresa en gr/cc y la composición global en % molar de H₂O,

CO₂, CH₄, N₂ y NaCl. Para el cálculo de las isocoras se utilizó el programa *Jacobs*, que utiliza la ecuación de estado de Kerrick & Jacobs (1981) y Jacobs & Kerrick (1981).

2.4. Sólidos

2.4.1. SEM + EDS

Uno aspecto importante a tener en cuenta en el estudio de los fluidos es la presencia de sólidos en las inclusiones. Se pueden reconocer tres tipos de sólidos: (i) sólidos precipitados a partir del fluido en los periodos de circulación de éste, y que a veces quedan atrapados en los minerales hospedantes como “inclusiones sólidas”; (ii) sólidos precipitados a partir del fluido cuando éste queda atrapado en la inclusión. Se denominan “minerales hijo”; (iii) sólidos procedentes de la roca caja incorporados al fluido por procesos de alteración, que quedan atrapados tanto en el mineral hospedante (como inclusiones sólidas) como en las inclusiones fluidas. En este último caso se habla de “minerales atrapados”.

La distinción entre estas tipologías es importante porque la presencia de “minerales hijo” indica fluidos de alta salinidad, y tomar el dato de su temperatura de fusión es indispensable para calcular la salinidad de esa inclusión. La importancia de este dato está reseñada en el apartado 2.2.1 del presente capítulo.

Para la identificación de los tipos de sólidos, se ha utilizado Microscopía Electrónica de Barrido (SEM) para la observación de morfologías, y el apoyo de EDS para las determinaciones composicionales semicuantitativas.

La metodología a seguir en este caso es sencilla aunque laboriosa. El primer paso es seleccionar muestras (3 x 3 mm) que presenten sólidos en inclusiones estudiadas previamente. Se parten por las zonas de mayor densidad de inclusiones, y se colocan en el

portamuestras dejando como zona de estudio las superficies de rotura. Si el proceso se realiza de manera cuidadosa es posible observar sólidos dentro de las inclusiones rotas. En ocasiones, es necesario repetir el proceso con varias muestras.

En inclusiones altamente salinas y durante la metalización de las muestras bajo vacío, pueden precipitar nuevas sales en el hueco de las inclusiones.

Los análisis mediante SEM + EDS se llevaron a cabo en el Centro de Microscopía Electrónica “Luis Bru”, (<http://www.ucm.es/info/INFOCOM/director/ucm/06cenasi.htm>), CAI perteneciente a la Universidad Complutense

2.5. Geoquímica de isótopos estables

La geoquímica de isótopos estables se basa en el estudio de las relaciones isotópicas de los elementos que componen los materiales de la corteza terrestre, incluida el agua. Se trata de una disciplina enormemente diversificada que contribuye en gran manera a la solución de una amplia variedad de problemas geológicos.

Este amplio espectro de aplicación ha contribuido a que las técnicas analíticas en geoquímica isotópica hayan experimentado un gran desarrollo en los últimos años (Kyser, 1995) y, por consiguiente también se han ampliado los tipos de muestras susceptibles de ser analizadas. Isótopos de elementos tales como H, C, O ó S son los más analizados ya que son los más abundantes en la corteza terrestre.

2.5.1. Fundamento teórico

Cada elemento está definido por un número determinado de protones y neutrones en el núcleo, y un número de electrones en la corteza. Esta configuración es la que define sus propiedades químicas. La masa atómica de un elemento está definida por la suma de

protones y neutrones. Mientras que el número de protones y de electrones es igual y constante en cada elemento, el número de neutrones puede variar, con lo que la masa atómica también lo hace. Estas variaciones en el número de neutrones son las que determinan los distintos *isótopos* de un mismo elemento, los cuales muestran propiedades muy parecidas entre sí pero no idénticas. Estos isótopos pueden ser estables o inestables (radioactivos). Los últimos son los que dan lugar, por desintegración, a un isótopo estable. Cuando el periodo de desintegración es tan elevado que no es posible medirlo, se habla de isótopos estables.

La configuración isotópica de un elemento puede verse afectada por distintos procesos físicos y químicos en la naturaleza, tales como evaporación, condensación, precipitación, difusión o cristalización, así como variaciones de temperatura, de presión o de composición química. A este proceso es a lo que se denomina *fraccionamiento isotópico* (α).

El fraccionamiento isotópico entre dos sustancias A y B está definido por $\alpha = R_A / R_B$, siendo R_A y R_B las relaciones isotópicas de las especies A y B. Estas relaciones isotópicas resultan del cociente entre el contenido en el isótopo más pesado y en el más ligero para cada sustancia. En el caso del oxígeno, la razón isotópica sería $R_A = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_A$ y $R_B = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_B$.

En la práctica, la medida del contenido isotópico no se hace de manera absoluta, sino de forma relativa referida a un patrón de relación isotópica perfectamente conocida. De esta manera, se define δ como $(R_m / R_p) \times 1000$, donde R_m y R_p son las razones isotópicas de la muestra y del patrón respectivamente, y donde δ se expresa en ‰. Por tanto, el valor de una muestra representa la diferencia (en ppm) entre su razón isotópica y la del patrón internacionalmente aceptado para cada isótopo (Hoefs, 1997). Valores positivos o negativos indican que la muestra es más rica o más pobre en el isótopo pesado que el patrón de referencia como, por ejemplo, el SMOW (Standard Mean Ocean Water), patrón comúnmente utilizado para ^{18}O y D que representa un valor medio teórico del agua oceánica, y tiene un valor de $\delta^{18}\text{O} = 0$ ‰.

El proceso de fraccionamiento isotópico se puede producir entre los isótopos de diferentes sustancias, de diferentes fases o entre moléculas individuales. Si se parte de la forma general de equilibrio isotópico, se ha comprobado que existe una relación directa entre el fraccionamiento isotópico (α) y la constante de equilibrio químico (K) en condiciones de equilibrio. De esta manera, se puede obtener el fraccionamiento isotópico mediante cálculos teóricos basados en la Termodinámica Estadística y no sólo mediante métodos experimentales de intercambio en laboratorio. Estos cálculos teóricos permiten establecer las condiciones que explican las relaciones entre composición química y fraccionamiento isotópico. En último extremo, este fraccionamiento depende de las variaciones en las propiedades fisicoquímicas y termodinámicas de los isótopos, que son proporcionales a la diferencia entre las masas atómicas (Hoefs, 1997).

Por esta razón los estudios isotópicos se han concentrado en elementos de baja masa atómica (H, C, N, O y S) que además son los más abundantes en la naturaleza.

El estudio del fraccionamiento isotópico aporta información sobre gran variedad de procesos en diferentes ambientes geológicos, en particular las firmas en $\delta^{18}\text{O}$ y δD , utilizadas en este trabajo. Son características de distintos tipos de aguas y rocas (Fig. 2.8).

El estudio de las variaciones de temperatura como un factor modificador de las propiedades de los isótopos y, por tanto, del fraccionamiento isotópico, ha dado lugar a una disciplina actualmente en desarrollo como es la “Geotermometría Isotópica”. Mediante estos estudios se pueden determinar paleotemperaturas de formación de minerales y de los procesos que les hayan afectado.

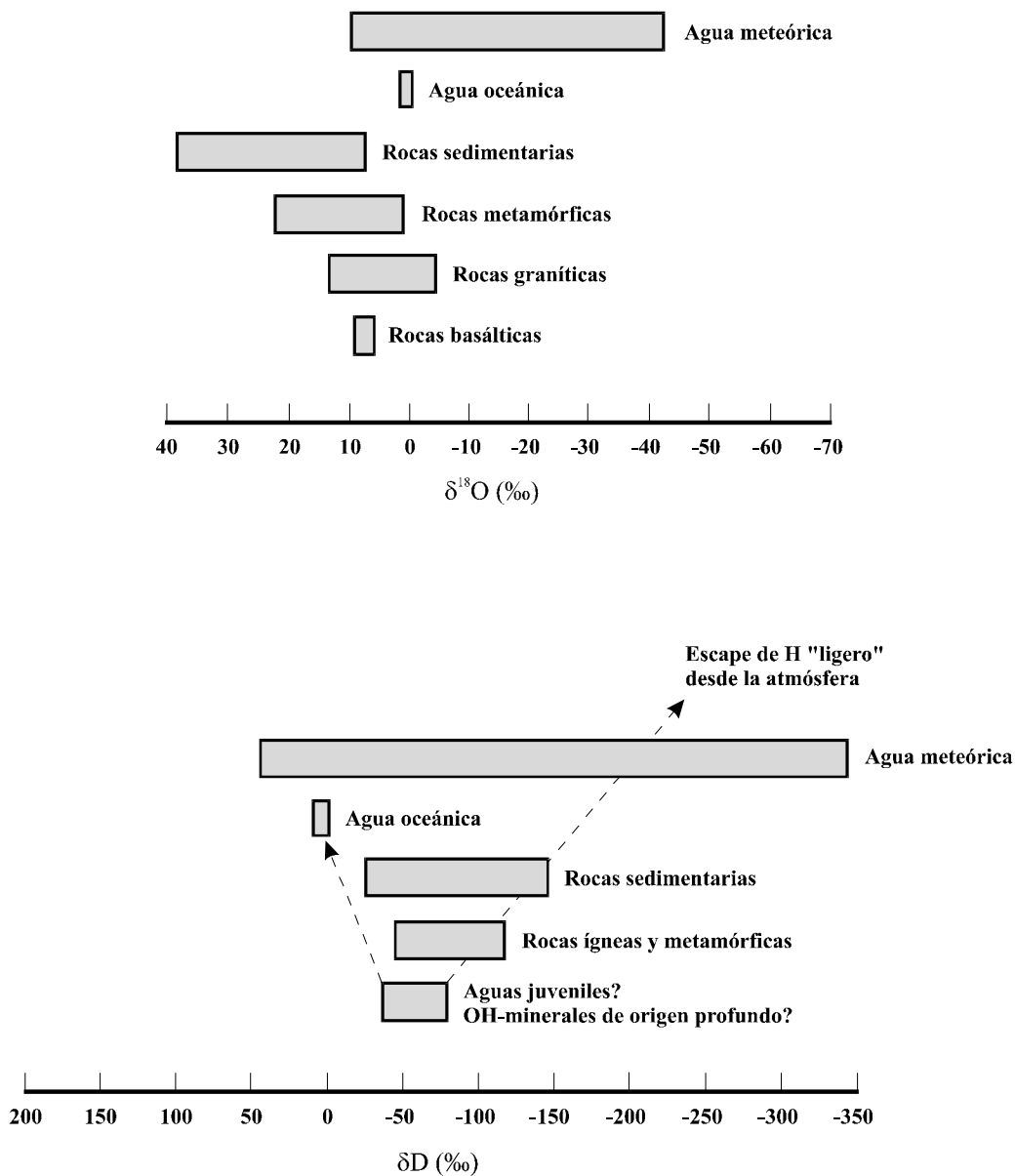


Figura 2.8. Rangos isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD (relativos al patrón SMOW) de algunos tipos de agua y de los principales tipos de rocas (en Hoefs, 1997).

2.5.2. Selección y preparación de muestras

Los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ se han realizado en cuarzo mientras que los de δD se han llevado a cabo directamente en el líquido extraído de las inclusiones fluidas. Como el cuarzo contiene

oxígeno en su estructura, no es necesario realizar los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ en las inclusiones, ya que se presupone el equilibrio isotópico entre un fluido y las fases minerales precipitadas a partir del mismo.

Se seleccionaron zonas del cuarzo relacionadas genéticamente con cada tipo de fluido, y así poder obtener la signatura isotópica de cada uno de ellos. La selección se llevó a cabo sobre las láminas de inclusiones fluidas previamente estudiadas, y se escogieron zonas del cuarzo con poblaciones importantes de inclusiones fluidas primarias.

En el caso de $\delta^{18}\text{O}$, la cantidad de muestra necesaria es pequeña debido a que el análisis se realiza sobre muestra sólida (cuarzo) y de cantidad de oxígeno total conocida. En cada afloramiento se seleccionaron 200 mgr. de muestra de cuarzo molida ($<50\mu\text{m}$) para cada tipo de fluido.

Para el análisis de los isótopos de δD se necesitaron 2 gr. de fragmentos de muestra sin moler (2-3 mm), que se seleccionaron entre fragmentos de cuarzo de láminas gruesas, doblemente pulidas, para inclusiones. El análisis de δD se lleva a cabo directamente sobre el fluido extraído de las inclusiones por decrepitación térmica. Esta analítica requiere una cantidad de muestra muy superior a la del $\delta^{18}\text{O}$ y es necesaria la selección de zonas que presenten una gran densidad de inclusiones fluidas primarias y de composición conocida. La presencia de inclusiones fluidas secundarias contamina el análisis. Todos estos condicionantes dificultan la selección de muestra y requieren un estudio previo de la misma, tanto petrográfico como microtermométrico.

Otro problema inherente a la técnica es la presencia de minerales atrapados en las inclusiones fluidas. Estos minerales también son susceptibles de contaminar las muestras y falsear la signatura isotópica del fluido en estudio. En algunas ocasiones se puede minimizar este error analizando esos sólidos, obtenidos a partir de la propia mineralización o de la alteración de la roca caja. Así, conociendo su signatura en δD , se puede estimar la influencia de ésta en la composición isotópica del fluido en el que aparecen atrapados. En este sentido, la presencia de micas atrapadas en las inclusiones estudiadas en el presente trabajo ha hecho necesario su análisis isotópico. Para ello, se realizó un concentrado de

100mgr. de muestra procedente de la pátina de micas que cubre los cristales de cuarzo en varias de las zonas estudiadas.

En el caso de minerales hijo, el problema es menor porque estos sólidos hijo se han formado a partir del fluido atrapado en las inclusiones, y por lo tanto presentan una signatura isotópica en δD muy similar, si no igual que el fluido que los contiene.

2.5.3. Procedimiento analítico

Para los análisis de $\delta^{18}O$ en las muestras de cuarzo, se atacó una cantidad de 10-15 mg de muestra a 650°C durante 12 horas con un exceso estequiométrico de ClF_3 (Borthwick & Harmon, 1982; Vennemann & Smith, 1990). El oxígeno liberado en este proceso se convierte en CO_2 por reacción con un cilindro de grafito platinizado a elevada temperatura (Clayton & Mayeda, 1963).

Para los análisis de δD , el fluido de las inclusiones es extraído por decrepitación térmica, y posteriormente se desgasifica en alto vacío por calentamiento a 70°C. Después, el crisol de platino es calentado hasta 1200°C aproximadamente en un horno de inducción por radio frecuencia. Los gases no condensables (CH_4 y N_2) son separados criogénicamente y posteriormente extraídos. El agua liberada en este proceso se transforma en óxido de uranio y en hidrógeno gas al pasar por uranio metal a 800°C, con la utilización de una metodología similar a la descrita por Godfrey (1962). Las relaciones isotópicas fueron medidas en un espectrómetro de masas modelo Finnigan MAT 251 (http://www.finnigan.de/products/prod_frame.htm). El posible error de los datos obtenidos se cifra en $\pm 0.2\%$ para $\delta^{18}O$ y $\pm 3\%$ para δD .

Se utilizó CO_2 comercial como estándar interno para los análisis de oxígeno en el cuarzo, contrastado con los estándares de agua V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water), SLAP (Standard Light Antarctic Precipitation) y GISP (Greenland Ice Sheet Precipitation). De esta manera, se trabaja con valores de $\delta^{18}O = +5.1 \pm 0.2\%$ (V-SMOW) para

el estándar internacional de la biotita NBS-30, y $\delta^{18}\text{O} = +9.6 \pm 0.1\text{‰}$ (V-SMOW) para el estándar internacional de cuarzo NBS-28.

Para los valores de δD , se utilizaron los estándares internacionales del agua referidos anteriormente.

Tanto los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ como los de δD han sido realizados en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Estación Experimental del Zaidín (Granada), centro perteneciente al CSIC (<http://www.eez.csic.es/~isotopos/lab2.htm>).

PARTE I

METODOLOGIA

- 1. Introducción*
- 2. Caracterización de los fluidos*
- 3. Otras técnicas de caracterización***
- 4. Geocronología*

3. OTRAS TÉCNICAS DE CARACTERIZACIÓN

- 3.1. Catodoluminiscencia
 - 3.2. Microsonda electrónica
-

3.1. Catodoluminiscencia

La catodoluminiscencia se ha utilizado en este trabajo como técnica auxiliar. Se fundamenta en la emisión de fotones en el rango visible del espectro electromagnético bajo una fuente de excitación. Cuando los electrones excitados retornan a su nivel energético inicial emiten un fotón, es decir, se convierten en luminiscentes en el espectro visible. El fenómeno de la luminiscencia es común a todas aquellas sustancias cristalinas con estructuras “caracterizadas por el oxígeno” (Machel et al., 1991). En función de la fuente de excitación, se habla de catodoluminiscencia, electroluminiscencia, fotoluminiscencia o termoluminiscencia como las fundamentales. En catodoluminiscencia, esa fuente de excitación es un bombardeo electrónico.

La utilización de catodoluminiscencia en materiales geológicos es una herramienta relativamente frecuente como marcador de dominios o zonas, ya sean estructurales, composicionales o deformacionales (Marshall, 1988; Remond et al., 1992; Barbin & Schvoerer, 1997; Ramseyer, 1996). El desarrollo de nuevas aplicaciones tecnológicas acopladas a catodoluminiscencia, tales como SEM, ha permitido el estudio en profundidad de minerales como el cuarzo, que presentan una baja luminiscencia en los aparatos habituales de *catodoluminiscencia fría*, es decir, los básicos. Con la utilización de SEM-Catodoluminiscencia (Catodoluminiscencia acoplada a un Microscopio Electrónico de Barrido) es posible la identificación y observación de diversos tipos de zonaciones catodoluminiscentes significativas en cuarzo (Marshall, 1988; Ramseyer et al., 1988; Demars et al., 1996; Seyedolali et al., 1997).

Este estudio se ha realizado en un aparato de catodoluminiscencia de la casa Oxford, modelo Mono-CL acoplado a un microscopio electrónico Phillips XL 30. Se ha aplicado SEM-CL al estudio de los cristales de cuarzo, con objeto de observar zonas con distinta luminiscencia. Estas zonas podrían aportar información sobre los posibles cambios físicoquímicos de los fluidos, es decir, los cambios en el cuarzo también habrían quedado reflejados en las inclusiones fluidas.

Esta metodología se ha llevado a cabo en los laboratorios de “Química del Sólido Mineral”, en la Facultad de Ciencias de la Universidad Henri Poincaré, en el campus de Nancy (Francia).

3.2. Microsonda electrónica

La microsonda electrónica se ha convertido en un recurso analítico indispensable en estudios de interacción roca-fluido. Se ha utilizado microsonda electrónica para obtener la composición química de los minerales de la roca caja y de los minerales de alteración hidrotermal, con la finalidad de definir el desarrollo y la intensidad de ésta en los minerales de la roca caja y, por tanto, la cantidad y composición de los fluidos involucrados. También se ha empleado para determinar la composición de las moscovitas procedentes de la alteración de feldspatos en los granitos encajantes y de las generadas en los filones durante el proceso hidrotermal, así como para seleccionar moscovitas paragenéticas adecuadas para llevar a cabo su datación.

Por último, se han realizado análisis químicos de las cloritas asociadas al proceso hidrotermal para intentar utilizar su composición como geotermómetro, aplicando las ecuaciones de Cathelineau (1988).

Los análisis se realizaron en feldspatos y micas sobre láminas delgadas doblemente pulidas y metalizadas con grafito. Se llevaron a cabo en el Servicio Común de microanálisis de la Universidad Henri Poincaré, en Nancy (Francia) y en el Centro de

Microscopía “Luis Bru”. En Nancy, se utilizó una Microsonda modelo “Cameca SX 50”, mientras que en el Centro de Microscopía “Luis Bru”, el aparato es de la casa JEOL, modelo JXA-8900 M. En ambos casos, la tensión de aceleración fue 15 Kv. Los patrones utilizados fueron: Ortosa, Albita, Almandino, Apatito, Ganhita, Ilmenita, Cuarzo, Escapolita, Wollastonita, Corindón, Hematites, Forsterita y $MnTiO_3$.

El tratamiento y la representación de los datos se ha realizado con los programas *Minpet 2.02* y *Microsoft Excel '97*.

PARTE I

METODOLOGIA

- 1. Introducción*
- 2. Caracterización de los fluidos*
- 3. Otras técnicas de caracterización*
- 4. Geocronología**

4. GEOCRONOLOGIA

- 4.1. Fundamento teórico
 - 4.2. Selección y preparación de muestras
 - 4.3. Procedimiento analítico
-

En los últimos años se han desarrollado y optimizado los métodos geocronológicos para datar fases minerales y, consiguientemente, los procesos geológicos involucrados en su formación. En este sentido, se han realizado los primeros intentos en la datación directa de inclusiones fluidas naturales (Turner & Bannon, 1992; Qiu, 1996; Wayne et al., 1996) y sintéticas (Pettke & Diamond, 1995). En algunos casos los resultados han sido satisfactorios pero, en otros, la bondad de los resultados no ha sido la esperada. Los problemas radican en los numerosos artefactos necesarios para solventar problemas analíticos de extracción, medida y límites de detección, en los efectos de contaminación de minerales atrapados, en la interacción con la roca caja y, finalmente, en la interpretación de las relaciones isotópicas obtenidas (Villa, 2000).

Estos parámetros se están optimizando y, en breve, esta metodología será una herramienta fundamental en el estudio de paleofluidos. Actualmente, la comunidad científica que trabaja con inclusiones fluidas aún no utiliza este tipo de métodos de manera habitual ni mucho menos rutinaria, y proponen los métodos de datación indirectos de fases cogenéticas (<http://www.geology.wisc.edu/~pbrown/fi/disc/fiagedisc.html>), como los más fiables (<http://www.geology.wisc.edu/~pbrown/fi/disc/fiagedisc2.html>). Así, en este trabajo se han datado moscovitas, en equilibrio con los paleofluidos, mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

El método K/Ar es uno de los métodos tradicionales de datación, y ha sido extensamente utilizado. Se basa en medir la cantidad de ^{40}K (isótopo radioactivo) que se ha desintegrado en ^{40}Ar (isótopo radiogénico). Este dato, junto con la constante de desintegración de ^{40}K , permite calcular el tiempo durante el cual se ha estado produciendo esta reacción de desintegración, es decir, la edad de la fase mineral que contiene el K (Faure, 1986; Dickin, 1997).

En este trabajo no se ha realizado K/Ar, por lo que no se van a explicar las ventajas de este método, que las tiene. Por el contrario sí sería bueno recordar que esta técnica presenta algunas limitaciones inherentes al propio método. La más importante de ellas deriva del hecho de que nunca se tiene la certeza absoluta de que la muestra no ha reducido o aumentado su cantidad de Ar radiogénico (producido por la desintegración de K) por procesos sufridos en etapas posteriores a su formación. De hecho, se han llevado a cabo numerosos estudios acerca de los procesos que podrían afectar al “cierre isotópico” (condiciones fisicoquímicas límite a partir de las cuales un mineral no modifica su signatura isotópica) para cada elemento en cada fase mineral. Por ejemplo, Villa (1998) señala los procesos de interacción roca/fluido como los más importantes en el intercambio isotópico para el Ar, incluso a temperaturas claramente inferiores a las necesarias para que se produzca la difusión térmica, que es otro de los procesos involucrados en el intercambio isotópico. Para intentar solventar este tipo de limitaciones se han desarrollado métodos, como el $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en los que es posible detectar cambios isotópicos significativos en la cantidad de Ar radiogénico en la muestra.

4.1. Fundamento teórico

El método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es una modificación del método K/Ar tradicional que permite la medición simultánea de ambos isótopos de Ar (^{40}Ar y ^{39}Ar) en la misma muestra y en un único proceso. En el método K-Ar sería necesario realizarlo dos veces, una para K y otra para Ar, y en distinta muestra. Este procedimiento único de medida implica que las relaciones isotópicas así obtenidas presentan una mayor precisión que las relaciones K-Ar determinadas en análisis separados, es decir, se elimina la posible heterogeneidad de la muestra.

Se emplea para la datación de minerales generalmente ígneos y metamórficos que contienen K y poco Ca. Los minerales comúnmente utilizados son micas (biotita, moscovita, flogopita), feldespatos (sanidina, feldespato potásico, plagioclasa), alunita y anfíbol (Geyh & Schleicher, 1990). También se pueden datar minerales en rocas

sedimentarias tales como glauconita, illita o minerales del grupo de la arcilla. En roca total, se han datado con esta técnica muestras de rocas metamórficas (pizarras, filitas, o corneanas) y de rocas volcánicas, aunque los resultados no siempre han sido satisfactorios debido a la dificultad de interpretación de los datos obtenidos. Otro importante campo de aplicación estaría marcado por los eventos tectónicos de baja temperatura, como por ejemplo los procesos de milonitización. A su vez, también se utiliza para la datación de muestras lunares y meteoritos.

4.2. Selección y preparación de muestras

Para la aplicación de esta técnica se seleccionaron agregados de micas procedentes de filones de cuarzo intragraníticos de la zona de Colmenarejo, debido a que este es el único afloramiento donde fue posible obtener muestras con características texturales y composicionales adecuadas. Esto significa que fueran cogenéticas con los filones de cuarzo y no procedentes del granito de la roca caja, y que presentaran una composición moscovítica y homogénea.

Estos requisitos impusieron la recogida de varios kilogramos de cuarzo, tanto de textura masiva y lechosa como de zonas con cavidades que presentaban cristales centimétricos y transparentes en su interior. Las micas aparecen como agregados de color verde y de tamaño milimétrico rellenando los pequeños huecos que quedan entre los cristales de cuarzo. También se presentan formando pátinas de color verdoso sobre la superficie de los cristales, y como inclusiones sólidas en forma de ramilletes fibrosoradiados en las últimas etapas de formación de los cristales transparentes de cuarzo. Estas características parecen corroborar el hecho de que estas micas cristalizaron a partir del mismo proceso y del mismo fluido que los filones de cuarzo, al menos una gran parte de ellos.

Una vez recogida la muestra, fue extraída y concentrada a mano con la ayuda de una lupa binocular. Para ello se eliminaron los granos poliminerale (normalmente mica + cuarzo, aunque también de mica + óxidos de Fe) y se separaron tres fracciones de distinto

tamaño (< 0,1 mm; 0,1-1 mm; >1 mm). La fracción intermedia (0.1-1 mm) es la que se ha utilizado.

4.3. Procedimiento analítico

Esta técnica se basa en la obtención de la relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ a partir de la que se puede calcular la edad de los minerales. El ^{39}Ar se obtiene de forma directa al someter la muestra a un flujo de neutrones en un reactor. Mediante este proceso de irradiación algunos átomos de ^{39}K absorben neutrones de alta energía y se transforman en ^{39}Ar radiogénico debido a la emisión de una partícula negativa β mediante la reacción $^{39}\text{K}(n,p)^{39}\text{Ar}$. La vida media de ^{39}Ar radiogénico es de 269 años, lo que permite su medición y utilización posterior. Una vez irradiada, la muestra es posteriormente calentada con lo que el ^{39}Ar generado se libera y se puede medir en un espectrómetro de masa.

La cantidad de ^{39}Ar que se produce permite calcular la de ^{39}K presente en la muestra, lo que a su vez define la cantidad de ^{40}K , a partir de las relaciones de los distintos isótopos de K. Con la medida de ^{40}K se calcula de forma indirecta la de ^{40}Ar a través de la fórmula general de desintegración (Dickin, 1997).

De esta manera la relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ supone una vía de medida tanto de la cantidad de ^{40}K original como de la cantidad de ^{40}K actual.

Este valor $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se relaciona con la edad (t) en la siguiente expresión:

$$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = (e^{\lambda t} - 1)/J$$

donde λ es la constante de desintegración (que tiene un valor de $5,543 \times 10^{-10}$ años e integra las constantes de desintegración de ^{40}K a ^{40}Ca y a ^{40}Ar) y donde J es un factor de corrección relacionado con la composición isotópica de K, la vida media de formación de ^{39}Ar , el flujo de neutrones durante el proceso de irradiación y la posición de la muestra durante este proceso.

De forma simplificada, esta expresión quedaría de la siguiente manera:

$$t = 1/\lambda \ln\{J(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})+1\}$$

Además del valor J, y como en cualquier otro método de medida, son necesarias también otras correcciones debidas, fundamentalmente, al distinto origen del Ar presente en una muestra. Además del ^{40}Ar derivado de la desintegración de ^{40}K , es frecuente la entrada de Ar atmosférico a través de microfracturas y/o de defectos cristalinos por procesos de difusión. También existen otros procesos que deben ser tenidos en cuenta: es necesaria la optimización del flujo de neutrones durante la irradiación (en función de la supuesta edad de la muestra), para maximizar la producción de ^{39}Ar sin provocar la formación de ^{40}Ar a partir de ^{40}K , también es necesaria la optimización del tamaño de muestra para conseguir cantidades de ambos isótopos de argón apropiadas para el posterior tratamiento estadístico de los datos, y es conveniente el conocimiento previo de la relación K/Ca en la muestra para que no se produzcan interferencias entre los isótopos de ^{39}Ar y ^{36}Ar .

Además de la posibilidad de analizar los dos isótopos de argón simultáneamente en la misma muestra, este método presenta otra ventaja notable que es el proceso de calentamiento. Este proceso de calentamiento se realiza de forma escalonada, es decir, el Ar se libera de forma progresiva en sucesivos incrementos de temperatura. En cada escalón se miden todos los isótopos de argón. Por tanto, cada escalón presenta una relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ específica para cada temperatura, es decir, una edad determinada para cada fracción de ^{39}Ar liberada. Así, se obtienen gráficos donde se proyecta la edad obtenida para cada relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (cada incremento de temperatura) frente al porcentaje de ^{39}Ar liberado en cada incremento. Se obtienen perfiles más o menos escalonados, donde la edad viene determinada a partir de sucesivos escalones horizontales de edades similares que supongan al menos, el 50% del ^{39}Ar total liberado. La edad así obtenida se denomina edad “plateau”. Normalmente, hacia mayores porcentajes de liberación de ^{39}Ar , mayor edad de la muestra. A su vez, también es posible distinguir heterogeneidades en la cantidad y distribución de Ar si se comparan las zonas previsiblemente anómalas con la zona “plateau”, aparentemente apropiada. Estas diferencias de edad están provocadas por la

pérdida difusional de Ar desde el núcleo hacia el borde de la muestra (Faure, 1986; Dickin, 1997).

Para interpretar espectros anómalos de calentamiento escalonado, se pueden representar estos datos como una isocrona, donde se enfrentan $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ frente a $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, y donde la pendiente de esta isocrona es la relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, o lo que es lo mismo, la edad de la muestra. Mientras que el espectro de edades de calentamiento escalonado es útil para detectar pérdidas de argón, el método de la isocrona lo es para detectar argón heredado.

Los análisis de ^{39}Ar - ^{40}Ar se realizaron en el Instituto de Mineralogía y Petrografía, de la Universidad de Berna, en Suiza (<http://www.earthsci.unibe.ch/isotope>). Previamente, las muestras fueron irradiadas en el reactor nuclear para investigación de Risø (Dinamarca). Para el proceso de medida, se utilizó la técnica de calentamiento escalonado, con un horno de doble vacío conectado a un espectrómetro de masas MAT 215-50B (Fig. 4.1).

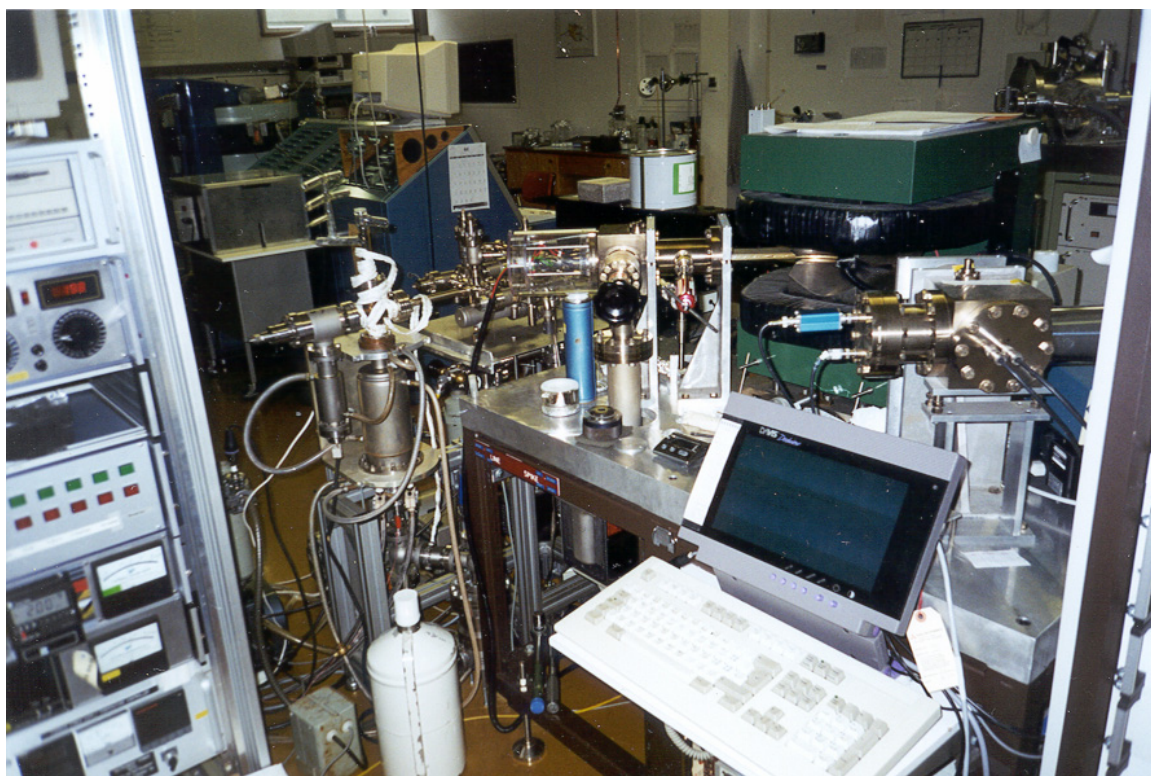


Figura 4.1. Línea de extracción y análisis isotópico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del Instituto de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Berna, donde se han llevado a cabo los análisis.

Los escalones de temperatura fueron de aproximadamente 20 minutos, y se midieron todos los isótopos (^{36}Ar , ^{37}Ar , ^{38}Ar , ^{39}Ar y ^{40}Ar) en un colector Faraday en 10 ciclos de medida para cada escalón. Posteriormente, se calcula la recta de regresión de los 10 datos obtenidos en cada escalón en un programa informático diseñado al efecto y, por último, se obtiene el gráfico que relaciona el %Ar liberado con la edad de cada escalón. Se obtiene entonces la edad “plateau” de la muestra.

***LOS FILONES DE
CUARZO ESTERIL DE LA
SIERRA DE
GUADARRAMA***

5. Encuadre geológico regional

- 6. Filones de cuarzo intragraníticos*
- 7. Filones de cuarzo intrametamórficos*
- 8. Alteraciones hidrotermales*
- 9. Geoquímica de isótopos estables: resultados*
- 10. Geocronología: resultados*

5.- ENCUADRE GEOLOGICO REGIONAL

- 5.1. Generalidades
 - 5.2. Tectónica
 - 5.3. Metamorfismo
 - 5.4. Rocas ígneas
 - 5.5. Hidrotermalismo
-

5.1.- Generalidades

El Sistema Central Español está encuadrado dentro de la zona Galaico-Castellana de Lotze (1945), excepto el sector más oriental, separado del resto por la falla de la Berzosa de dirección N-S. Quedaría situado en la Zona Centro-Ibérica del Macizo Hespérico según la zonación de Julivert et al., (1974).

A partir de la subdivisión por sectores realizada por Bellido et al., (1981), quedan definidos en el Sistema Central tres sectores, separados principalmente, por el tipo de metamorfismo: *oriental*, *central* y *occidental*. Todos los filones objeto de este trabajo se ubican en el Sector Central, cuyas principales características son las siguientes:

- Metamorfismo regional intenso.
- Afloramiento exclusivo de materiales preordovícicos.
- Magmatismo de anatexia en gran número de zonas.
- Presencia de gran cantidad de granitoides tardihercínicos, más abundantes hacia el oeste.

Posteriormente, Capote et al., (1982) divide el Sistema Central en tres grandes complejos estructurales, que de este a oeste se denominan: *Complejo de Somosierra-Ayllón*, *Complejo de Guadarrama* y *Complejo de Gredos*, separados entre sí por grandes accidentes tectónicos dúctiles, tales como la falla del Escorial al oeste o la falla de la Berzosa al este. El área de estudio está situada en el Complejo de Guadarrama (Fig. 5.1).

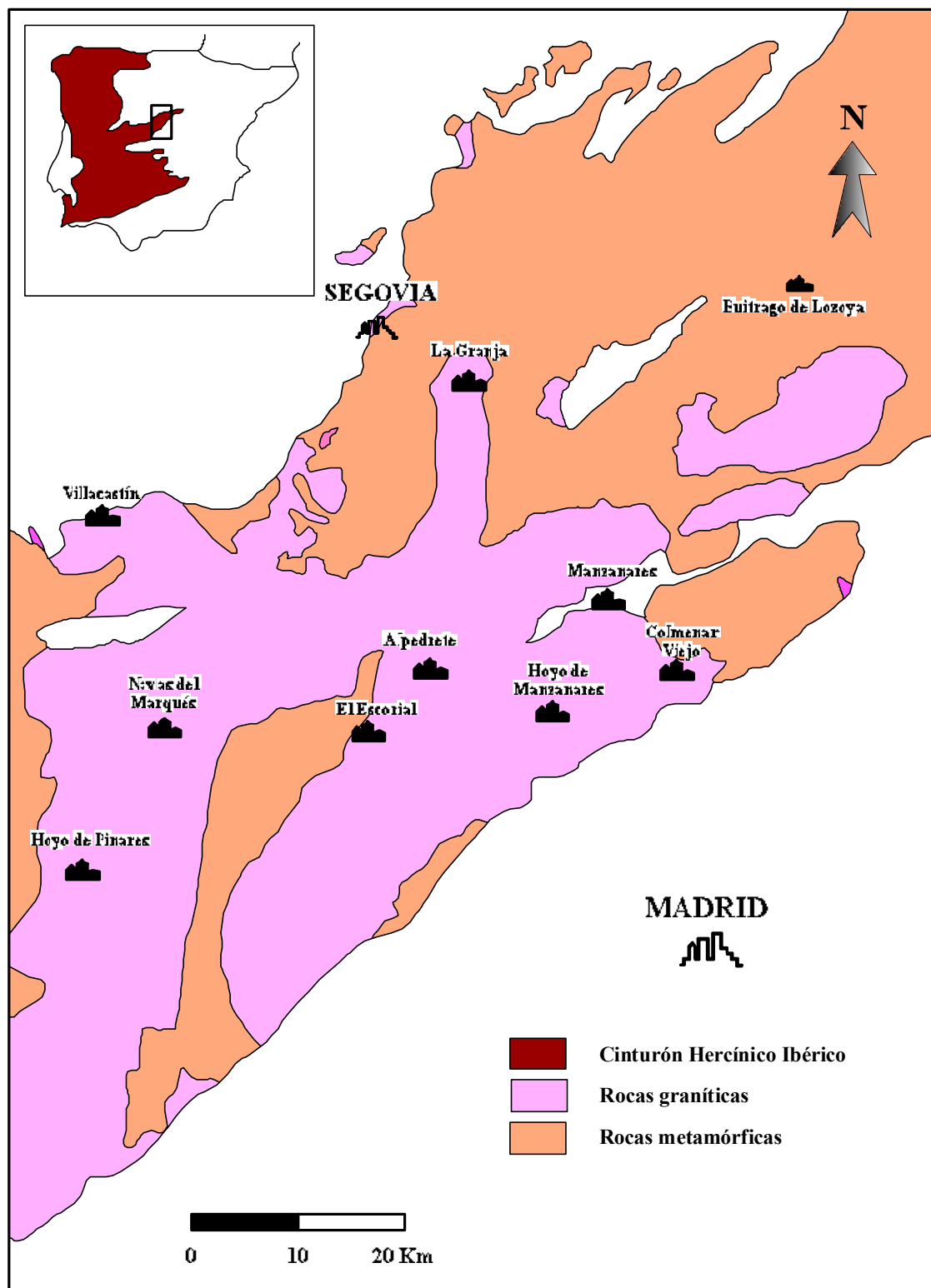


Figura 5.1. Esquema geológico del Sector Central del Sistema Central Español (*Dominio de Guadarrama*), (modificado de Villaseca et al., 1998).

Este complejo se caracteriza por estar constituido exclusivamente por materiales preordovícicos, presentar un metamorfismo regional medio-alto y una estructura interna formada por pliegues tumbados y pequeños cabalgamientos. Más concretamente, los materiales metamórficos que afloran en la zona de estudio son ortogneises, sin apenas metasedimentos.

Más tarde, Villaseca et al., (1993a y b) definen únicamente dos zonas en la parte oriental del Sistema Central Español con características bien definidas en cuanto al plutonismo y al grado de metamorfismo, y que son el *Dominio de Guadarrama* y el de *Somosierra-Ayllón*.

5.2. Tectónica

La tectónica prehercínica está poco desarrollada en el Sistema Central, tan sólo queda representada por los movimientos asínticos y sárdicos que se evidencian por discontinuidades y discordancias sobre los materiales preordovícicos (González Lodeiro, 1981).

La orogenia Hercínica es la responsable de casi todas las estructuras tectónicas del Sistema Central así como la mayor parte de la actividad ígnea y metamórfica, exceptuando la reactivación producida por la orogenia Alpina. Aunque son muchos los trabajos para definir las distintas etapas del ciclo Hercínico, quizá el tránsito entre éste y el Alpino es lo que históricamente ha generado más controversia. Unos autores lo consideran un cambio brusco en el límite Pérmico-Triásico (Arthaud & Matte, 1977) mientras que para otros estaría situado en la base del Pérmico y definido por una etapa Tardihercínica de transición entre las dos orogenias más importantes sufridas por la Península Ibérica (Doblas et al., 1994).

Aunque la deformación Hercínica es compleja y polifásica, se podría decir que el régimen general de las principales etapas orogénicas sería compresivo y de dirección E-W, con episodios extensionales puntuales durante la orogenia Hercínica, y generalizados durante la etapa Tardihercínica, asociados al colapso gravitacional del edificio orogénico recién formado.

Capote, (1985), Díez-Balda et al., (1991) y Macaya et al., (1991) distinguen tres etapas compresivas seguidas de tres etapas extensionales distensivas:

- La primera etapa compresiva genera una deformación penetrativa que afecta a la totalidad de los materiales metamórficos existentes, en un régimen deformacional con una fuerte componente de cizalla simple subhorizontal y vergencia al este. Esta fase desarrolla en toda la región una foliación S_1 muy modificada y reorientada por las deformaciones posteriores que llegan a borrarla en algunas zonas casi por completo. También se producen un gran número de otras microestructuras penetrativas (Fernández Casals, 1979).

- La segunda fase se caracteriza por una deformación muy heterogénea que da lugar a zonas de cizalla dúctil subhorizontales y cabalgamientos acompañados de una fuerte milonitización de los ortogneises. Los ortogneises se ven afectados por una segunda esquistosidad (S_2), de crenulación, que trastoca la anterior S_1 .

- En cuanto a la tercera fase de deformación compresiva, cabe destacar la formación de pliegues retrovergentes con una esquistosidad S_3 que deforma a las dos anteriores.

- ❖ La primera fase extensional tardihercínica se caracteriza por la formación de grandes pliegues abiertos desarrollados en dos sistemas perpendiculares, lo que genera estructuras en "domos y cubetas" (Díez-Balda et al., 1991; Macaya et al., 1991).

- ❖ El segundo episodio distensivo es el responsable de los sistemas conjugados de cizalla de direcciones ONO-ESE y NE-SO (Doblas, 1991) que afectan a varios cuerpos graníticos.

- ❖ Finalmente, ha quedado definido un tercer episodio extensional que reactiva las fallas anteriores y origina dos sistemas de fracturas frágiles con direcciones NE-SO y NO-SE. El primero de ellos es sinistral mientras que el segundo tiene componente dextral (Doblas, 1991).

Doblas et al., (1994) definen únicamente dos etapas tectonomagmáticas principales y una etapa intermedia entre las dos orogenias (Fig. 5.2):

- La primera etapa de deformación Hercínica (H1 en Fig. 5.2) comenzaría en el Devónico Medio y terminaría en el Carbonífero Inferior (Capote, 1985; Doblas & Oyarzun, 1990). Estaría definida por un primer episodio caracterizado por la formación de pliegues tumbados vergentes al este (primera etapa de las definidas por Capote op.cit), seguido por un evento dúctil con cabalgamientos vergentes al E, y fallas inversas, pliegues tumbados y rampas transcurrentes laterales hacia el SE (segunda etapa de Capote op.cit), todo ello asociado a procesos de engrosamiento cortical. En general, se desarrolla en un régimen compresivo de dirección E-O que genera lineaciones desde E-O a NO-SE.

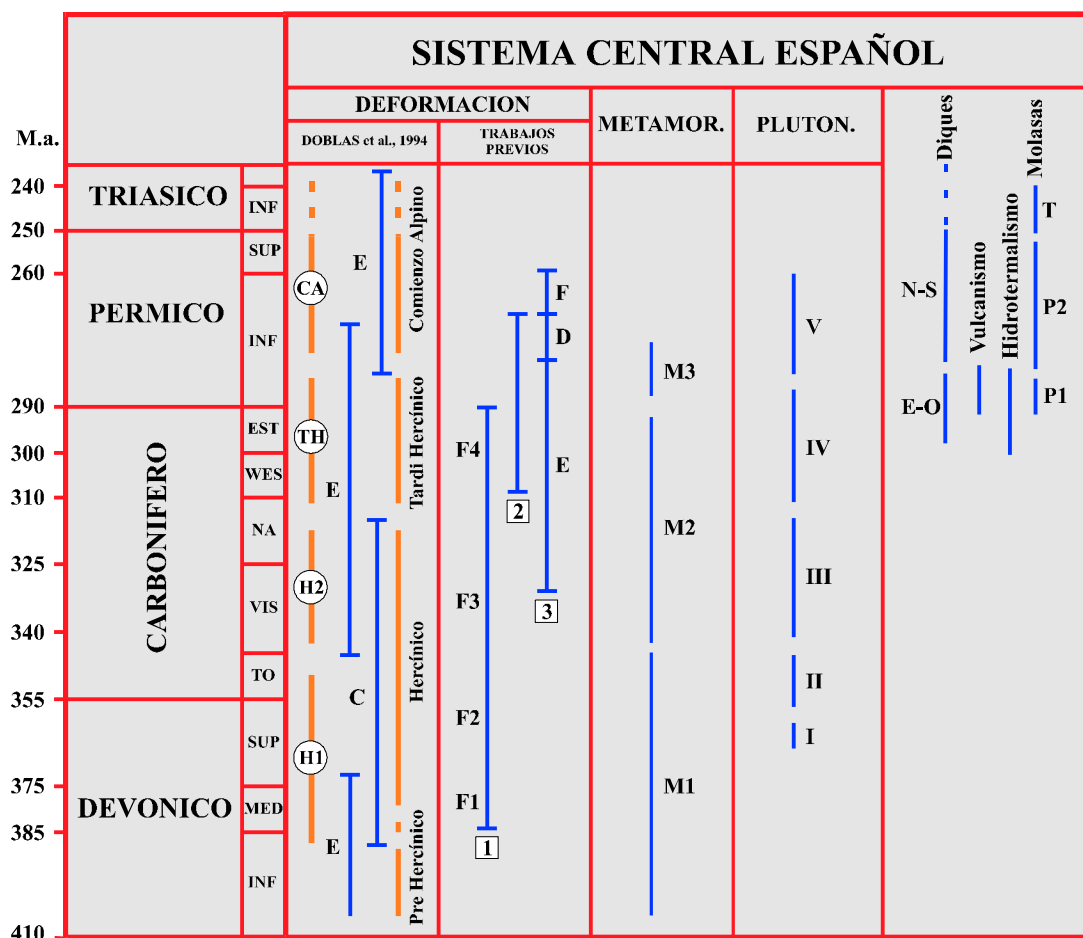


Figura 5.2. Tabla resumen de las características generales del Sistema Central: H1 y H2: Hercínico, TH: Tardí Hercínico, CA: comienzos del Alpino, C: compresión, E: extensión (modificado de Doblas et al., 1994). Tres trabajos previos: 1. Las clásicas cuatro etapas compresionales (F1, F2, F3 y F4, Capote, 1985), 2. Evento tardihercínico transcuriente (Arthaud & Matte, 1977), 3. Tres eventos tardihercínicos E: extensional, D: dúctil y F: frágil (Doblas, 1990). Tres etapas metamórficas M1, M2 y M3 (Bellido et al., 1981; Wildberg et al., 1989; Arenas et al., 1991), así como cinco episodios ígneos I, II, III, IV y V (Bea et al., 1987). Diques E-O y N-S (Villaseca et al., 1992), vulcanismo andesítico y dacítico (Hernando et al., 1980) y la actividad hidrotermal asociada (Concha et al., 1992). Molasas postorogénicas divididas en tres ciclos diferentes P1 y P2: Pérmico y T: Triásico (modificado de Sopeña et al., 1988).

- La segunda de estas etapas deformativas (H2 en Fig. 5.2) transcurre desde el Carbonífero Inferior hasta el Medio, y se caracterizaría por un aumento de los regímenes extensionales hacia el E. Se reactivan los cabalgamientos de la etapa anterior adquiriendo direcciones NO-SE y buzamientos al NE y lineaciones

vergentes al NE. El área sometida a compresión queda localizada al este desarrollando pliegues subverticales localmente asociados a zonas de cizalla compresional (tercera etapa de Capote op.cit; Díez-Balda op.cit).

- La tercera etapa de deformación o Tardihercínica (TH en Fig. 5.2) transcurre desde el Carbonífero Medio hasta comienzos del Pérmico. Se desarrolla según un régimen extensional de dirección N-S y marca el tránsito entre el Hercínico y el Alpino, invirtiéndose el régimen compresivo E-W Hercínico para pasar al N-S Alpino. Se generan desgarres extensionales y se desarrolla una tectónica asociada al levantamiento y colapso del edificio orogénico (Doblas, 1990, 1991; Concha et al., 1992; Lillo et al., 1992). A esta etapa pertenecen los desgarres extensionales de bajo ángulo y de dirección E-O y NO-SE y las fallas normales de alto buzamiento N-S.

Desde mediados del Pérmico hasta la base del Triásico el comienzo de la orogenia Alpina provoca un desplazamiento de toda esta unidad cratónica hacia el O, una rotación en el sentido de las agujas del reloj en un régimen extensional E-O. Se originan fallas normales de alto ángulo orientadas N-S y fallas en dirección sinestrales según NE-SO. Este episodio correspondería con el Tardihercínico definido por Arthaud & Matte, (1977).

Durante la mayor parte de la orogenia Alpina, la región es sometida a campos de esfuerzos que reactivan fracturas tardihercínicas según direcciones previas y la forma del tensor de esfuerzos (Capote et al., 1990). Se han reconocido tres etapas tectónicas alpinas en esta región: la *etapa Ibérica* (compresión según N50-65°E con desgarres puros y normales), la *etapa N-S* (desarrolla desgarres N20-50°E y N140-175°E) y la *etapa Guadarrama* (asociada al levantamiento general del zócalo Hercínico con fallas inversas de buzamientos bajos y desgarres inversos o ligeramente normales).

5.3. Metamorfismo

El metamorfismo Hercínico en este sector está definido como barrowiense, plurifacial y polifásico en el que se pueden distinguir tres fases sucesivas en las áreas de alto grado con características báricas distintas (Villaseca, 1983; Casquet y Navidad, 1985; Arenas et al., 1991). En el dominio centro-oeste del Complejo de Guadarrama (zona de estudio) se ha determinado una progresiva evolución metamórfica hacia el este, desde la zona de la clorita hasta la zona de la estaurolita. Concretamente Arenas et al., (1991) define tres episodios metamórficos asociados directamente a la evolución tectónica del orógeno Hercínico:

- La primera fase metamórfica (M1 en Fig. 5.2) está relacionada con las fases que generan los pliegues tumbados y las cizallas dúctiles subhorizontales. Las asociaciones minerales pertenecen a las facies de las anfibolitas en un régimen P/T medio, en torno a 600°C y 6-8 Kbars, y un gradiente geotérmico bajo (25°C/Km).

- La segunda fase metamórfica (M2 en Fig. 5.2), coincide con el transcurso de toda la segunda fase de deformación y gran parte de la tercera de las definidas por Doblas et al., (1994). Coincide con una etapa descompresiva, relacionada con la erosión del edificio estructural. También se eleva la temperatura hasta ofrecer los mayores valores de la región centro-oeste de la Sierra de Guadarrama (gradientes de 50°C/Km). El pico metamórfico se sitúa en 715°C y 4.5 Kbars. La paragénesis pertenece a la zona de alta temperatura de la facies de las anfibolitas. Se produce una migmatización generalizada al final de esta etapa.

- Durante la última fase metamórfica (M3 en Fig. 5.2) continúa la descompresión y el enfriamiento iniciado al final de la etapa anterior como respuesta a la erosión generalizada asociada al enfriamiento tardi-hercínico. Está definida por un metamorfismo retrógrado que altera a las paragénesis generadas en las etapas anteriores hasta la zona de baja presión de la facies de los esquistos verdes (<450°C y \cong 2 Kbars).

5.4.- Rocas Igneas

La mayor parte del magmatismo del Sistema Central se origina en las últimas etapas deformativas de la orogenia Hercínica, por lo que se le podría denominar como magmatismo tardi o posthercínico.

Según Villaseca et al. (1993c) el magmatismo Hercínico del Sistema Central comienza en niveles crustales medio-inferiores, poco después de la segunda etapa metamórfica. En el dominio central, se pueden distinguir dos tipos de granitoides:

- ◆ Un primer grupo de granitoides colisionales (Lagarde et al., 1992), sin-pico metamórfico, sin-tectónicos, catazonales y para-autóctonos, y que podrían tener una edad comprendida entre 380 y 345 M.a. (Serrano-Pinto et al., 1987; Lagarde et al., op.cit), siendo los granitoides hercínicos más antiguos. Se han distinguido dos tipos en función de su nivel de emplazamiento, un primer grupo formado por masas de rocas intermedias y ácidas con afinidad calcoalcalina, y otro de mayor extensión compuesto por una asociación heterogénea de magmas peraluminicos intermedios y ácidos. Estos granitoides están poco representados en la Sierra de Guadarrama, únicamente aparecen pequeñas masas de leucogranitos principalmente peraluminicos, asociados a ortogneises también peraluminicos (Villaseca, 1983). Quedarían encuadrados en las dos primeras etapas magmáticas I y II (Fig. 5.2).
- ◆ Un segundo grupo de granitoides colisionales post-pico metamórfico, que habrían intruido lejos de sus zonas de formación, y que habrían migrado hacia niveles epizonales gracias a las fallas distensivas generadas en las últimas etapas orogénicas. Forman la mayor parte de la Sierra de Guadarrama. Las dataciones realizadas en estos granitoides ofrecen un rango de edades entre 344 y 275 M.a.. con el principal periodo intrusivo en torno a 310 ± 15 M.a. (Ibarrola

et al., 1987). También en este grupo se han distinguido dos asociaciones plutónicas, aunque en función del grado de peraluminicidad (Villaseca et al., 1998): uno constituido por granitoides moderadamente peraluminicos de tipo S, que van desde granodioritas a leucogranitos, y otro formado por granitoides débilmente peraluminicos de tipo I. Estas dos asociaciones peraluminicas no están asociadas temporal o espacialmente, aunque su variación composicional es parecida, desde tipos granodioríticos a leucograníticos. En ambos tipos aparecen enclaves máficos microgranulares de escaso volumen total, especialmente en los términos menos diferenciados. Las relaciones isotópicas iniciales y la geoquímica de elementos traza es similar en los dos tipos, lo que sugiere un origen relacionado con un mismo componente infracrustal básico, y un mayor o menor grado de contaminación cortical. La diferencia en peraluminicidad parece estar controlada por condiciones de fusión diferentes (Villaseca et al., 1998). Comprenderían las etapas magmáticas III y IV (Fig. 5.2).

Los granitos encajantes de los filones estudiados en el presente trabajo pertenecen a este segundo grupo de granitoides post-pico metamórfico.

Los últimos fenómenos magmáticos de la Sierra de Guadarrama son postórogénicos, están constituidos por enjambres filonianos de dirección E-W (Huertas, 1990), compuestos por pórfidos graníticos y diques básicos, y originados en varios pulsos ígneos. Para estas últimas manifestaciones se ha estimado una edad entre el Pérmico y el Jurásico (Villaseca et al., 1992), estando relacionadas con los episodios de rifting continental producidos entre el Triásico y el Jurásico, que precedieron a la apertura del Atlántico durante el Cretácico (Doblas, 1991).

5.5. Hidrotermalismo

El hidrotermalismo del Sistema Central ha sido muy importante, sobre todo en la Sierra de Guadarrama, no sólo por su duración en el tiempo sino por la cantidad y variedad de manifestaciones hidrotermales a las que ha dado lugar de manera continuada. Las mineralizaciones generadas a partir de este hidrotermalismo son numerosas, y dependen de la fertilidad de las litologías encajantes, de la mezcla de fluidos hidrotermales y de las características fisicoquímicas de éstos y de las rocas encajantes. Esta actividad hidrotermal está controlada por la actividad tectónica extensiva de las últimas etapas tardi-hercínicas.

Caballero et al. (1992a y b) dividen los procesos hidrotermales de la Sierra de Guadarrama en dos grandes grupos:

- Asociados genéticamente a granitos geoquímicamente muy evolucionados, meso- a epizonales tardíos, donde figuran los skarns cálcicos y magnésicos de W-Sn, skarns cálcicos de Zn-(W-Sn) (Tornos & Casquet, 1985; Tornos, 1990, 1993; Tornos et al., 1995) y los filones y greisenes con W-(Sn-Mo) ± sulfuros As-Cu-Zn (Martínez Frías et al., 1984; Quílez et al., 1990; López et al., 1993; Quílez, 1994; García et al., 1995; García, 1997; Martín Romera et al., 1995 y Vindel et al., 1995, 1996, 2000).

- Asociados directamente a la actividad tectónica frágil tardi- y posthercínica, no relacionados ni temporal ni genéticamente con las litologías encajantes. En este segundo grupo se podrían citar los skarns cálcicos de Fe-Sn (Tornos & Casquet, 1985; Tornos, 1990), episienitas (Caballero et al., 1990a,b, 1991; Caballero, 1993), alteraciones filíticas con reemplazamientos por cuarzo-clorita-sericita, filones polimetálicos, filones de F-Ba-(Pb-Zn) (Ortega, 1987; Ortega et al., 1988;

González, 1989; Tornos et al., 1991; Tornos, 1993) y filones estériles de cuarzo (Martín Crespo et al., 1997, 1999).

Esta actividad hidrotermal se puede definir como relativamente continua y se extiende aproximadamente durante 200 M.a., desde las manifestaciones más antiguas de filones y greisen de W(Sn), con una edad estimada de 300 M.a., hasta las más recientes de filones estériles de cuarzo, cronológicamente situadas en 100 M.a. (Caballero et al., 1992a y b).

***LOS FILONES DE
CUARZO ESTERIL DE LA
SIERRA DE
GUADARRAMA***

5. *Encuadre geológico regional*
- 6. *Filones de cuarzo intragraníticos***
7. *Filones de cuarzo intrametamórficos*
8. *Alteraciones hidrotermales*
9. *Geoquímica de isótopos estables: resultados*
10. *Geocronología: resultados*

6. FILONES DE CUARZO INTRAGRANÍTICOS

- 6.1. Características generales de los filones
 - 6.2. Contexto geológico
 - 6.2.1. Rocas encajantes
 - 6.2.2. Relación con la tectónica regional
 - 6.3. Análisis de fluidos
 - 6.3.1. Muestreo
 - 6.3.2. Tipos de inclusiones y cronología
 - 6.3.3. Resultados microtermométricos
 - 6.3.4. Interpretación de los resultados microtermométricos
 - 6.3.5. Resultados de LA-OES
 - 6.3.6. Resultados de análisis de iones en muestra total
 - 6.3.7. Resultados de catodoluminiscencia
-

6.1. Características generales de los filones

La selección de los filones se ha realizado teniendo en cuenta que para llevar a cabo un estudio detallado sobre la circulación de fluidos hidrotermales en un complejo plutónico, es conveniente muestrear un número importante de filones localizados en el mayor número posible de zonas, con encajantes graníticos y metamórficos y cubriendo la mayor parte del complejo. En el caso de la Sierra de Guadarrama, debido al importante número de manifestaciones hidrotermales que se han sucedido durante al menos 200 M.a., se han muestreado 5 zonas con filones de cuarzo, 3 con filones intragraníticos, 1 con filones intrametamórficos y 1 con ambos tipos de filones (Fig. 6.1). Con ello se pretende obtener un registro lo más completo y representativo posible de la composición, circulación y distribución de este tipo de fluidos hidrotermales. En este capítulo se describen únicamente los afloramientos con filones intragraníticos, que son: Colmenarejo, Cerceda, Manzanares el Real y La Cabrera, todos ellos en la provincia de Madrid. Cada afloramiento ha sido nombrado por el pueblo más cercano a los filones y sus cuyas características más importantes se resumen en la Tabla 6.1.

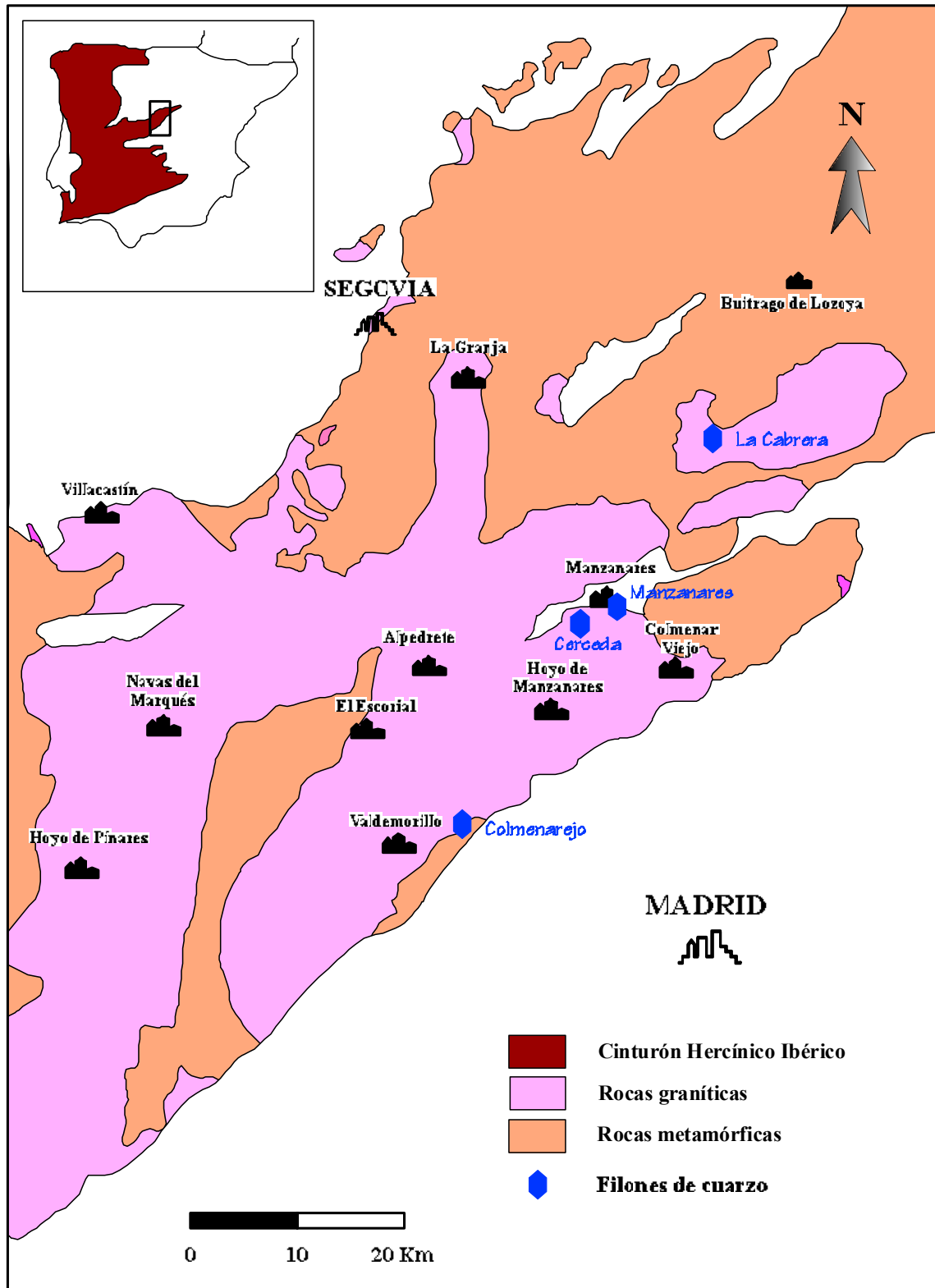


Figura 6.1. Esquema geológico de la Sierra de Guadarrama con la situación de los afloramientos estudiados, (modificado de Villaseca et al., 1998).

SITUACION	FILONES	DIRECCION Y BUZAMIENTO	POTENCIA (m)	LONGITUD (Km)	ROCA CAJA	ALTERACION	MINERALOGIA
Colmenarejo	8		1 / 5	0.3 / 2	Monzogranito		Cuarzo, moscovita
Cerceda	3	N-S <i>Subvertical</i>	0.5 / 4	0.5 / 2	- Leucogranito - Monzogranito		Cuarzo, moscovita, fluorita
Manzanares el Real	1	<i>Subvertical</i>	0.5 / 1	≅ 0.4	Leucogranito	oxidac	Cuarzo, de Fe
La Cabrera	1	N- <i>Subvertical</i>	0.5 / 2	0.5 / 0.8	Monzogranito	N.R.	Cuarzo, moscovita

Tabla 6.1. Características principales de los diferentes tipos de filones intragrániticos estudiados.

En la zona de *Colmenarejo* todos los diques de cuarzo están situados al sur del pueblo del mismo nombre y al NE de Valdemorillo, en el margen derecho del río Aulencia (Fig. 6.2). Pertenecen a la Hoja Geológica nº 533 de “San Lorenzo del Escorial”, y aparecen al sur de la misma. En la zona se reconoce un enjambre de 10 filones kilométricos divididos en 2 o 3 fragmentos métricos, de los que se han muestreado 8. El acceso a la zona viene determinado por el camino carretero que une el pueblo de Colmenarejo con la carretera comarcal M-509 de Villanueva del Pardillo a Villanueva de la Cañada. Los distintos diques que conforman el enjambre son accesibles a través de una red de caminos del Canal de Isabel II que atraviesan la zona (Fig. 6.2).

Los filones de la zona de *Cerceda* están situados a 3 Km al oeste del pueblo (Fig. 6.3). Se han muestreado tres de los cuatro filones intragraníticos cartografiados en la Hoja Geológica nº 508 de “Cercedilla”, y que están separados entre sí 500 metros. El acceso se realiza por un camino de tierra que parte de la carretera comarcal M-607 que une los pueblos de Colmenar Viejo y Cerceda.

En la zona de *Manzanares el Real* se ha muestreado un único filón reconocible que presenta una dirección distinta respecto al resto de los filones muestreados para este trabajo (Tabla 6.1), incluidos los de Cerceda, próximos a éstos. Al filón se llega por un camino que parte del pueblo de Manzanares el Real en dirección a la otra orilla del embalse del mismo nombre. Una vez cruzado el embalse se continúa por el camino que le bordea. A 1 Km se encuentra el filón, que aflora en la misma orilla sur del embalse. La toma de muestras se debe realizar en época de sequía porque de lo contrario el filón queda sumergido. Esta zona está ubicada en el límite oriental de la Hoja Geológica nº 508 de “Cercedilla”, aunque el filón no aparece cartografiado.

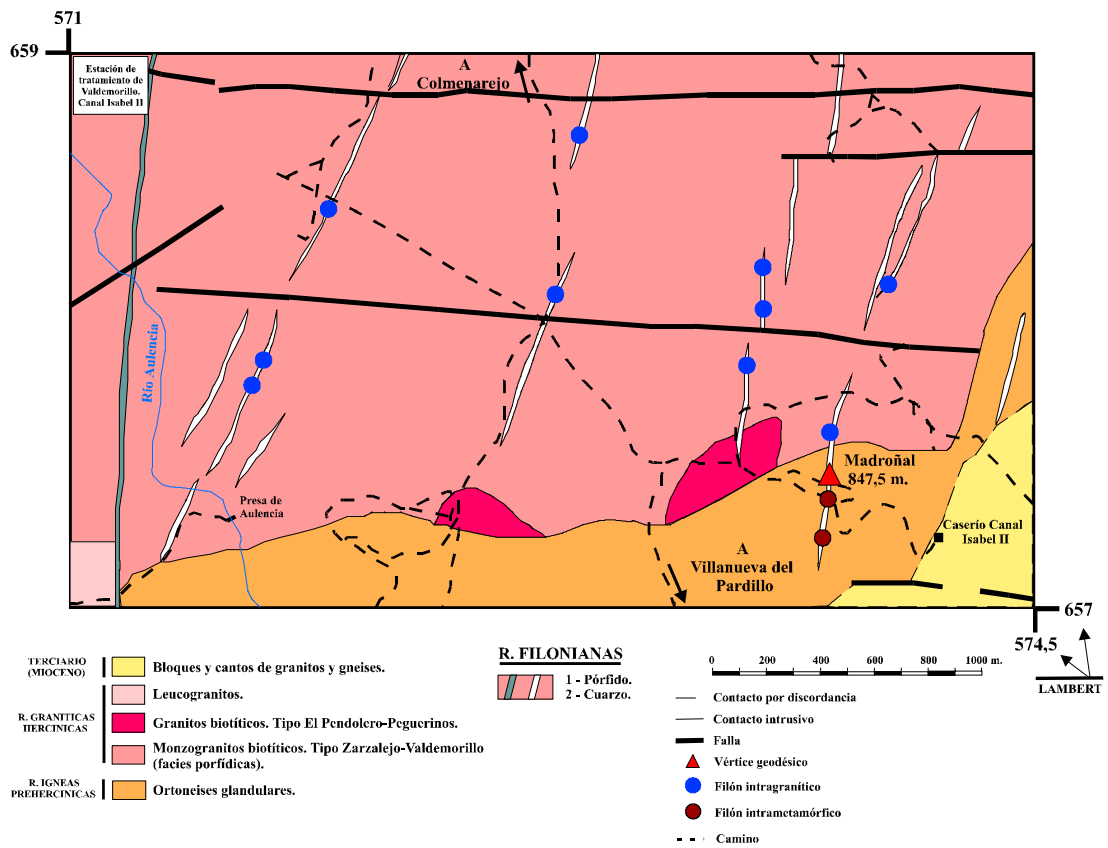


Figura 6.2. Esquema geológico de la zona de Colmenarejo donde se han señalado los filones muestreados.

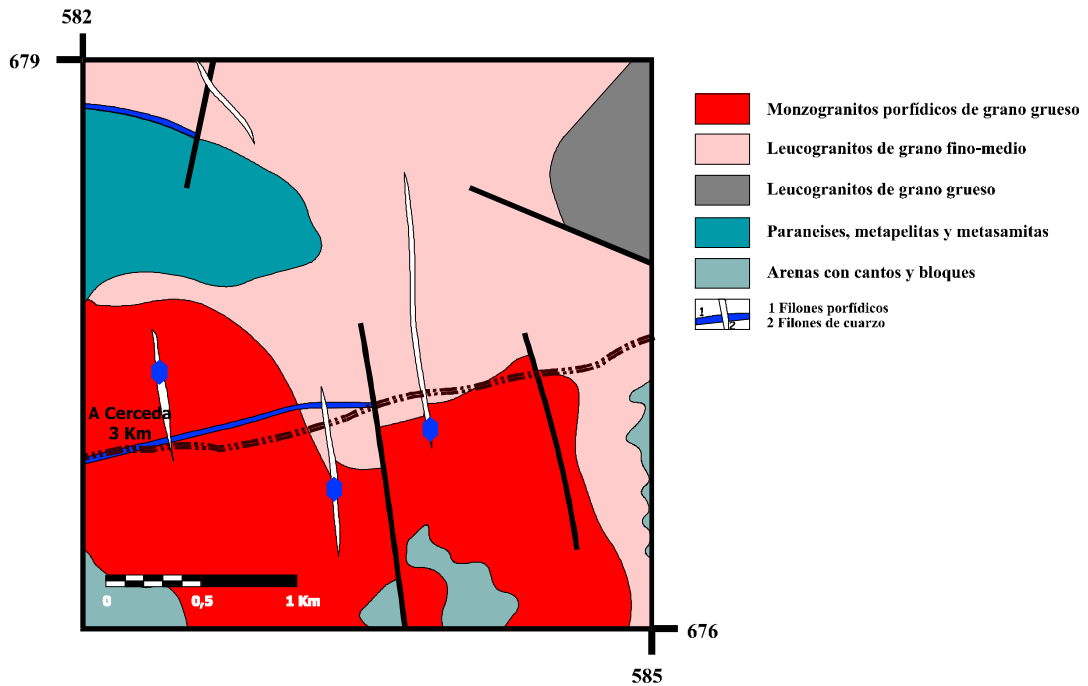


Figura 6.3. Esquema geológico de la zona de Cerceda con los filones muestreados.

En *La Cabrera* se ha muestreado el único filón cartografiado (Hoja Geológica nº 484 de “Buitrago del Lozoya” en el extremo sur-occidental del macizo granítico del mismo nombre. El filón se localiza en el margen izquierdo de la carretera que une Bustarviejo con Miraflores de la Sierra (M-610), a 2 Km escasos del primero en unas pequeñas explotaciones de granitos alterados para áridos.

Todos los filones muestreados tienen una dirección predominante de $N\pm 20^\circ E$, con la excepción ya mencionada de Manzanares el Real, con una dirección $N115^\circ E$ (Tabla 6.1). El buzamiento en todos los casos es subvertical, llegando en algunas ocasiones a verticalizarse totalmente (Fig. 6.4a).

La potencia de los filones varía de unas zonas a otras entre 0.5 y 5 metros, aunque la potencia media es de 1 metro. La longitud de los filones también varía desde escasos 500 metros hasta los 2 kilómetros de uno de los filones de Colmenarejo (Fig. 6.4b). En general, la longitud en origen de casi la totalidad de los filones podría haber superado el kilómetro, aunque fracturas ligeramente posteriores de dirección $N90-110^\circ E$ han dividido su traza cartográfica en varios segmentos desplazados unos de otros en la horizontal hasta 100 metros. En el caso del filón de Manzanares el Real, estas fracturas no dividen el filón sino que han facilitado el desarrollo del mismo según esta dirección. Presentan bordes netos bien definidos.

El cuarzo es el constituyente principal de todos los filones, aunque en la zona de Cerceda se han encontrado escasos cristales de fluorita de tamaño milimétrico, en los que no ha sido posible el estudio microtermométrico por su carácter opaco. Posiblemente representen algún periodo de circulación anterior enmascarado por la formación del cuarzo.

El cuarzo se presenta en dos tipos texturales y morfológicos diferentes:

El primer tipo denominado *QI* está compuesto por cuarzo masivo y lechoso y constituye el volumen principal del filón. El carácter lechoso le confiere un color blanco, que permite su identificación y localización en campo. Su identificación es relativamente

fácil puesto que normalmente resaltan sobre la topografía donde aparecen, como ejemplo uno de los filones muestreados de la zona de Colmenarejo aflora hasta una altura de 1.5 metros (Fig. 6.4a). En este tipo de cuarzo no es posible realizar estudios microtermométricos pues es precisamente la ingente proporción de inclusiones fluidas no analizables por su pequeño tamaño ($<5 \mu\text{m}$), lo que le confiere su característico aspecto lechoso.

El segundo tipo textural, definido por el cuarzo *QII*, está formada por cristales idiomorfos, que llegan a alcanzar 20 cms de longitud. Es frecuente la presencia de cristales con distinto grado de transparencia, desde lechosos hasta absolutamente transparentes. Presentan un alto grado de idiomorfismo, apareciendo con frecuencia cristales en forma de pirámides hexagonales y hasta bipirámides terminadas por los dos lados, y caras bien cristalizadas con un aspecto casi de pulido (Fig. 6.4c). La calidad de estos cristales de cuarzo les convierte en objeto de coleccionismo.

En la zona de Colmenarejo se han observado minerales atrapados en los cuarzos, cuyo estudio mediante SEM+EDS ha permitido identificar como plagioclasa (Fig. 6.4d). También se han identificado moscovitas hidrotermales hacia las zonas centrales de los cristales, que serán objeto de un estudio detallado en el capítulo 8.1. Como inclusiones sólidas se han identificado cubos de halita hacia los bordes, en los últimos estadios de cristalización (Fig. 6.4e). En ocasiones se observan zonas anubarradas en los cristales que se deben a “nubes” de inclusiones diminutas o, a veces a fracturas donde la salida del líquido le confiere una tonalidad lechosa.

Posteriormente se explicará que los estudios realizados han probado en estos cristales la existencia de dos pulsos de formación, que han quedado registrados como dos fluidos de características diferentes.

Estos cristales se encuentran en geodas situadas en las zonas centrales de los filones (Fig. 6.4c). En los más transparentes es donde se han llevado a cabo las distintas técnicas aplicadas en este trabajo.

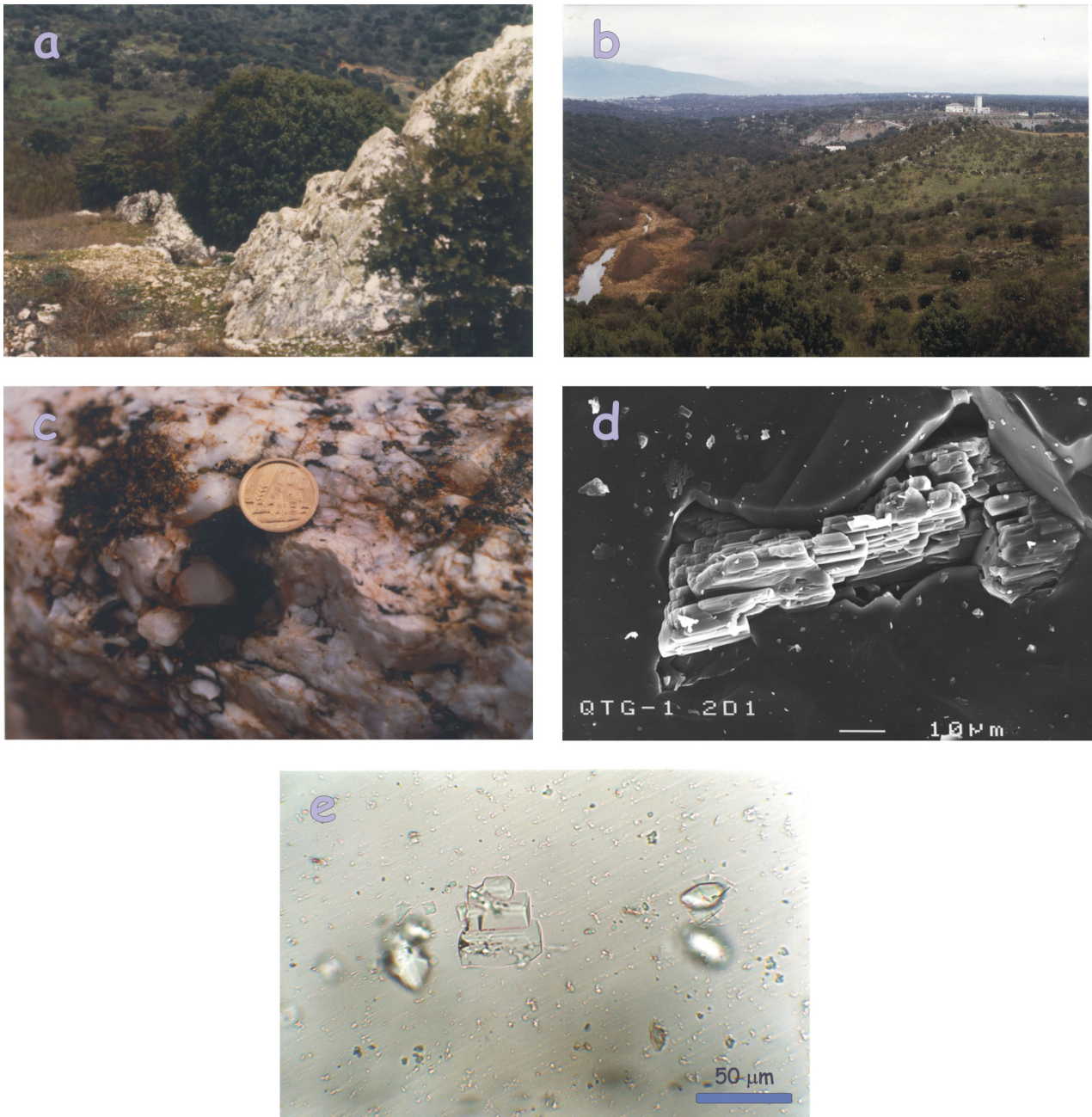


Figura 6.4. Fotografías de los filones de cuarzo intragraníticos. (a) Filón donde se puede apreciar el buzamiento subvertical, (b) ejemplo de filones de Colmenarejo, (c) fotografía de una cavidad con cristales de cuarzo QII, (d) fotografía de SEM de una plagioclasa atrapada, (e) fotografía donde se pueden apreciar cubos de halita como sólidos atrapados.

6.2. Contexto geológico

6.2.1. Rocas encajantes

Los filones estudiados en este capítulo encajan en materiales graníticos cuyas características se van a describir de manera conjunta, con el fin de obtener una visión global de los encajantes y de sus fenómenos de alteración (Tabla 6.1).

Todos los encajantes de los filones estudiados pertenecen al grupo de granitoides descrito en el capítulo 5.4 como colisionales post-pico metamórfico (tipo P), que habrían migrado hacia niveles superiores (epizonales) a favor de fracturas distensivas generadas en las etapas finales de la orogenia Hercínica (Villaseca et al., 1998). Conforman la mayor parte de la Sierra de Guadarrama. Estos granitoides forman grandes batolitos (alrededor de 100 km²), algunos de los cuales están formados a su vez por varias unidades intrusivas. Las litologías varían desde granodioritas a leucogranitos, y son frecuentes los enclaves microgranulares, aunque el principal volumen de éstos se concentra en las facies monzograníticas.

En este grupo de granitoides colisionales de tipo P se han distinguido dos asociaciones plutónicas en función del grado de peraluminicidad (Villaseca et al., 1998): (i) constituida por granitoides moderadamente peralumínicos de tipo PS, al que pertenecen los granitoides encajantes de las zonas de Colmenarejo, Manzanares el Real y Cerceda, y (ii) formada por granitoides débilmente peralumínicos de tipo PI, al que pertenece el granito encajante del filón de La Cabrera.

Ambos tipos, P e I, presentan un contenido en SiO₂, en elementos traza y unas pautas de evolución similares. La mayor peraluminicidad de los granitos de tipo PS se refleja en un menor contenido en CaO y Na₂O que los de tipo PI, y en la presencia importante de cordierita en algunas de sus facies. La mineralogía principal de todos los granitoides de las zonas estudiadas está formada fundamentalmente por cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico + biotita; los minerales secundarios son sericita, clorita,

epidota, esfena y rutilo principalmente, y los accesorios mayoritarios son opacos, apatito y circón (Fig. 6.5).

A continuación se resumen las características mineralógicas y petrológicas de los granitoides de las zonas estudiadas:

ZONA DE COLMENAREJO

En Colmenarejo los diques de cuarzo encajan en el monzogranito porfídico tipo Zarzalejo-Valdemorillo, que ocupa los sectores central y meridional del Mapa Geológico de España, hoja nº 533, "San Lorenzo del Escorial". Su afloramiento es alargado en dirección NE-SO y se encuentra limitado tanto al N como al E por unidades plutónicas más recientes. Estos granitoides han sido definidos como monzogranitos biotíticas, como término principal, con transiciones a tipos granodioríticos.

Texturalmente se han diferenciado dos variedades, una porfídica y otra equigranular, cuyo contacto presenta un carácter transicional. Los filones encajan en la variedad porfídica, aunque en la zona también aparecen diques encajados en unidades plutónicas adyacentes (al E, en el granito biotítico tipo El Pendolero-Peguerinos) o bien que pasan de una unidad a otra.

La composición mineral de estas rocas se indica a continuación:

- ❖ **Minerales principales**: plagioclasa, feldespato potásico, biotita y cuarzo.
- ❖ **Minerales secundarios**: sericita, clorita, epidota, esfena y óxidos de Fe.
- ❖ **Minerales accesorios**: apatito y circón.

❖ **Minerales principales:**

- Plagioclasa: es el mineral más abundante e idiomorfo de la secuencia y, con frecuencia, encierra pequeños cristales de biotita. Su distribución es homogénea y suele aparecer maclada polisintéticamente. Presenta un zonado normal y, menos frecuentemente, en parches. En general, está alterada a moscovita, que ocupa preferencialmente las zonas internas de las plagioclasas, aunque está en función del contenido en anortita así como de su distribución en el cristal.

- Feldespatos potásicos: es el mineral que define la textura porfídica. Aparece en forma de cristales subidiomorfos o alotriomorfos (2-3 cm) que engloban minerales de cristalización anterior tales como biotita, cuarzo y plagioclasa. También se han identificado cristales alotriomorfos e intersticiales de menor tamaño. En general, se presentan anubarrados aunque se pueden observar los fenómenos de exsolución peritética en venas.

- Biotita: se presenta normalmente en cristales tabulares que pueden formar agregados policristalinos desigualmente orientados. Es el mineral de cristalización más temprana y puede aparecer incluido en cualquiera de los minerales anteriores en la secuencia. Por efectos de la deformación se presenta deshilachada, en fibras plegadas y kinkadas y con una extinción ondulante marcada. Se altera a clorita, lo que también provoca la generación de minerales tales como esfena, epidota y opacos, que, con frecuencia, se localizan en las zonas de exfoliación de la biotita. También presenta otros minerales incluidos como apatito y circón.

- Cuarzo: aparece en cristales subidiomorfos, con formas subredondeadas, extinción ondulante y fracturación interna. Puede formar agregados policristalinos. Con frecuencia, aparece recrystalizado en cristales de menor tamaño, con bordes suturados y una ligera extinción ondulante. Esta generación posterior de cuarzo presenta micas incluidas.

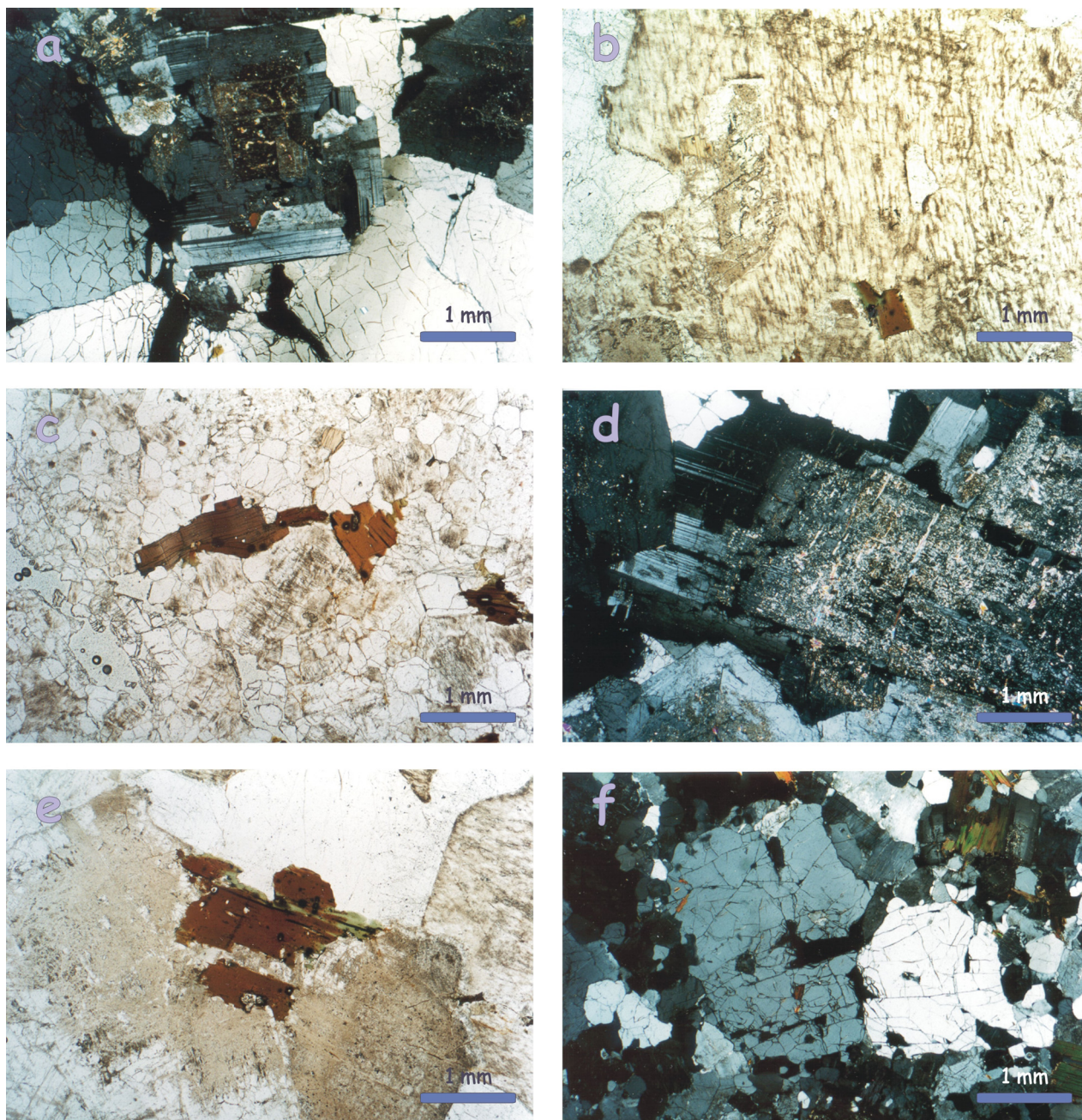


Figura 6.5. Mineralogía fundamental de los granitoides encajantes: (a) Cristal de plagioclasa, NX; (b) feldespato potásico porfídico, NII; (c) cristales deformados de biotita, NII; (d) moscovita de alteración de plagioclasa, NX; (e) clorita de alteración de biotita, NII; (f) cristales de cuarzo, NX.

❖ **Minerales secundarios:**

- Sericita: es el mineral principal de la alteración de las plagioclasas. Aparece en cristales aciculares y tabulares, formando agregados. Se encuentra localizada principalmente en el centro de los cristales de plagioclasa aunque, en algunos casos, y en función de la composición de la plagioclasa (% An) y su distribución, altera todo el cristal. Se han encontrado sericitas incluidas en el cuarzo recristalizado.

- Clorita: su aparición está casi totalmente restringida a las zonas donde previamente existía biotita, pues es el principal producto de la alteración de éstas. Su hábito es heredado en algunos casos de las biotitas de las que procede, aunque en otros, se presenta como una variedad vermicular, en forma de hexágonos, que cuando no están individualizados originan formas en "acordeón".

- Epidota: es un mineral escaso y de pequeño tamaño, siempre como producto de alteración de biotita. Su hábito es acicular y se localiza en los planos de exfoliación de las biotitas.

- Esfena: se presenta con frecuencia en cristales individuales, como subproducto de la alteración de las biotitas.

- Minerales opacos: se trata fundamentalmente de óxidos de Fe.

❖ **Minerales accesorios:**

- Apatito: son relativamente frecuentes y se presentan, generalmente, en secciones hexagonales. Están incluidos casi exclusivamente en biotitas.

- Circón: son escasos y se encuentran incluidos en biotitas y en cloritas. Algunos aparecen bien cristalizados, aunque los halos de reacción están poco marcados.

ZONA DE CERCEDA

Los filones encajan en leucogranitos grano fino-medio y en granitos porfídicos con cordierita tipo El Cardín. Aunque los tres filones cortan ambas facies graníticas, las mejores muestras se han obtenido donde los filones encajan en los granitos porfídicos, por tanto éstos son los que se describen como encajantes. Estos granitos conforman el límite sur de la Sierra del Hoyo de Manzanares, y su contacto con los granitos circundantes es heterogéneo, apareciendo facies peucocráticas y aplíticas. Texturalmente, parecen tener una edad anterior a los leucogranitos de grano fino-medio de La Pedriza, al noreste.

Se trata de un granito porfídico de grano grueso, donde los grandes cristales tabulares de feldespato potásico (hasta 2 cm) definen una fábrica planar orientada. Los enclaves son microgranulares aunque de escasa presencia.

La mineralogía principal es la siguiente:

- ❖ **Minerales principales**: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita y cordierita.
- ❖ **Minerales secundarios**: sericita, clorita, epidota, rutilo y esfena.
- ❖ **Minerales accesorios**: apatito, opacos, circón y andalucita.

❖ **Minerales principales**:

- Cuarzo: en cristales subidiomorfos redondeados. Se observa claramente extinción ondulante y fracturación interna. A veces forma agregados policristalinos. Frecuentemente,

aparece recristalizado en mosaicos de cristales de menor tamaño con bordes suturados y puntos triples, y rellenando huecos generados por la alteración subsólidos.

- Feldespatos potásicos: presenta grandes fenocristales alotriomorfos (2-3 cm) y cristales de menor tamaño en la matriz de la roca. Son relativamente frecuentes las inclusiones de minerales anteriores como cuarzo, plagioclasa y biotita, así como las pertitas en venas y la macla de Carlsbad. Su aspecto al microscopio es muy anubarrado.

- Plagioclasa: se presenta en cristales idiomorfos de pequeño tamaño, con un marcado maclado polisintético. Presenta un zonado normal y, menos frecuentemente oscilatorio. Se altera a sericita en el centro de los cristales.

- Biotita: es un mineral de escasa presencia en la roca y aparece con morfologías subidiomorfos y, en ocasiones forma agregados policristalinos redondeados. También aparece incluida en todos los minerales de cristalización posterior. En algunas ocasiones se pueden observar fibras plegadas y extinción ondulante. Se altera a clorita, esfena, epidota y opacos, sobre todo hacia los bordes. Se aprecian circones incluidos.

- Moscovita: aparece en pequeños cristales laminares de origen secundario.

- Cordierita: se presenta en cristales prismáticos subidiomorfos, normalmente alterados a productos micáceos secundarios.

❖ Minerales secundarios

- Sericita: aparece incluido en feldespatos potásicos y de plagioclasas como mineral de alteración de éstos. En ocasiones forma cristales tabulares algo mayores en agregados policristalinos.

- Clorita: producto de alteración de biotitas, a las que reemplaza en un grado importante.

- Epidota: cristales secundarios de alteración de biotitas, con típico hábito acicular y algunos términos de composición clinozoisita.

- Rutilo: a partir de biotitas previas.

- Esfena: mineral también procedente de biotitas y de escasa presencia.

❖ Minerales accesorios

- Apatito: se presentan incluidos casi exclusivamente en biotitas.

- Minerales opacos: óxidos de Fe.

- Circón: incluidos en biotitas y cloritas.

- Andalucita: se muestra en pequeños cristales redondeados incluidos en moscovitas.

ZONA DE MANZANARES EL REAL

Las rocas encajantes en esa zona son leucogranitos en facies de grano fino-medio y en facies de grano grueso. En las salbandas del filón no se puede observar ni muestrear el encajante, pero los granitoides observados a menos de 50 metros pertenecen a la facies de grano grueso, que corresponde con la cuña de leucogranito de grano grueso descrita en la

Hoja 508 del Mapa Geológico de España. Pérez-Soba (1991) y Villaseca et al., (1998) designan el leucogranito de grano fino-medio como la roca aflorante en toda esta zona.

La roca encajante del filón constituye un afloramiento alargado en dirección E-O, con facies de borde de grano más fino y variedades porfídicas con estructuras pegmatíticas. Los leucogranitos de grano grueso son anteriores a la facies de grano fino-medio y más joven que los monzogranitos de tipo Alpedrete que ejercen de contacto en el oeste del plutón.

Estos leucogranitos están formados por la siguiente mineralogía:

- ❖ **Minerales principales**: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.
- ❖ **Minerales secundarios**: sericita, clorita, epidota, rutilo, esfena.
- ❖ **Minerales accesorios**: apatito, opacos, circón y fluorita.

❖ **Minerales principales**:

- Cuarzo: aparece en cristales subidiomorfos de formas globulares que pueden llegar a ser centimétricos. Se aprecia extinción ondulante y fracturación interna. Suele formar agregados policristalinos de la misma morfología. En ocasiones, aparece como producto de recristalización en cristales de menor tamaño, con bordes suturados y puntos triples.

- Feldespato potásico: se presenta en forma de cristales alotriomorfos respecto al resto de los minerales. Incluye minerales de cristalización anterior como son cuarzo, plagioclasa y biotita. Son frecuentes las pertitas en venas y en parches, aunque en menor proporción. También se han identificado fenocristales generalmente idiomorfos. Su aspecto es ligeramente anubarrado.

- Plagioclasa: se presenta en cristales idiomorfos, a veces en forma de agregados. Es importante el maclado polisintético, y también desarrolla mirmequitas. Presenta un zonado normal y, menos frecuentemente, en parches. Está alterada a sericita en el centro de los cristales. Es posible observar deformación mecánica normalmente asociada a los planos de macla.

- Biotita: es el mineral de menor presencia en la roca y aparece con morfologías tabulares monocristalinas y, en ocasiones forma agregados policristalinos. Aparece incluida en todos los minerales anteriormente descritos como principales. En algunas ocasiones se presenta kinkada, con las fibras plegadas y extinción ondulante. Se altera a clorita, esfena, epidota y opacos en las zonas de exfoliación y en los bordes. Circones y apatitos se pueden observar incluidos en biotitas.

❖ Minerales secundarios

- Sericita: aparece como mineral de alteración fundamentalmente de feldespatos, donde se presenta como pequeños cristales aciculares, aunque también de biotitas en cuyo caso se presenta en forma de grandes cristales tabulares.

- Clorita: proceden de la alteración en mayor o menor grado de biotitas, de las que heredan las morfologías.

- Epidota: sus escasos cristales también aparecen ligados a la alteración de biotitas, y se presentan con un hábito comúnmente acicular.

- Rutilo: aparece asociado a biotitas previas.

- Esfena: es un mineral poco frecuente, también procedente de biotitas.

❖ Minerales accesorios

- Apatito: son relativamente frecuentes y se presentan en secciones hexagonales, incluidos en biotitas.

- Minerales opacos: óxidos de Fe.

- Circón: se muestran incluidos en biotitas y, por alteración de las primeras, también en cloritas. Se observan perfectamente los halos de reacción.

- Fluorita: se localizan en pequeños cristales subidiomorfos de carácter secundario.

ZONA DE LA CABRERA

El macizo plutónico de La Cabrera constituye un afloramiento de forma elíptica e irregular, con el eje largo en dirección N70°E. Intruye en ortogneises y metasedimentos. Está compuesto por tres litologías principales, monzogranitos, granitos biotíticos y leucogranitos. Los dos primeros afloran en mayor proporción que los leucogranitos, y texturalmente presentan dos facies, una equigranular y otra con megacristales cuyo contacto varia, siendo neto en algunas zonas y gradual y transicional en otras (Villaseca et al., 1993b).

El filón de cuarzo muestreado en La Cabrera encaja fundamentalmente en los monzogranitos y granitos biotíticos en facies equigranular, aunque parte de su traza cartográfica sirve de contacto con una pequeña unidad leucogranítica. Se trata de una roca de textura equigranular y tamaño de grano de medio a grueso. A veces se encuentran transiciones a tamaños menores y textura heterogranular. Únicamente en zonas muy concretas se localizan facies con megacristales (2 cm) de feldespatos potásicos.

La composición mineral de estas rocas se indica a continuación:

- ❖ **Minerales principales**: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.
- ❖ **Minerales secundarios**: clorita, sericita, esfena, epidota, opacos.
- ❖ **Minerales accesorios**: apatito, circón, fluorita, carbonatos.

❖ **Minerales principales**:

- Cuarzo: se presenta en cristales equidimensionales de morfología subidiomorfa a alotriomorfa. A veces se observa extinción ondulante, y puede contener cristales de plagioclasa, biotita y feldespato potásico. Recristaliza en cristales de menor tamaño, con bordes suturados y una ligera extinción ondulante. Esta generación posterior de cuarzo presenta sericitas incluidas.

- Feldespato potásico: este mineral se presenta con morfologías alotriomorfas y tamaño variable. También se han identificado cristales intersticiales. Puede contener inclusiones de biotita, cuarzo y plagioclasa. Es frecuente la presencia de pertitas en venas, en parches, así como la macla de Carlsbad. En las facies porfídicas forma megacristales subidiomorfos.

- Plagioclasa: es un mineral subidiomorfo a alotriomorfo, tamaño variable y maclado polisintético. Encierra cristales de biotita y a veces de cuarzo, y presenta un zonado oscilatorio y complejo. Se altera fundamentalmente a sericita y epidota hacia las zonas centrales. En algunos términos se pueden observar agregados de varios individuos.

- Biotita: se presenta en cristales idiomorfos a subidiomorfos que en ocasiones forman agregados policristalinos. Se altera a clorita, esfena, epidota y opacos principalmente.

❖ **Minerales secundarios:**

- Clorita: restringida a las zonas de alteración de biotita, mineral del que procede.

- Sericita: es el mineral principal de alteración en plagioclasas y biotitas. Muestra morfologías aciculares y tabulares en agregados. Se localiza, principalmente, hacia el centro de los cristales de los minerales de los que precede, aunque a veces forma agregados intersticiales.

- Esfena: es un mineral que se presenta con frecuencia en grandes cristales, y como subproducto de la alteración de las biotitas, en cuyos planos de exfoliación aparece.

- Epidota: es un mineral de hábito acicular asociado a biotita, como producto de alteración de ésta.

- Minerales opacos: en ocasiones se pueden considerar como accesorios.

❖ **Minerales accesorios:**

- Apatito: son relativamente frecuentes y a veces forman cristales alargados incluidos en biotitas.

- Circón: aparecen fundamentalmente incluidos en biotitas.

- Fluorita y Carbonatos: aparecen con carácter claramente secundario.

6.2.2.- Relación con la tectónica regional

Los diques de cuarzo se habrían generado en la última de las tres etapas distensivas reconocidas, responsables de la formación de dos sistemas de fracturas, NE-SO (sinestrales) y NO-SE (dextrales), según Capote, (1985), Díaz-Balda et al, (1991) y Macaya et al, (1991). Sin embargo, según Doblas et al., (1994) los filones de cuarzo se habrían formado en la tercera y última de las etapas deformativas que estos autores definen para el Hercínico Ibérico. Esta etapa tardihercínica se desarrollaría en un régimen extensional de dirección N-S y marcaría el tránsito entre el Hercínico y el Alpino, donde el régimen extensional pasaría a ser E-W. Todos los autores coinciden en asignar a las fracturas una edad Pérmico Inferior.

Ubanell (1981a y b) define diversas familias de fracturas tardihercínicas, así como los tipos de rocas asociados. Así, quedan descritas 7 direcciones de fracturación, 5 de las cuales llevan directamente asociadas diferentes tipos petrológicos:

- E-O: pórfidos, lamprófidios, aplitas y episienitas.
- NE-SO: dique diabásico de Plasencia y algunos de cuarzo.
- N-S: diabasas y algún pórfido.
- ONO-ESE: diques de baritina.
- NNE: diques de cuarzo.

A favor de esta última dirección de fracturación se habrían emplazado los diques de cuarzo objeto del presente estudio. Este mismo autor pone de manifiesto las características

morfológicas de los diques así como su funcionamiento tectónico en el tiempo. Son las últimas fracturas en formarse puesto que cortan a los diques porfídicos y aplíticos (E-O y N-S), así como a algunos diques de cuarzo (NE-SO) de formación más temprana, y a los de baritina (ONO-ESE). Este autor también les atribuye a las fracturas una edad Pérmica.

Se les considera formados en la "Etapa Hiendelaencina" (Capote et al, 1987) y se habrían generado como consecuencia de uno de los movimientos sinestrales de los grandes desgarres NE-SO (Doblas, 1991), relacionados a gran escala con la apertura del Atlántico Norte (Caballero et al, 1992b). Según Capote et al (1987), habrían evolucionado desde desgarres dextrales con dirección de compresión N50°-70°E a fallas normales con distensión radial, moviendo fracturas de direcciones N20°-30°E y N70°-90°E. La mayor parte de los filones de cuarzo estudiados en este trabajo presentan direcciones cercanas a N20°E, excepto el filón estudiado de Manzanares el Real que pertenecería a la segunda familia de fracturas reactivadas.

Doblas (1991) y Doblas et al., (1994) suscriben que estas fallas estarían relacionadas con un nuevo campo de esfuerzos a escala continental, que desarrollaría una zona de cizalla dextral para la Península Ibérica (Arthaud y Matte, 1975), con un eje de compresión de dirección N-S. Este evento reactivaría fallas previas y generaría otras sinestrales NE-SO, dextrales NO-SE y fallas normales de alto buzamiento N-S.

Los filones de baritina están datados en 145 M.a. (Jurásico Superior) por Galindo et al., (1994). Si se tiene en cuenta la relación cronológica establecida para los distintos diques (Ubanell, 1981b), los diques de cuarzo son posteriores. Este dato se confirma con la datación K/Ar realizada por Caballero et al., (1992b) en la alteración filítica acompañante al cuarzo de un filón de la zona de Parquelagos, que establecen una edad de 100.6 ± 4.3 M.a. (Albiense), es decir, límite Cretácico Inferior-Cretácico Superior.

6.3. Análisis de fluidos

6.3.1. Muestreo

Con objeto de obtener un registro completo de las etapas de circulación de fluidos en los filones de cuarzo se ha muestreado tanto las áreas de cuarzo masivo y lechoso como los cristales que aparecen en cavidades. Sin embargo, el cuarzo de las zonas lechosas es muy opaco, lo que impide el reconocimiento y estudio de las inclusiones fluidas. Por esta razón, todas las técnicas aplicadas en este estudio se han llevado a cabo en los cristales idiomorfos y transparentes de las cavidades centrales de los diques. Además, el idiomorfismo de los cristales ha permitido clasificar y estudiar las inclusiones, en función de la relación genética que guardan con el cristal que las incluye y de su relación cronológica.

Se han elaborado 77 láminas transparentes (en total para las 6 zonas estudiadas, intragraníticas e intrametamórficas), de las cuales 54 han sido gruesas ($\cong 300\mu\text{m}$) y doblemente pulidas para el estudio de inclusiones fluidas. Las otras 23 se han utilizado para la descripción petrográfica y los análisis de microsonda electrónica. Se han seleccionado también 4 muestras para el análisis de iones, 9 muestras de inclusiones fluidas para isótopos estables y 23 muestras para catodoluminiscencia y LA-OES.

Los análisis geocronológicos fueron realizados sobre micas recogidas y concentradas a partir de varios kilos de cuarzo intragranítico de la zona de Colmenarejo. Se realizaron 4 láminas transparentes de este concentrado a partir de probetas de resina para su estudio en microsonda.

6.3.2. Tipos de inclusiones y cronología

La nomenclatura utilizada en este trabajo para definir las inclusiones fluidas ha ido la descrita por Boiron et al., (1992). La primera letra, en mayúsculas, designa el modo de homogeneización total de las inclusiones: L (líquida), V (vapor) o C (crítica). Las letras en minúscula indican los componentes principales de las inclusiones, por ejemplo: Lw-h designa un tipo de inclusiones que homogeneizan en fase líquida (L) y presentan, como componentes principales, agua (w) y halita como fase sólida (h). En el caso de que dos grupos de inclusiones se designen por las mismas letras, se utilizan números para diferenciarlas.

Se han podido distinguir tres tipos distintos de inclusiones fluidas (Lw1, Lw2 y Lw-h) en función de sus características microtermométricas y ópticas, y en función del número de fases que presentan a temperatura ambiente. Los análisis mediante espectroscopía Raman han descartado la presencia de gases en ninguno de los tipos de inclusiones. Únicamente se ha detectado CH₄ en el límite de detección del aparato, sin respuesta microtermométrica.

Inclusiones Lw1

Se trata de inclusiones bifásicas a temperatura ambiente. Están definidas por el sistema H₂O-NaCl y constituidas por una burbuja de H₂O y una fase líquida acuosa. Estas inclusiones están representadas en todas las muestras estudiadas, y son fundamentalmente primarias y, ocasionalmente, pseudosecundarias. Cuando son primarias, presentan formas idiomorfas y se localizan hacia las zonas centrales de los cristales de manera paralela a las caras de crecimiento (Fig. 6.6a). En este caso, normalmente aparecen en grupos de varias decenas de inclusiones. Cuando aparecen como pseudosecundarias, presentan una

morfología irregular y se distribuyen según fracturas que no atraviesan todo el cristal, sino que terminan en una zona interna del mismo, es decir, se produjeron cuando el cristal no había terminado de crecer. Suelen presentarse como inclusiones aisladas o en grupos reducidos.

Las morfologías son variadas, desde inclusiones idiomorfas en forma de cristales negativos hexagonales hasta formas irregulares, aunque las primeras son las más frecuentes. Los tamaños varían entre $<5\mu\text{m}$ y $100\mu\text{m}$, aunque la mayor parte de las inclusiones de este tipo presentan valores más cercanos a $100\mu\text{m}$. La fracción de la fase vapor oscila entre el 5% y el 30%, aunque el 20% sería el valor más representativo.

Estas inclusiones presentan frecuentemente minerales atrapados que se han identificado como micas con hábito de agregados fibrosoradiados (Fig. 6.6b).

Inclusiones Lw2

Este tipo de inclusiones se caracteriza por presentar dos fases a temperatura ambiente, una burbuja de vapor y una fase líquida. Pertenecen al sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ y también se han encontrado en las cuatro zonas estudiadas. Presentan morfologías subregulares y alargadas, y suelen mostrar algunas caras de cristales negativos hexagonales (Fig. 6.6c). Son inclusiones principalmente primarias, que se presentan en poblaciones numerosas y se localizan en las zonas intermedias del cristal, donde también forman planos paralelos a las caras de crecimiento. También se han localizado inclusiones aisladas secundarias en zonas más internas, de morfologías irregulares rellenando fracturas selladas (Fig. 6.6d) que cortan a los planos descritos por las inclusiones tipo Lw1. Los tamaños extremos, entre $<5\mu\text{m}$ y $100\mu\text{m}$, son similares al tipo anterior, aunque los valores modales se aproximan a $50\mu\text{m}$. La proporción de fase vapor es menor que el tipo Lw1, y oscila entre 5% y 10%. También es frecuente en este tipo de inclusiones la presencia de micas atrapadas fibrosoradiadas.

Inclusiones Lw-h

Representan a un fluido hipersalino de composición $H_2O-CaCl_2-NaCl$. Se trata de inclusiones trifásicas constituidas por una fase vapor, una fase líquida y minerales hijo de NaCl (Fig. 6.6e,f). Este tipo de inclusiones ha sido descrito en tres de las zonas estudiadas, no habiéndose localizado en la zona de La Cabrera. En general, presentan morfologías variadas pero todas irregulares, desde inclusiones con alguna cara de cristal negativo hasta inclusiones totalmente irregulares. Los tamaños son generalmente mayores que los tipos anteriores Lw1 y Lw2, y están comprendidos entre $<5\mu m$ y $250\mu m$. La fase vapor, al igual que las inclusiones Lw2, oscila entre el 5% y el 10%.

Se trata de inclusiones, en general, de tamaño superior a los tipos Lw1 y Lw2, de menor presencia que éstas, y que se pueden definir como secundarias. Se distribuyen según planos groseros, casi perpendiculares a las caras del cristal, que se extienden hasta zonas intermedias del mismo. En ningún caso se han podido identificar, de manera clara, planos paralelos a las caras del cristal. Estas inclusiones cortan a los planos definidos por las inclusiones de los tipos anteriores pero, en ocasiones, se distribuyen en las mismas zonas que las Lw2 secundarias, con las que se asocian espacial y temporalmente.

En función de la distribución que presentan los tres tipos de inclusiones descritos, se puede definir una secuencia cronológica que comienza con el tipo Lw1. Las inclusiones Lw2 primarias se localizan en áreas más externas de los cristales, y las Lw2 secundarias y Lw-h se distribuyen preferencialmente según planos que cortan al tipo Lw1. Estos hechos señalan el carácter posterior de estas inclusiones con respecto a las Lw1 (Fig. 6.7a). En función de las características microtermométricas principales (T^a homogeneización y Salinidad) se pueden distinguir los tres tipos de inclusiones, y la secuencia de temperaturas que presentan (Fig. 6.7b).

El hecho de que las inclusiones Lw-h aparezcan únicamente como secundarias, que pertenezcan al mismo sistema y que presenten unas temperaturas similares a las Lw2 parece sugerir un origen y proceso de formación comunes para ambas.

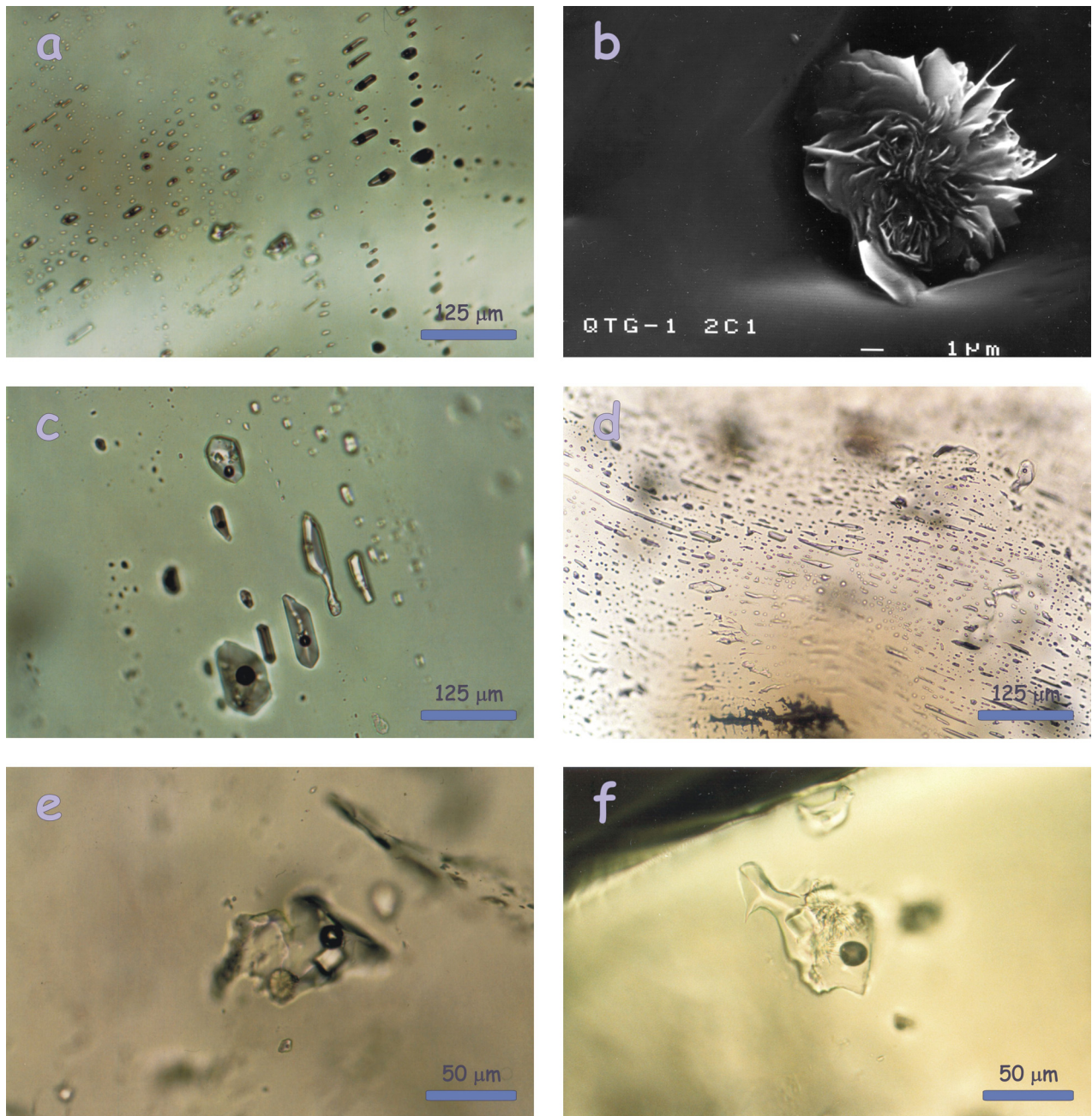


Figura 6.6. Tipos de inclusiones y sólidos atrapados. (a) Inclusiones de tipo Lw1, (b) agregado de micas fibroradiadas en el interior de una inclusión abierta para su estudio mediante SEM, (c) inclusiones primarias de tipo Lw2, (d) inclusiones secundarias de tipo Lw2, (e, f) inclusiones de tipo Lw-h en las que también se pueden observar micas fibroradiadas atrapadas.

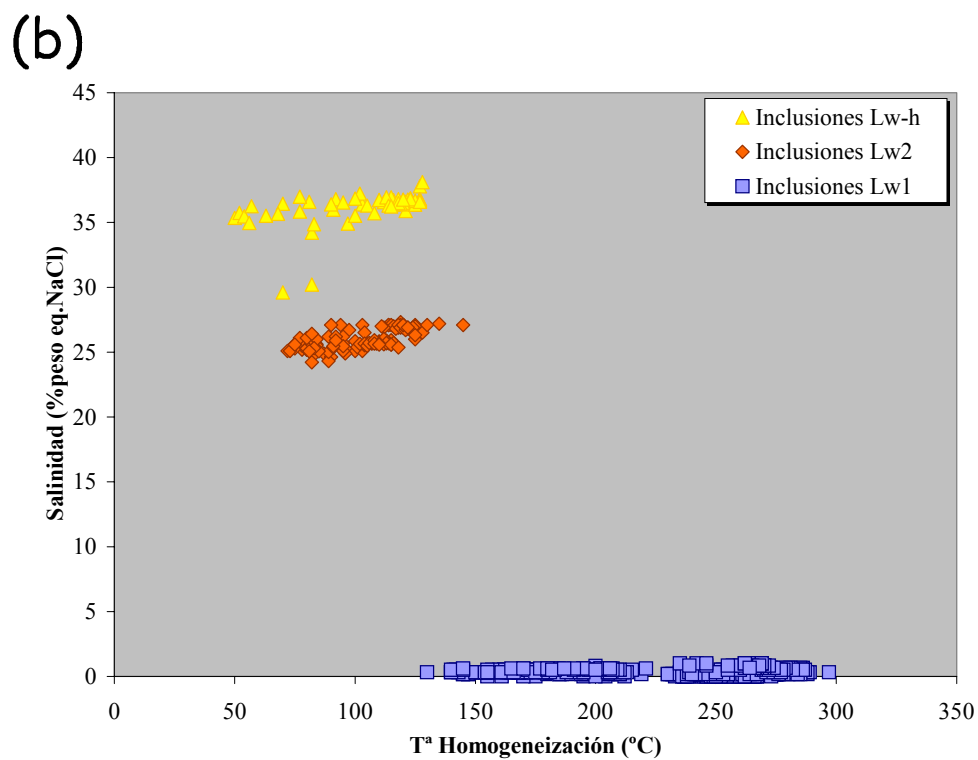
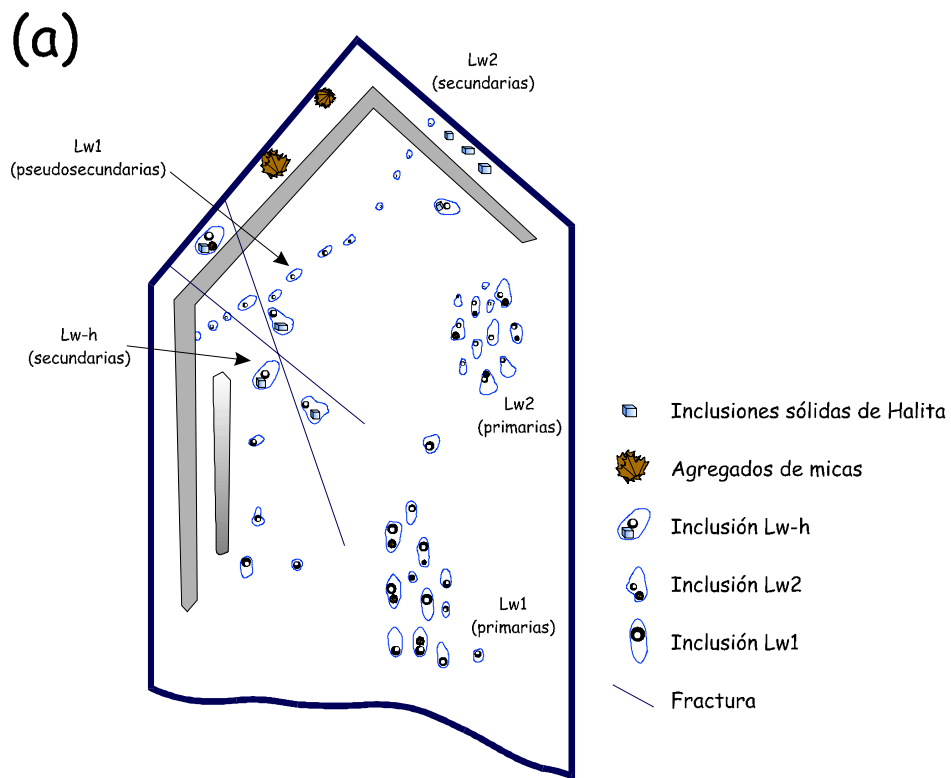


Figura 6.7. (a) Esquema representativo de las relaciones texturales entre los distintos tipos de inclusiones Lw1, Lw2 y Lw-h, donde se puede ver la distribución de los sólidos atrapados, (b) diagrama T^h-Salinidad de los tres tipos de inclusiones descritos.

6.3.3. Resultados microtermométricos

La Tabla 6.2 presenta un resumen de los datos microtermométricos y de las características composicionales de las inclusiones de las cuatro zonas intragraníticas estudiadas. En estos filones intragraníticos se han analizado 950 inclusiones fluidas.

Inclusiones acuosas Lw1

Son inclusiones bifásicas a temperatura ambiente, definidas fundamentalmente por el sistema $H_2O-NaCl$. No ha sido posible observar la fusión del primer cristal de hielo (T_e) probablemente debido a la baja salinidad de estas inclusiones. La fusión de hielo (T_{fh}) se produce entre $-0.6^\circ C$ y $0^\circ C$, con un valor modal de $-0.4^\circ C$ en Cerceda y La Cabrera, y de $-0.2^\circ C$ en Colmenarejo y Manzanares el Real. Con estas temperaturas de fusión de hielo se ha calculado una baja salinidad entre 0 y 1 % peso NaCl. Las temperaturas de homogeneización (T_h), que se produce siempre en líquido, se sitúan entre $140^\circ C$ y $295^\circ C$, con un valor modal cercano a $260^\circ C$ en todas las zonas excepto en La Cabrera, donde es algo menor no superando $200^\circ C$.

Inclusiones acuosas Lw2

Estas inclusiones se caracterizan por ser bifásicas a temperatura ambiente y por estar definidas por el sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$, con posibles cantidades menores de $MgCl_2$. Las temperaturas eutécticas se sitúan entre $-67^\circ C$ y $-55^\circ C$, con valores modales diferentes en cada zona, aunque en torno a $-60^\circ C$. En todas las inclusiones de este tipo la fusión final del hielo (T_{fh}) se produce a menor temperatura que la fusión final de hidrohilita (T_{fhid}), con lo que la proyección de estas inclusiones en el diagrama de fases cae en el campo de estabilidad de la hidrohilita. Así, la fusión final del hielo está entre -26.7 y $-21.4^\circ C$, mientras que la fusión final de hidrohilita varía entre -17 y $-2^\circ C$. Con la proyección de estos valores en el diagrama ternario del sistema o, lo que es lo mismo, su tratamiento en el programa informático *CalcicBrine* (Naden, 1996), se han obtenido unas

salinidades entre 16 y 24 % peso NaCl y entre 1 y 12 % peso CaCl₂. Al igual que los contenidos en NaCl y CaCl₂, la salinidad global de las inclusiones también varía de unas zonas a otras, y está comprendida entre 24 y 27 % peso eq. NaCl. La relación NaCl / NaCl+CaCl₂ también varía considerablemente entre 0.6 y 0.95, con modas de 0.65, 0.75 y 0.85 para las distintas zonas.

La homogeneización, que se produce siempre en fase líquida, muestra unas temperaturas (T_h) menores que las Lw1, y en un rango entre 70 y 160°C, con dos valores modales en 80 y 120°C en función de la zona.

Inclusiones hipersalinas Lw-h

Se trata de inclusiones hipersalinas caracterizadas por tener tres fases a temperatura ambiente. Pertenecen al mismo sistema que las Lw2, es decir H₂O-NaCl-CaCl₂, y se han descrito en todas las zonas excepto en el filón de La Cabrera. También en estas inclusiones es complicado medir las temperaturas de primera fusión de hielo (T_e). Las temperaturas de fusión final de hielo (T_{fm}) están entre -47.5 y -34°C, con dos valores modales en -46°C en Colmenarejo y Cerceda y de -35°C en Manzanares el Real. Las temperaturas de fusión de sólido (T_{hal}) se sitúan entre 110 y 220°C, con una moda en 150-140°C. Estos valores de fusión definen una salinidad entre 7-18 % peso NaCl y entre 19-27 % peso CaCl₂. La salinidad global, por tanto, varía entre 29-37 % peso eq. NaCl, con modas en 36 y 30 % peso eq. NaCl. Las relaciones NaCl/NaCl+CaCl₂ están entre 0.2-0.5 (moda: 0.3), menores que las de las inclusiones Lw2, es decir, presentan una mayor proporción de CaCl₂.

Las temperaturas de homogeneización varían entre 50-170°C, con dos modas en 120 y 80°C.

LOCALIZACION	COLMENAREJO			CERCEDA		
	Lw1	Lw2	Lw-h	Lw1	Lw2	Lw-h
Tipos de inclusiones						
Componentes	H ₂ O-NaCl	H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	H ₂ O-CaCl ₂ -NaCl	H ₂ O-NaCl	H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	H ₂ O-CaCl ₂ -NaCl
Disposición en filones	Primarias (Pseudosecundarias)	Primarias (Secundarias)	Secundarias	Primarias (Secundarias)	Secundarias	Secundarias
Hábito a T ^a ambiente	Bifásicas	Bifásicas	Trifásicas	Bifásicas	Bifásicas	Trifásicas
% fase vapor	5-30	5-10	5-10	5-25	5-10	<5
T ^a eutéctico (°C)	--	-67 / -57 moda: -63.5	--	--	-60 / -55 moda: -58	--
T ^a f. Hidrohalita (°C)	--	-13.5 / -2 moda: -8	--	--	-17 / -13.5 moda: -16.6	--
T ^a f. Hielo (°C)	-0.4 / 0 moda: -0.2	-26.7 / -24.2 moda: -25	-47.5 / -41 moda: -46.5	-0.6 / 0 moda: -0.4	-25.2 / -24.5 moda: -24.9	-47 / -35 moda: -45.6
T ^a f. Sólido (°C)	--	--	120 / 220 moda: 150	--	--	110 / 180 moda: 140
T ^a h. Fase vapor (°C)	170 / 295 moda: 250 (L)	90 / 160 moda: 120 (L)	60 / 170 moda: 130	140 / 290 moda: 270 (L)	75 / 90 moda: 80 (L)	50 / 120 moda: 80
Salinidad total (% peso eq. NaCl)	0 / 0.7	26.5 / 27.3 moda: 27	36 / 37 moda: 37	0 / 1	26 / 27 moda: 26.2	34.2 / 37 moda: 35.5
Salinidad	--	16 / 19 % peso NaCl 7 / 12 % peso CaCl ₂	10 / 15 % peso NaCl 22 / 27 % peso CaCl ₂	--	16 / 18 % peso NaCl 9 / 11 % peso CaCl ₂	8.5 / 18 % peso NaCl 19 / 26.5 % peso CaCl ₂
NaCl / (NaCl + CaCl ₂)	--	0.60 / 0.70 moda: 0.65	0.25 / 0.35 moda: 0.30	--	0.60 / 0.65 moda: 0.63	0.25 / 0.50 moda: 0.30
Nº inclusiones	126	95	80	233	8	15

Tabla 6.2. Características microtermométricas de los tipos de inclusiones descritos en los filones intragrániticos.

LOCALIZACION	LA CABRERA		MANZANARES EL REAL		
	Lw1	Lw2	Lw1	Lw2	Lw-h
Tipos de inclusiones	Lw1	Lw2	Lw1	Lw2	Lw-h
Componentes	H ₂ O-NaCl	H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	H ₂ O-NaCl	H ₂ O-NaCl-CaCl ₂	H ₂ O-CaCl ₂ -NaCl
Disposición en filones	Primarias (secundarias)	Secundarias	Primarias	Secundarias	Secundarias
Hábito a T ^a ambiente	Bifásicas	Bifásicas	Bifásicas	Bifásicas	Bifásicas
% fase vapor	10-20	5-10	10-20	5-10	5-10
T ^a eutéctico (°C)	--	--	--	-65 / -60 moda: -62	--
T ^a f. Hidrohalita (°C)	--	-18.2 / -4.8 moda: -6.8	--	-16.5 / -5 moda: -12.5	--
T ^a f. Hielo (°C)	-0.5 / 0.1 moda: -0.4	-24.2 / -21.5 moda: -22.8	-0.3 / 0 moda: -0.1	-24.5 / -21.4 moda: -23.5	-36.5 / -34 mode: -35
T ^a f. Sólido (°C)	--	--	--	--	140 / 160 moda: 150
T ^a h. Fase vapor (°C)	140 / 230 moda: 200 (L)	75 / 130 moda: 115 (L)	230 / 300 moda: 270 (L)	70 / 115 moda: 80 (L)	70 / 90 moda: 80
Salinidad total (% peso eq. NaCl)	0 / 0.8	25 / 26 moda: 25.7	0 / 0.5	24 / 26 moda: 25.5	29 / 31 moda: 30
Salinidad	--	18 / 24 % peso NaCl 1 / 8 % peso CaCl ₂	--	17 / 24 % peso NaCl 1 / 9 % peso CaCl ₂	7 / 9 % peso NaCl 21 / 23 % peso CaCl ₂
NaCl / (NaCl + CaCl ₂)	--	0.70 / 0.95 mode: 0.85	--	0.7 / 0.95 moda: 0.75	0.2 / 0.3 mode: 0.25
Nº inclusiones	81	43	225	39	2

Tabla 6.2. (Continuación).

6.3.4. Interpretación de los resultados microtermométricos

Inclusiones acuosas Lw1

La distribución espacial y temporal, y las temperaturas de formación definen a las inclusiones Lw1 como pertenecientes al primer y más antiguo fluido hidrotermal de los que han quedado registrados en los cristales de cuarzo. También este fluido debe estar asociado a los procesos de alteración mineral de mayor temperatura registrados en las rocas donde encajan los filones.

Estas inclusiones presentan una baja salinidad, con un valor modal en torno a 0.7% peso NaCl, aunque en ningún caso se supera el 1% peso NaCl. Las temperaturas de homogeneización están definidas en un rango entre 140-300°C, en el que se puede apreciar como la mayoría de los datos se proyectan entre 250°C y 270°C, lo que ocurre en las zonas de Colmenarejo, Cerceda y Manzanares el Real. En La Cabrera, la moda se sitúa en temperaturas menores, entre 200 y 210°C (Fig. 6.8), y en Cerceda también se aprecia otro máximo relativo de menor importancia en torno a 170°C. Estas temperaturas de homogeneización podrían indicar la presencia de dos pulsos principales de circulación de fluido conforme descende su temperatura, uno entre 240 y 300°C y otro entre 150 y 220°C, que no han quedado reflejados de igual manera en todas las zonas estudiadas. Hay que tener presente que los fluidos no quedan atrapados de la misma manera y en el mismo momento en todos los cristales que se generan durante su circulación.

En ningún caso se han podido reconocer procesos de “necking” en ninguno de los afloramientos estudiados.

Los valores inferiores de temperatura de homogeneización de las inclusiones Lw1 (140-300°C) se solapan ligeramente con los valores más altos de las inclusiones Lw2 (70-160°C). A priori, esto podría indicar una cierta simultaneidad en la circulación de ambos fluidos, y como consecuencia la presencia de posibles fenómenos de mezcla entre ambos. Sin embargo, si se analiza cada zona por separado (Tabla 6.2) se puede observar claramente que no existe solape de temperaturas entre inclusiones Lw1 y Lw2 de un mismo afloramiento. Por lo tanto, parece evidente que se trata de dos fluidos diferentes, que circularon a distinta temperatura y en distinto momento.

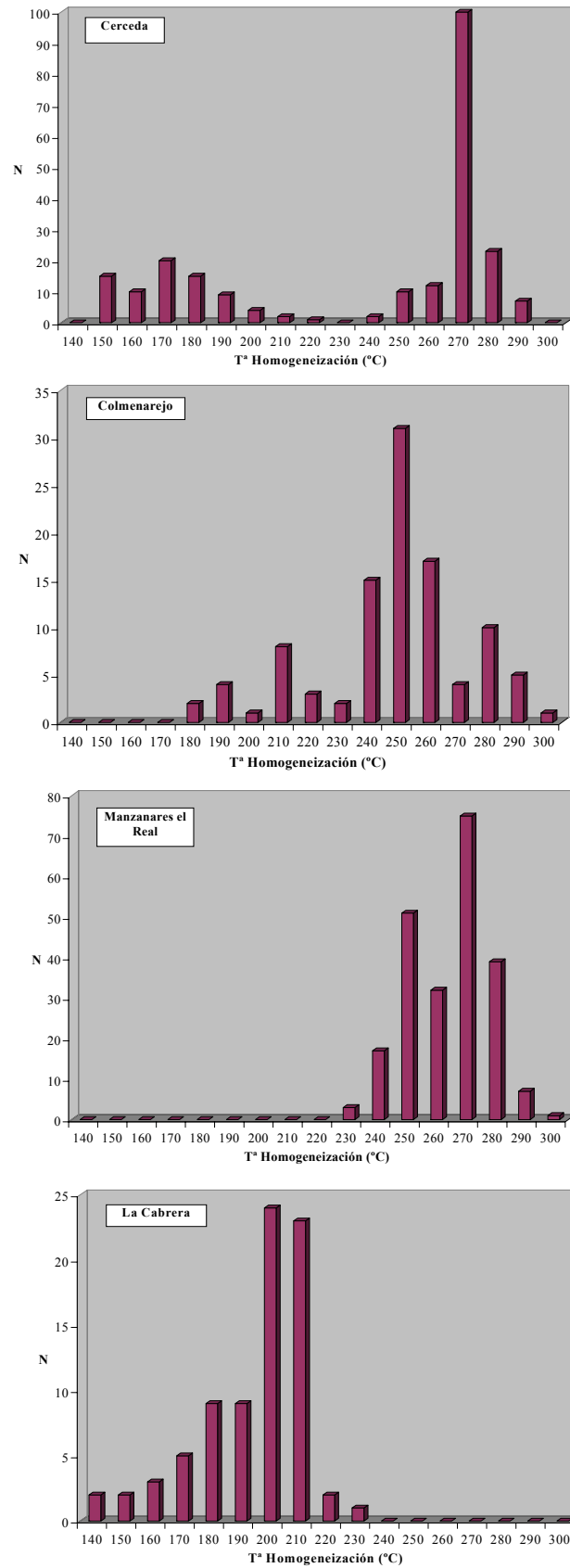


Figura 6.8. Histograma de frecuencias de las temperaturas de homogeneización (T_h) de las inclusiones Lw1.

Inclusiones acuosas Lw2

Estas inclusiones pertenecen al sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$. En este sistema se han descrito numerosos comportamientos metaestables en las transiciones de fase a bajas temperaturas, y las inclusiones estudiadas en este trabajo parecen no constituir una excepción. Así, las temperaturas eutécticas medidas (entre -67 y -55°C) son más bajas que la temperatura eutéctica teórica para este sistema, -52°C según Yanatieva, (1946) y -55°C según Borisenko, (1975), lo que se podría explicar por procesos de recristalización metaestable entre -70 y -50°C (Davis et al., 1990; Spencer et al., 1990; Goldstein & Reynolds, 1994; Zwart & Touret, 1994). Esta disminución metaestable de la temperatura eutéctica también puede no ser un proceso normal del sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, sino que puede deberse a la presencia de otras sales en las inclusiones tales como KCl o, sobre todo LiCl (Zwart & Touret, 1994). En general, la secuencia de procesos observada en las inclusiones Lw2 después de enfriarlas hasta -150°C muestra pautas de comportamiento similares a las descritas por Davis et al., (1990) y Zwart & Touret (1994).

Cuando se congela la inclusión únicamente se observa una repentina disminución del tamaño de la burbuja de gas (Fig. 6.9). Al recuperar la temperatura se observa la rápida solidificación del líquido alrededor de -80°C , donde se forma una masa congelada de color marrón-anaranjado. Cuanto más grande y más Ca tenga una inclusión, más oscura será la tonalidad que adquiera. En torno a -70°C se empiezan a observar cristales individuales de un tamaño mayor y, alrededor de -50°C todos los cristales han crecido hasta un tamaño en el que es posible distinguir un cristal de otro. Es decir, entre -70 y -50°C se produce una recristalización de la masa congelada. También en este rango de temperaturas se produce la fusión eutéctica que, en función del diagrama de estabilidad del sistema, se produciría a partir de una mezcla de cristales congelados de antarcticita ($\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), hielo e hidrohilita ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) (Schiffries, 1990). En el momento en que se genera la primera gota de líquido eutéctico, la antarcticita funde completamente. En la mayoría de los casos, esta temperatura eutéctica está por debajo de -52°C que es el valor teórico, y se considera como metaestable.

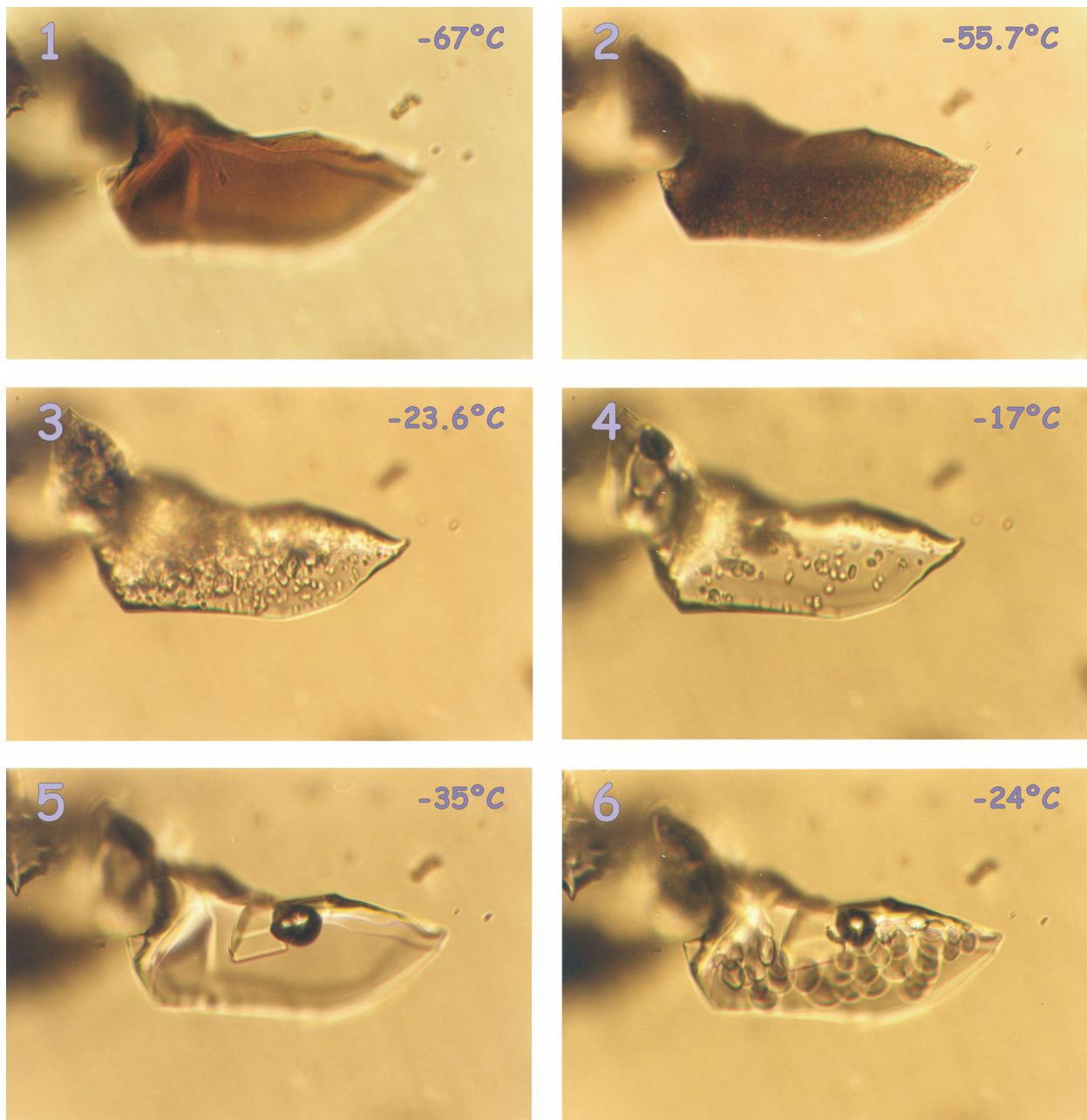
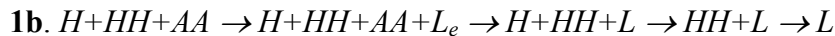


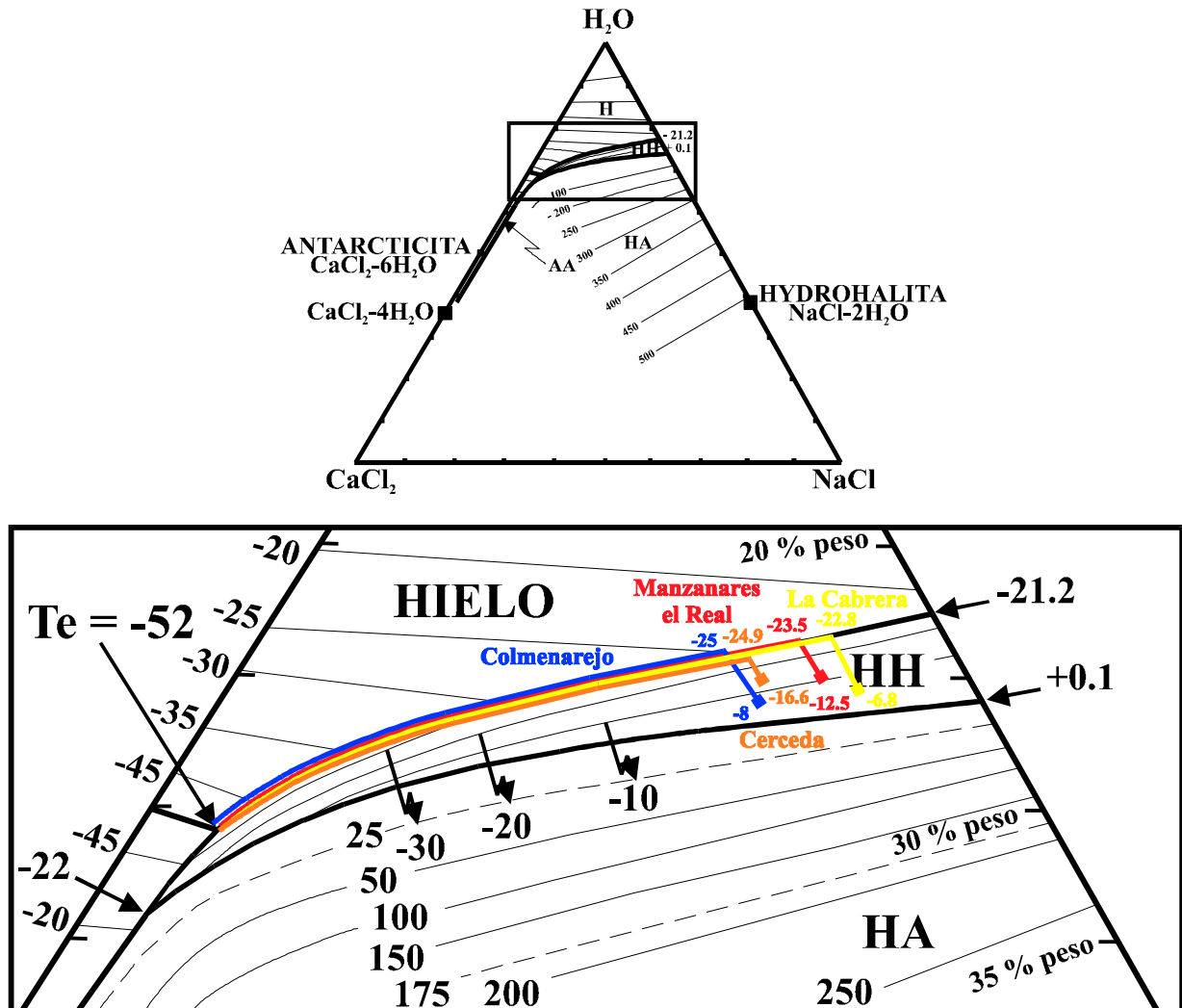
Figura 6.9. Microfotografías de una inclusión de tipo Lw2 durante los procesos de enfriamiento-calentamiento: (1) $T=-67^{\circ}\text{C}$, la inclusión congelada presenta un color marrón característico de la presencia de Ca; (2) $T= -55.7^{\circ}\text{C}$, el color marrón que adquiere la inclusión al recuperar temperatura se hace más anaranjado cuando recrystaliza, y se observan cristales individualizados; (3) $T= -23.6^{\circ}\text{C}$, el punto eutéctico ha pasado, y se observan cristales globulares de mayor tamaño de hielo, y cristales irregulares más pequeños de hidrohalita; (4) $T= -17^{\circ}\text{C}$, sólo se aprecian cristales de hidrohalita porque el hielo ha fundido a -23°C . La hidrohalita funde a -11.6°C ; (5) $T= -35^{\circ}\text{C}$, cuando es difícil distinguir el hielo de la hidrohalita, el último cristal (en este caso hidrohalita) es enfriado rápidamente, y crece hasta que se agota el NaCl en solución; (6) $T= -24^{\circ}\text{C}$, en el posterior calentamiento de este ciclo se observan cristales globulares de hielo y el monocristal de hidrohalita. La inclusión mide $150\mu\text{m}$.

A partir de este punto, los cristales formados funden hasta que desaparece completamente una de las dos fases restantes (Fig. 6.10). En las inclusiones Lw2 estudiadas la fase que primera funde es el hielo, cuyos cristales tienen los mayores tamaños, morfologías globulosas, poco relieve y son incoloros. Aunque para el cálculo de la salinidad de la inclusión también es necesaria la fusión de hidrohalita, la temperatura de fusión de hielo está directamente relacionada con la cantidad de CaCl_2 de la inclusión, como se puede apreciar en el diagrama de fase. Así, las inclusiones con menores temperaturas de fusión de hielo presentan mayores cantidades de CaCl_2 (Fig. 6.10). La temperatura de fusión del hielo junto con la de la hidrohalita es la que definirá la composición de la inclusión.

A partir del punto eutéctico se pueden seguir distintas secuencias de fusión en equilibrio (Schiffries, 1990). Las inclusiones Lw2 siguen la secuencia denominada 1b, donde la antarcticita (AA) funde en el momento que se forma líquido eutéctico (L_e). A partir de aquí, primero funde el hielo (H) y finalmente la hidrohalita (HH).



Todos los procesos y secuencias de fusión descritas por los autores anteriores están basadas en los análisis de las inclusiones en estado líquido, o las transiciones sólido-líquido, pero no en el análisis de los sólidos generados en el enfriamiento. Un estudio mediante espectroscopía Raman de las fases sólidas que se forman cuando se congelan inclusiones del sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (Samson & Walker, 2000) refleja varias conclusiones. Los espectros llevados a cabo después del enfriamiento inicial indican en todos los casos la formación de hielo, pero nunca de hidratos de sal, lo que parece señalar la formación de una asociación de sólidos en desequilibrio en el enfriamiento. La formación de hielo vendría marcada por la disminución de la burbuja de vapor como única evidencia visible. Consecuentemente, el calentamiento posterior induce un cambio de fase, normalmente entre -70 y -50°C , que representa la cristalización de hidrohalita y antarcticita y no un proceso de recristalización metaestable como señalaban los trabajos anteriores.



	% peso NaCl	% peso CaCl ₂
Colmenarejo	17.4	9.6
Cerceda	16.4	9.7
La Cabrera	21.25	4.3
Manzanares	19.2	6.3

Figura 6.10. Diagrama ternario del sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ con las secuencias de fusión de las inclusiones Lw2 de las 4 zonas estudiadas.

Este proceso se produciría bien a partir de un líquido hipersalino intersticial entre los cristales de hielo, o bien a partir de un vidrio acuoso salino. El H₂O a bajas temperaturas puede existir como sólidos amorfos (vidrios) de alta y de baja densidad, que se transforman a hielo cristalino con el incremento de la temperatura (Handa et al., 1986). Por tanto, la formación de los hidratos de sal se produciría a partir de un líquido hipersalino residual, de carácter intersticial (Samson & Walker, op.cit).

La no formación de hidratos de sal en el enfriamiento tampoco estaría de acuerdo con la secuencia 1b de Schiffries (1990), que presupone la formación de hidrohalita y antarcticita en el enfriamiento además de hielo.

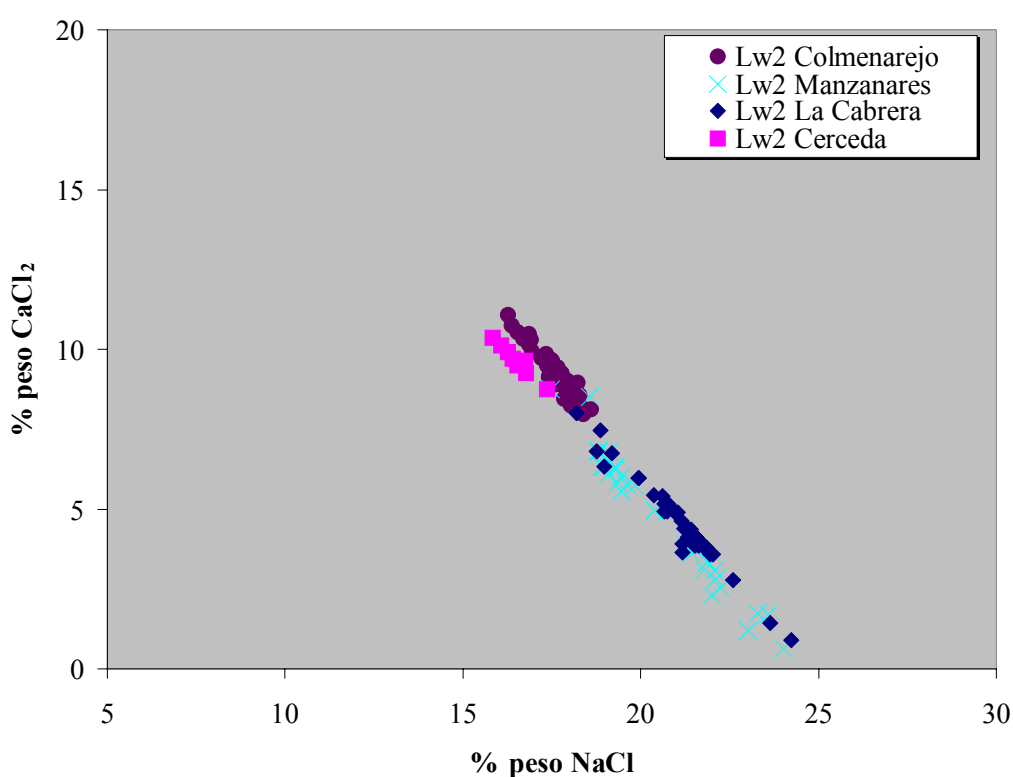
Así, se trataría de procesos de “cristalización” los que hasta ahora habían sido descritos como de “recristalización metaestable” entre -70 y -50°C . La presencia de metaestabilidad no queda descartada, pero solo ocasionalmente y, en ningún caso sería un fenómeno frecuente. Los procesos de fusión sucederían entonces en torno a -49°C , en valores cercanos al eutéctico teórico (-52°C), con lo que la secuencia de fusión se produciría en equilibrio. A menos que se pueda justificar la presencia de otras sales, se hace necesario revisar la composición de inclusiones H₂O-NaCl-CaCl₂ de numerosos trabajos anteriores.

Como se expone en el apartado 6.3.5, se ha detectado mediante LA-OES la presencia de LiCl en las inclusiones Lw2 y Lw-h de este trabajo, lo que puede justificar las bajas temperaturas eutécticas, sin recurrir a los fenómenos de metaestabilidad.

Por lo que se refiere a las proporciones de NaCl frente a las de CaCl₂ (Fig. 6.11) se puede apreciar en todos los filones estudiados que las inclusiones Lw2 muestran un estrecho rango composicional, con valores cercanos a 26% peso de salinidad total, aunque se pueden delimitar los dominios de cada zona representada. Las inclusiones de Cerceda y Colmenarejo, con valores similares, presentan más NaCl y menos CaCl₂ que las inclusiones de Manzanares y La Cabrera. Estas muestran composiciones ligeramente más variables aunque también similares entre sí, pero con porcentajes de NaCl y CaCl₂

invertidos con respecto a Cerceda y Colmenarejo (Fig. 6.12). Las relaciones $\text{NaCl} / \text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ son menores en Cerceda y Colmenarejo respecto a Manzanares el Real y La Cabrera. En general, se puede decir que la variación composicional de una zona a otra no es importante, aunque sí es visible. El Na varía poco de unos afloramientos a otros, sin embargo el Ca es el elemento que define la variación composicional que se puede apreciar en la Fig. 6.10.

Figura 6.11. Gráfico $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ con la proyección de las inclusiones Lw2.



Como ya se ha reseñado en el epígrafe anterior, el hielo funde a menor temperatura que la hidrohalita. Debido a la localización y el reducido tamaño del campo de estabilidad de la hidrohalita, las inclusiones en las que ésta es la última fase en fundir no presentan una variación significativa en Na, tal y como ocurre en el fluido Lw2. En la Tabla 6.2 se puede apreciar que la variación total de Na en las cuatro zonas es de $\cong 14^\circ\text{C}$, lo que supone una variación del 8% peso NaCl. El contenido en Ca depende de la fusión de hielo que presenta

un rango de variación de $\cong 5^\circ\text{C}$, lo que sin embargo supone un rango composicional de 12% peso CaCl_2 , mayor que en el caso del Na. Estos datos señalan que la fusión de hielo es el valor que determina la composición global de las inclusiones del sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$.

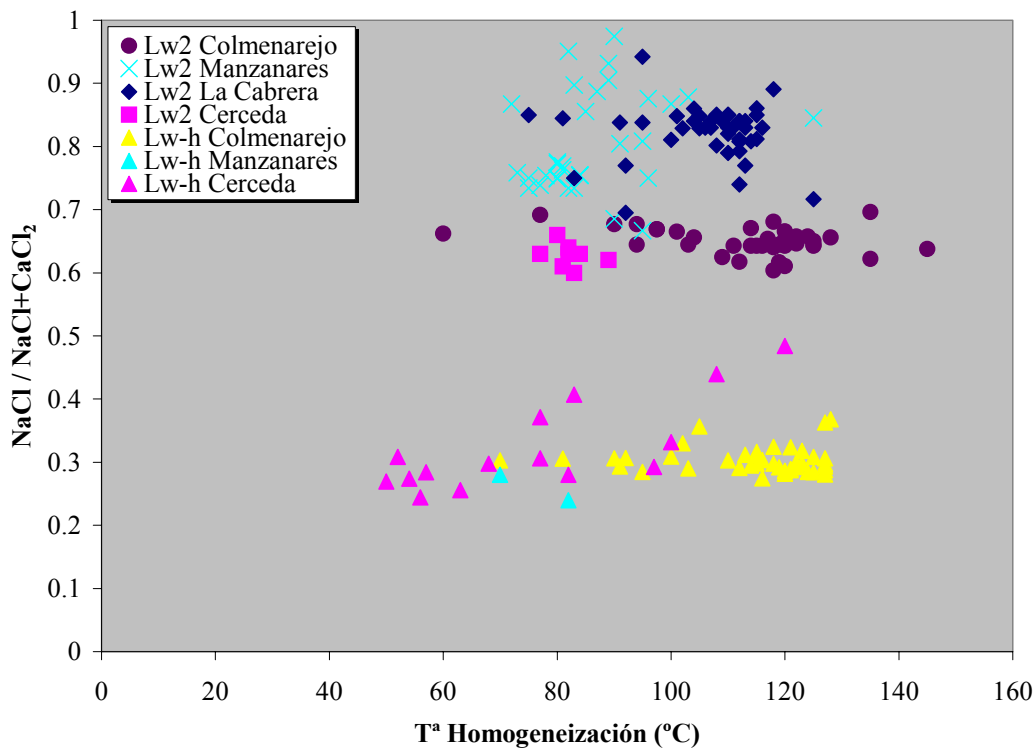


Figura 6.12. T_h frente a $\text{NaCl}/\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ de las inclusiones Lw2.

La homogeneización de las inclusiones Lw2 se produce siempre en líquido (L) debido a que el porcentaje de relleno de la fase vapor en ningún caso supera el 10%. Las temperaturas de homogeneización (T_h) de estas inclusiones se presentan en un rango relativamente estrecho (Tabla 6.2). En los histogramas de frecuencia se puede observar la presencia de dos modas en 90 y 120°C (Fig. 6.13). Las inclusiones de Cerceda y Manzanares el Real tienen un valor modal de 80°C mientras que las de La Cabrera y

Colmenarejo muestran una moda próxima a 120°C. Estas temperaturas son relativamente bajas y menores que las de las inclusiones Lw1 (modas en 260 y 210°C).

Inclusiones hipersalinas Lw-h

Se trata de inclusiones hipersalinas (con un sólido hijo de NaCl) que también pertenecen al sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ aunque no se han podido observar claramente las temperaturas eutécticas. Se han localizado principalmente en las zonas de Colmenarejo y Cerceda, aunque se han medido dos inclusiones en Manzanares el Real. En la zona de La Cabrera no se han encontrado. Cuando son enfriadas estas inclusiones muestran una rápida congelación de la fase líquida, que comienza en un punto de la inclusión y avanza como un frente de congelación hasta que congela toda la inclusión, y le confiere un aspecto dendrítico de color marrón. Este proceso dura unos segundos y se produce alrededor de –80°C cuando se recupera la temperatura después de haber enfriado la inclusión hasta aproximadamente –150°C. En ocasiones no se observa esta congelación, lo que parece estar relacionado con que no se enfríe la inclusión hasta –150°C, sino se quede en mayores temperaturas. En este caso, no congela la inclusión.

Las inclusiones Lw-h seguirían la trayectoria 1c de las descritas por Schiffries (1990).



En el capítulo 2 se ha señalado que la halita no es estable por debajo de 0.1°C, dónde se debería transformar en hidrohalita como se define en la secuencia 1c. Los sólidos de halita no se transforman en hidrohalita por debajo de esta temperatura, únicamente se redondean los vértices y se redondean las aristas, lo que se ha descrito en otros trabajos (Vanko et al., 1988; Zwart & Touret, 1994). La conversión de halita en hidrohalita en este tipo de secuencia solo ha sido descrito en inclusiones donde el cubo de halita funde antes que la desaparición de la burbuja de gas, es decir, $T_{hal} < T_h$ (Zwart & Touret, 1994).

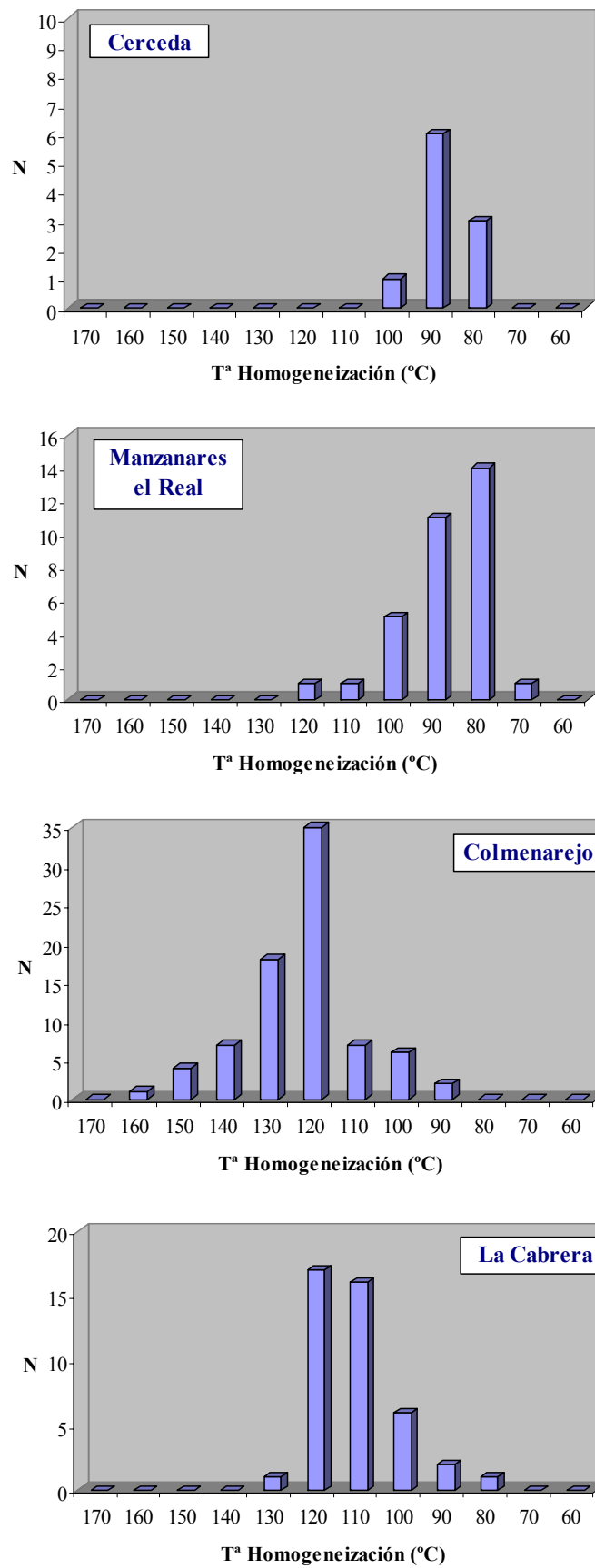
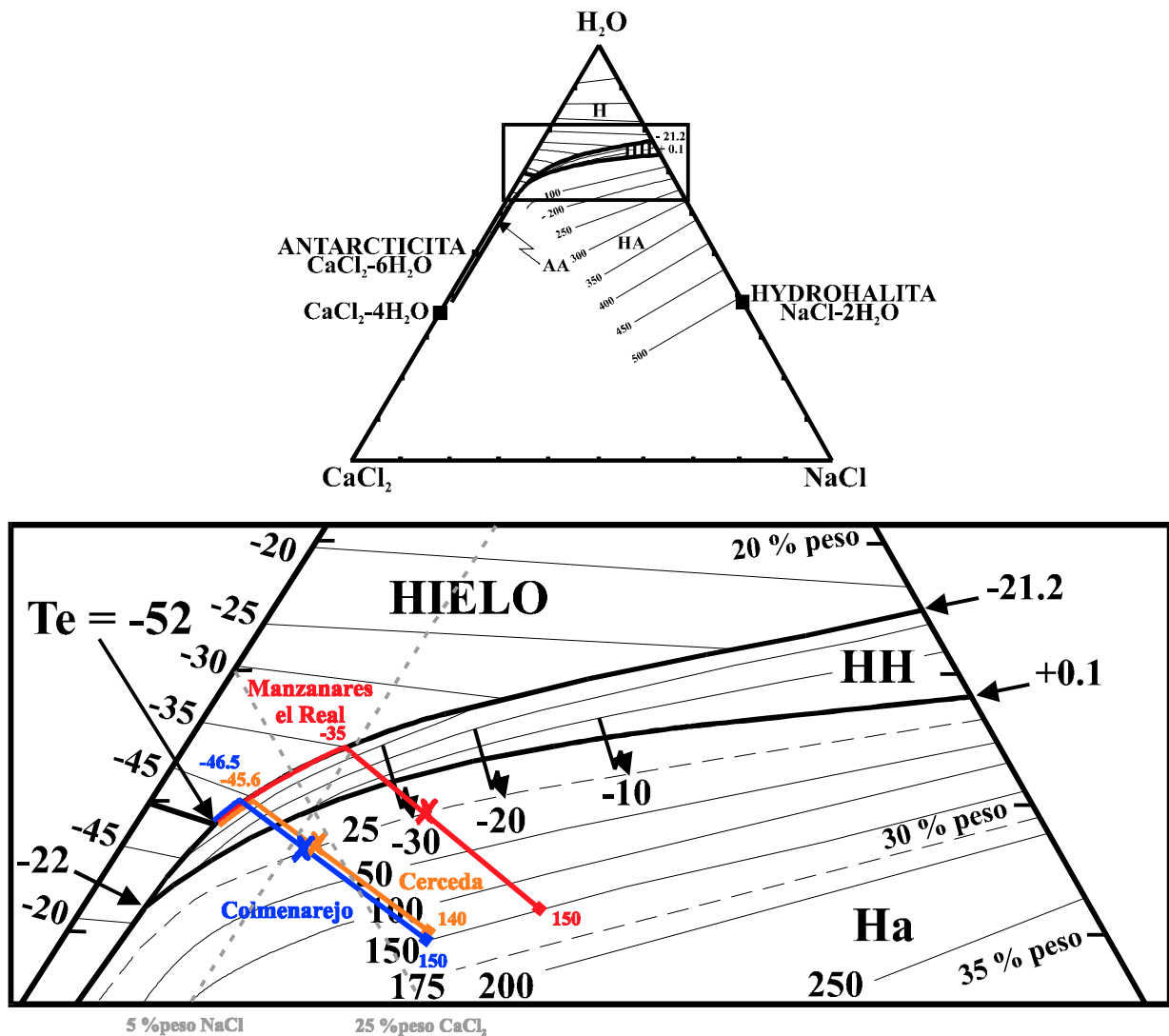


Figura 6.13. Histograma de frecuencias de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones Lw2.

Samson & Walker (2000) han demostrado que durante el enfriamiento no se generan hidratos de sal sino únicamente hielo. Este hecho también ocurre en inclusiones hipersalinas, donde lo que normalmente se observa es la formación y la fusión de una única fase, que sería el hielo. Además, si se proyecta la trayectoria de fusión en el diagrama de fases, se observa que el líquido de la inclusión a temperatura ambiente (25°C) tiene un 5% peso NaCl (excepto Manzanares el Real), mientras que cuando funde la halita (140°C) la inclusión presenta un contenido global aproximado de 11% peso NaCl (Fig. 6.14). La baja proporción en NaCl de las inclusiones a temperatura ambiente es otro de los condicionantes para que no se forme hidrohálita durante el enfriamiento, sino que el líquido congele únicamente en forma de hielo.

La salinidad de estas inclusiones se calcula a partir de las temperaturas de fusión del hielo y de la halita sin necesidad de la fusión de hidrohálita, cuya fusión no se ha observado en otros trabajos (Williams-Jones & Samson, 1990) o porque no se produce (Samson & Walker, 2000).

La Fig. 6.15 muestra la mayor salinidad global de las zonas de Colmenarejo y Cerceda con respecto a la zona de Manzanares el Real. También se observa una pendiente bien definida de la relación Na/Ca, de forma que las inclusiones con más Ca son las que presentan menos Na. Cuando se proyectan los contenidos en Na y Ca frente a las temperaturas de homogeneización (Fig. 6.16a,b) también se puede apreciar que las inclusiones de menor temperatura presentan menos Na y más Ca que las de más temperatura. Esta evolución es visible en la zona de Cerceda pero no está claramente definida ni en Colmenarejo ni en Manzanares.



	% peso NaCl	% peso CaCl ₂
Colmenarejo	11.3	25.5
Cerceda	10.6	25.6
Manzanares	15	20.3

Figura 6.14. Diagrama ternario del sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ con las secuencias de fusión de las inclusiones Lw-h de las zonas donde aparecen. También se ha representado la composición de éstas inclusiones a temperatura ambiente (25°C).

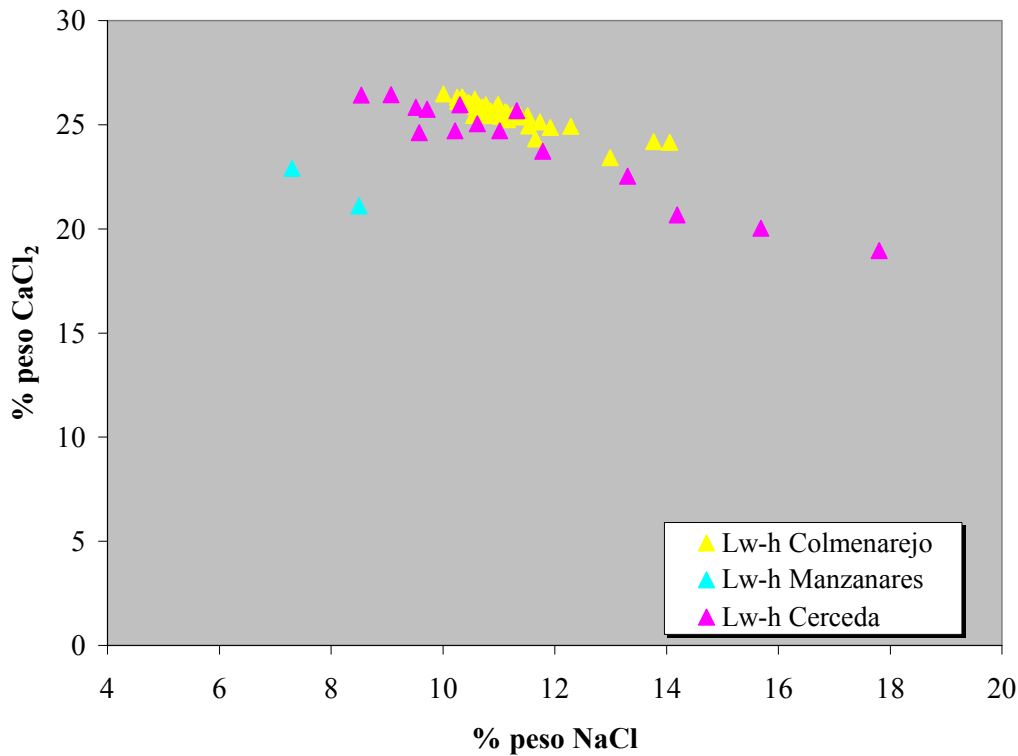


Figura 6.15. NaCl frente a CaCl₂ de las inclusiones Lw-h.

En todos los casos, la homogeneización de la fase vapor se produce en presencia de halita, es decir, a menor temperatura que la fusión de ésta (Fig. 6.17). Las temperaturas de fusión de halita (T_{hal}) y las de homogeneización (T_{h}) se han representado en la Fig. 6.18. Se aprecia que las dos zonas representadas presentan valores distintos en ambas temperaturas. Al igual que ocurría con las temperaturas de las inclusiones Lw2, Colmenarejo presenta mayores temperaturas de homogeneización que la zona de Cerceda.

Si en este punto se realiza una recapitulación de los datos texturales y microtermométricos, parece claro que las inclusiones Lw2 y Lw-h podrían ser consideradas como un mismo fluido, dado que ambas pertenecen al mismo sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ y presentan las mismas temperaturas de homogeneización para cada zona.

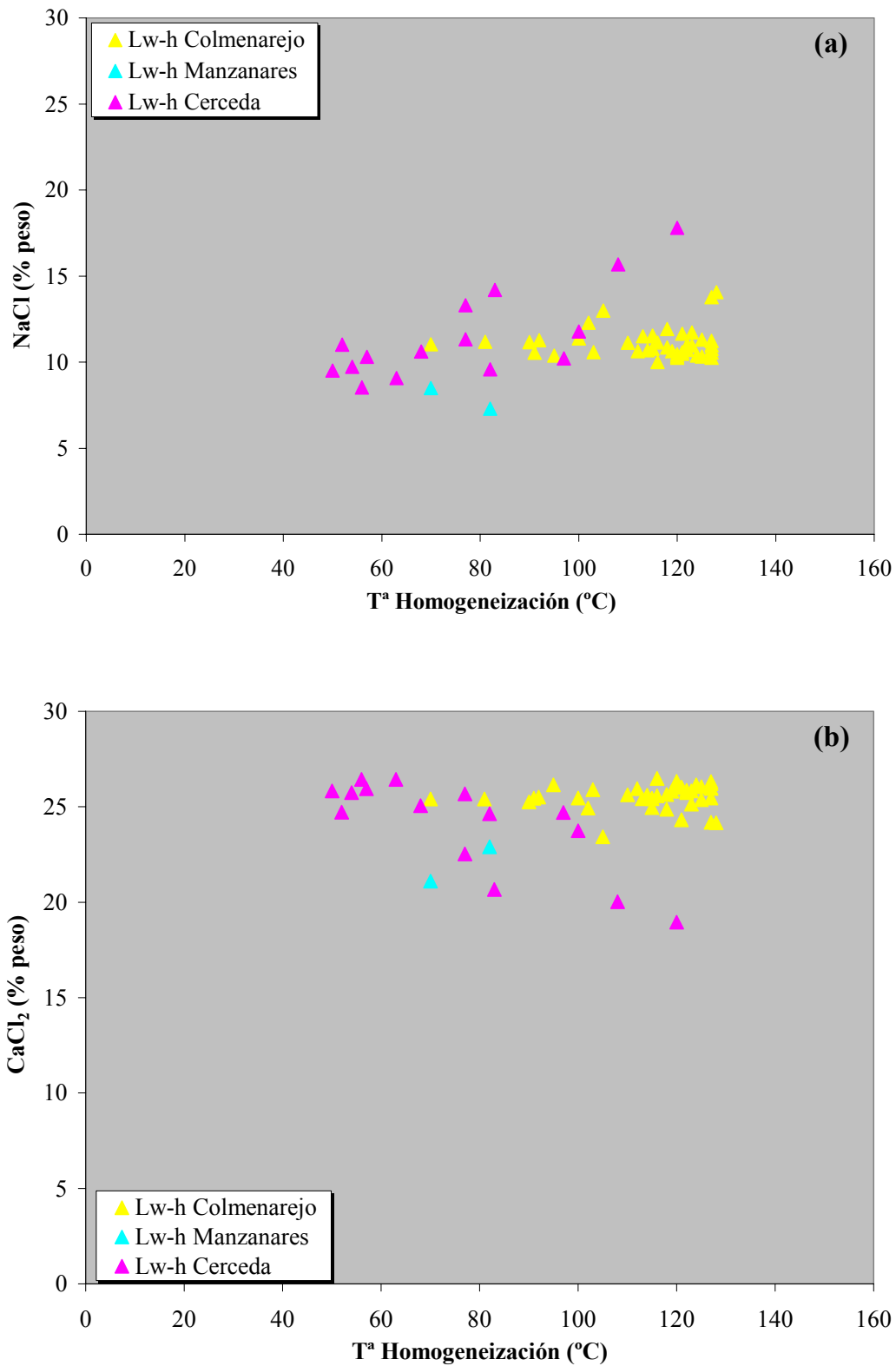


Figura 6.16. Temperatura de homogeneización (T_h) frente a NaCl (a) y CaCl₂ (b) en las inclusiones Lw-h.

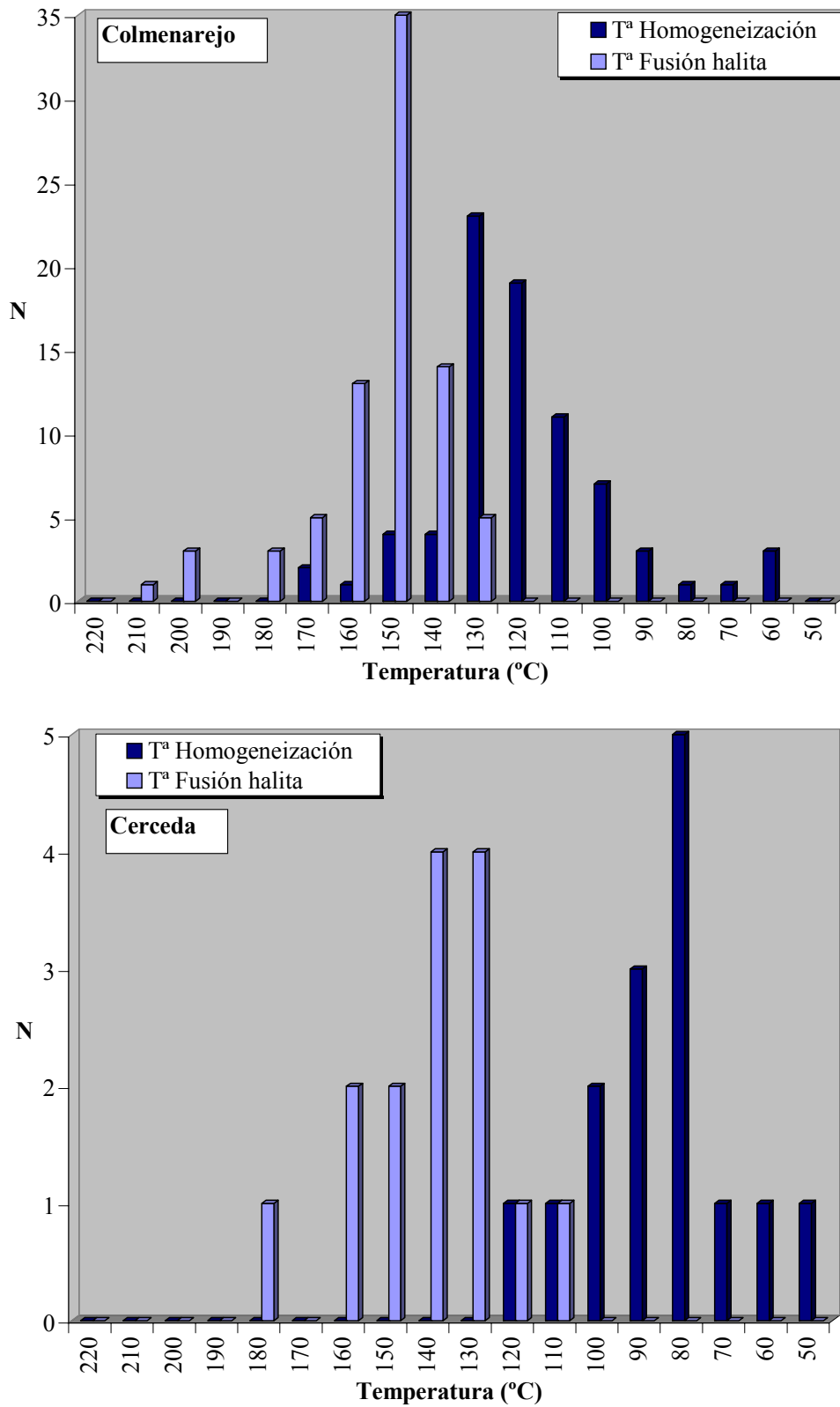


Figura 6.17. Histogramas de frecuencia de las temperaturas de homogeneización y de fusión de halita de Colmenarejo (a) y de Cerceda (b).

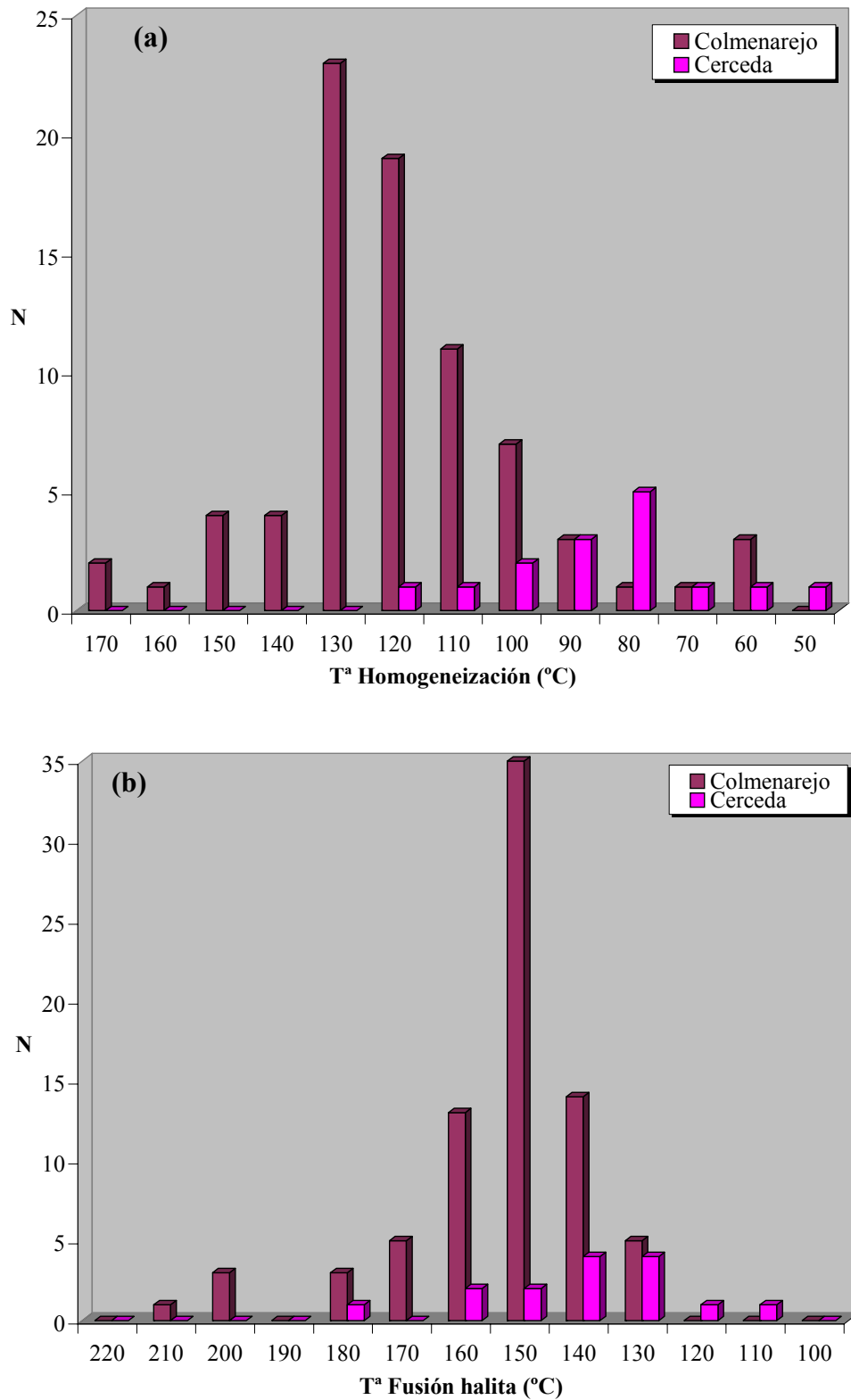


Figura 6.18. Histogramas de frecuencia donde se comparan las temperaturas de homogeneización (a) y de fusión de halita (b).

Se han representado las relaciones Na/Ca de ambos tipos de inclusiones junto con el campo de estabilidad de la hidrohalita (Fig. 6.19). Los dos tipos muestran áreas de composición perfectamente delimitadas. Todas las inclusiones Lw2 se proyectan dentro del campo de estabilidad de la hidrohalita porque ésta es la última fase en fundir, y donde definen una estrecha banda composicional en la que se mantiene la salinidad global. Las inclusiones con más Ca tienen menos Na y viceversa, manteniendo así la salinidad. En el gráfico T_h -Salinidad (Fig. 6.20) también se puede delimitar claramente la composición de estas inclusiones y se comprueba que mantienen \pm constante la salinidad global. No parece existir ninguna pauta de evolución definida entre la temperatura y la salinidad, al menos dentro de cada zona. Quizás se pudiera definir una ligera pendiente de los datos de inclusiones Lw2 en sentido descendente hacia valores de menor temperatura y menor salinidad, aunque esta variación sería suave y nunca sobrepasaría el 2% peso eqNaCl.

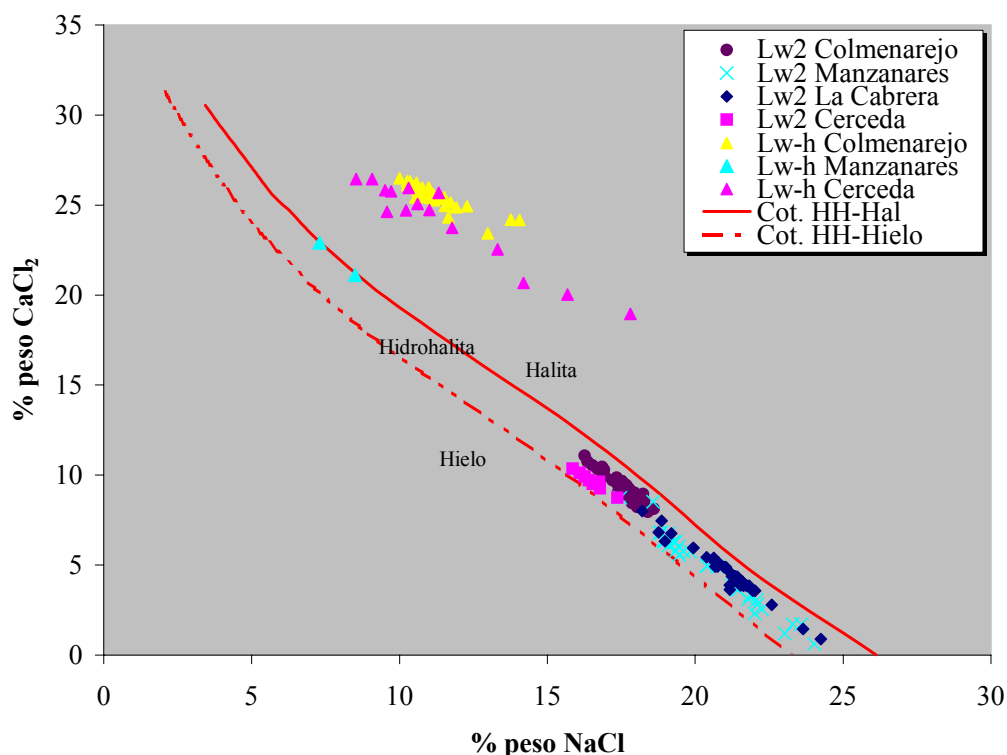


Figura 6.19. Relaciones NaCl / CaCl₂ de las inclusiones Lw2 y Lw-h. Se ha proyectado el campo de estabilidad de la hidrohalita.

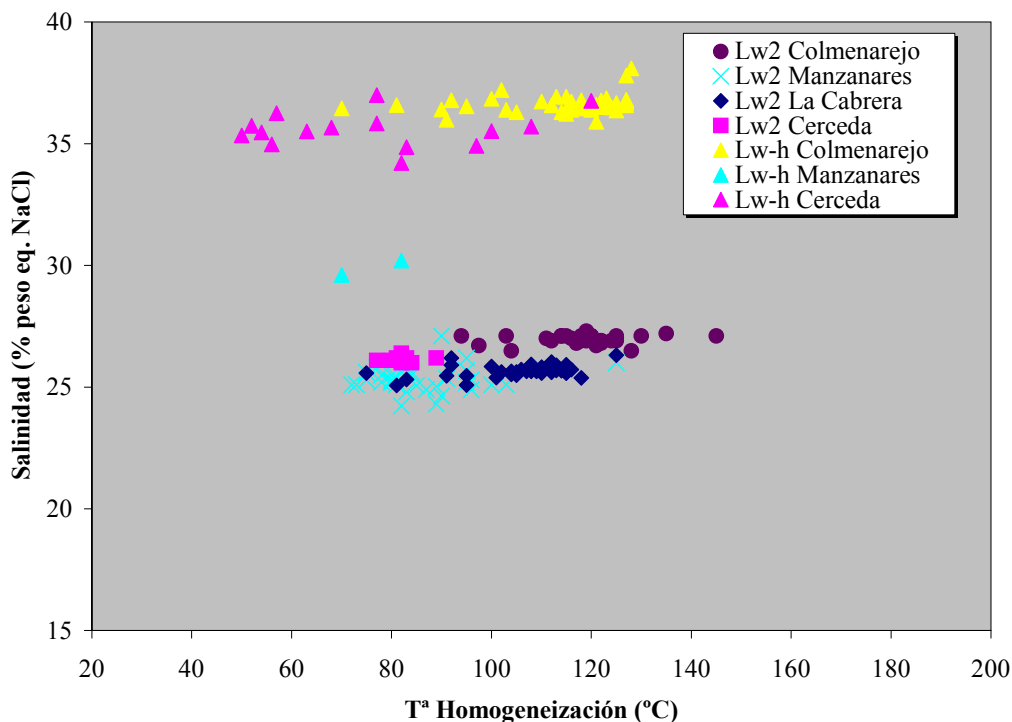


Figura 6.20. Temperatura de homogeneización (T_h) frente a salinidad total de las inclusiones Lw2 y Lw-h.

Las inclusiones Lw-h de Manzanares el Real muestran una composición que se proyecta en el límite de esta zona, mientras que el resto de inclusiones Lw-h (Colmenarejo y Cerceda) lo hacen claramente en el rango composicional de las inclusiones hipersalinas. Este tipo presenta una pauta de variación ligeramente más definida que las Lw2, aunque en el mismo sentido (\downarrow temperatura $\rightarrow \downarrow$ salinidad). Se observa en todas las zonas, aunque en Manzanares el Real habría que disponer de más datos para corroborarlo.

Las características texturales y microtermométricas parecen señalar la presencia de dos pulsos principales de circulación del mismo fluido $H_2O-NaCl-CaCl_2$ que no debieron estar muy separados en el tiempo. Cada uno está representado por un tipo de inclusiones (Lw2 y Lw-h), y presentan relaciones $NaCl/CaCl_2$ y salinidades diferentes (Fig. 6.21). Las inclusiones Lw-h muestran mayor salinidad total pero una relación $NaCl/CaCl_2$ menor que las Lw2, provocada fundamentalmente por el aumento en la proporción de $CaCl_2$. Aunque la salinidad total de las inclusiones Lw-h de Manzanares es intermedia entre un tipo y otro,

la relación Na/Ca pertenece a las inclusiones Lw-h. Únicamente presenta un contenido menor en NaCl en el límite de la sobresaturación en halita.

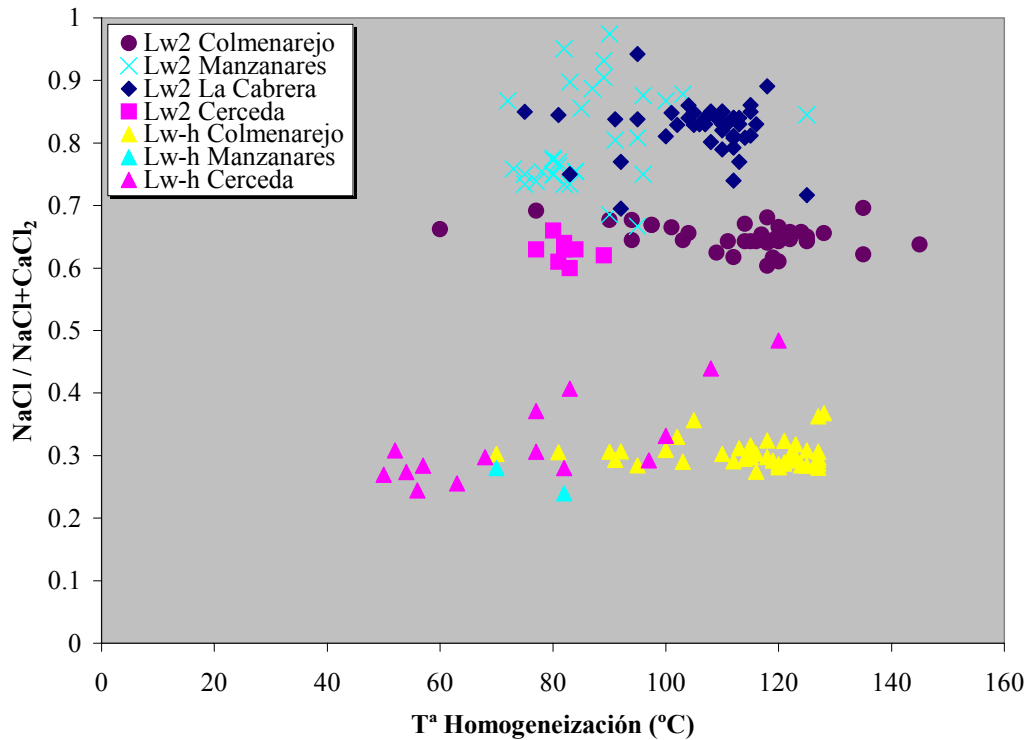


Figura 6.21. Temperatura de homogeneización (T_h) frente a la relación $\text{NaCl}/\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ de las inclusiones Lw2 y Lw-h.

En resumen, quedan definidos entonces dos fluidos distintos: (i) un primer fluido $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ de moderada temperatura y baja salinidad y, (ii) un segundo fluido $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ de baja temperatura y alta salinidad.

6.3.5. Resultados de LA-OES

A partir de los análisis realizados con Espectroscopía de Emisión Óptica mediante Ablación Láser (LA-OES) se han obtenido las relaciones Na/Ca y Na/Li de las inclusiones Lw2 y Lw-h, y se ha detectado la presencia de Mg en cantidades traza. También se ha detectado la presencia de Na y principalmente Li en el cuarzo (Tabla 6.3), lo que ha impedido una correcta cuantificación de los datos obtenidos. Cada disparo de láser ablate líquido y esquirlas del cuarzo matriz, y en este caso no es posible delimitar que cantidad de Na o Li pertenece al fluido y que cantidad a la matriz.

En las inclusiones Lw1 se ha obtenido la cantidad de Na y se ha detectado la presencia de Ca y Li, aunque todos presentan cantidades excesivamente bajas para el cálculo de las relaciones Na/Ca y Na/Li.

Las relaciones obtenidas (Tabla 6.3) son menores en las inclusiones Lw-h con respecto a las Lw2. Estos datos indicarían un aumento en el contenido en Ca de las inclusiones Lw-h con respecto a las inclusiones Lw2. A partir de los datos microtermométricos se puede comprobar que la proporción de Na apenas disminuye de un tipo de inclusiones a otro, por tanto sería el aumento en Ca el que controlaría la relación entre ambos, es decir, el aumento de la salinidad global desde las inclusiones Lw2 a las Lw-h (Fig. 6.22). Las relaciones Na/Li también aumentan, por tanto el Li también controlaría el aumento de esta relación.

Aunque estas relaciones confirman la presencia de Ca y Li en cantidades significativas, cationes que ya habían sido puestos de relieve por estudios anteriores (Martín Crespo et al., 1998) y, principalmente, por el presente trabajo, la presencia de un sólido hijo de NaCl en las inclusiones Lw-h falsea estas relaciones. La proporción principal de NaCl en las inclusiones Lw-h está concentrada en el sólido hijo, y puesto que en el análisis con ablación láser no se ablate el sólido, las relaciones Na/Ca y Na/Li disminuyen de manera importante, lo cual indica la menor cantidad de Na en cada disparo y, por consiguiente, la mayor cantidad del otro catión. Los estudios microtermométricos han confirmado la mayor cantidad de Ca en las inclusiones Lw-h con respecto a las Lw2, pero no la de Li, que podría ser mayor o mantenerse constante.

	Inclusiones Fluidas		Cuarzo
	Lw2	Lw-h	
Na / Ca	1.9-19	0.1-1.8	
Na / Li	6-13	1-3	
Li (ppm)			25 / 250

Tabla 6.3. Resultados de los análisis realizados con LA-OES de las inclusiones y del cuarzo.

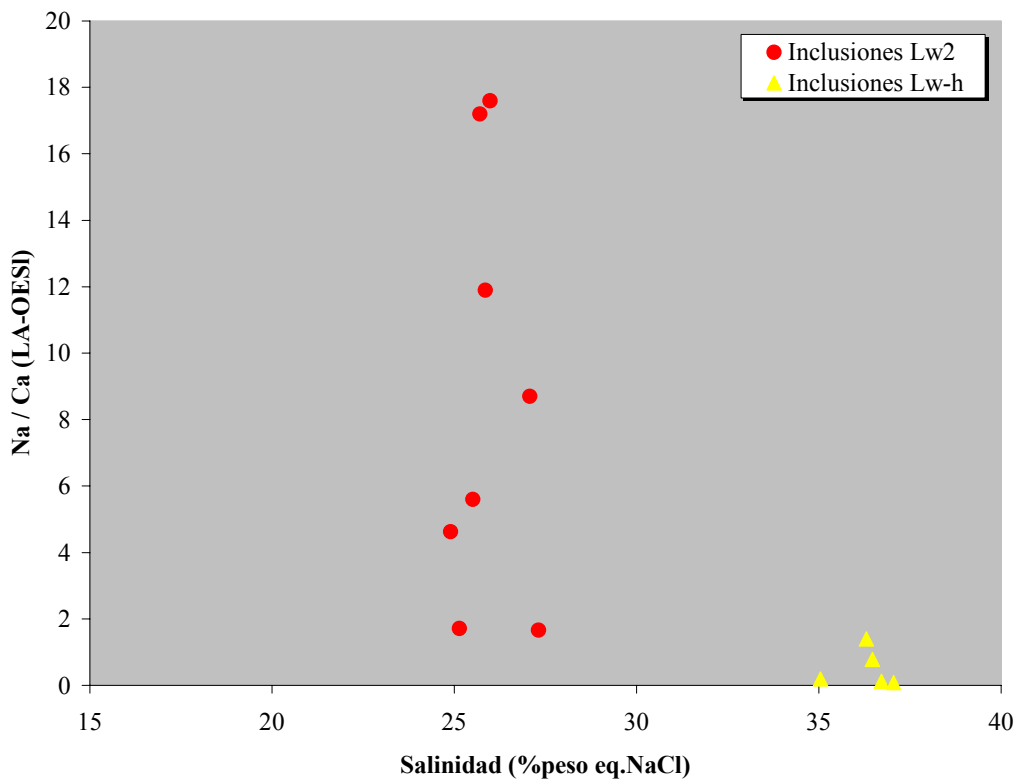


Figura 6.22. Salinidad total frente a la relación Na/Ca obtenida mediante LA-OES.

También en el cuarzo se ha detectado Na en cantidades que están en el límite de detección del aparato, y Li en cantidades entre 25 y 250 ppm. Los estudios realizados sobre cuarzo natural y sintético demuestran que el Al^{3+} es el elemento que más comúnmente sustituye al Si^{4+} de los tetraedros. Esta sustitución genera un déficit de carga que se compensa con la entrada de cationes monovalentes como Li^+ o Na^+ , que entran en los canales que se desarrollan paralelos al eje c (Ramseyer et al., 1988; Ramseyer & Mullis, 1990; Watt et al., 1997). En ocasiones, es posible incluso establecer una correlación directa entre Al y Li, de manera que en las zonas donde aumenta el contenido del primero lo hace el del segundo (Perny et al., 1992; Demars et al., 1996).

Stenina et al., (1988) señaló que los cationes trivalentes M^{3+} que sustituyen al Si^{4+} en los tetraedros están relacionados con los iones Mn^+ , que compensan la carga, en forma de complejos acuosos (Fig. 6.23). La mayor parte del agua y de los iones Al, Li y Na de cuarzos hidrotermales se incorporan en éstos complejos acuosos (Müller et al., 2000). Goguel, (1983) estableció la presencia de entre 100-1000 ppm de Li en cuarzos hidrotermales. Las estructuras resultantes de esta sustitución son primarias y se generan durante la cristalización del mineral.

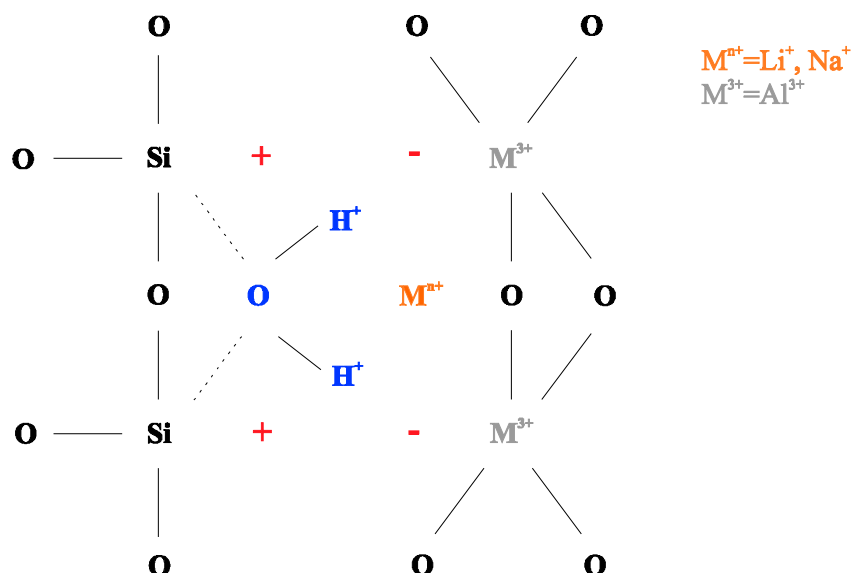


Figura 6.23. Esquema de la localización de los complejos acuosos en la estructura del cuarzo (Müller et al., 2000).

6.3.6. Resultados de análisis de iones en muestra total

Los análisis de iones en muestra total se realizaron sobre las zonas de los cristales de cuarzo donde se observaron poblaciones principalmente de inclusiones Lw2, de composición $H_2O-NaCl-CaCl_2$ (Tabla 6.4). El carácter secundario de las inclusiones Lw-h puede haber provocado la presencia de algunas de estas inclusiones en las muestras analizadas. Las relaciones Na/Br y Cl/Br obtenidas presentan valores de Cl y Na ligeramente superiores a los del agua del mar, que se proyectan en el campo de disolución de halita (Fig. 6.24), lo que provocaría un aumento en Na más importante del que se observa (Kesler et al., 1996). La presencia de inclusiones Lw-h en las muestras seleccionadas podría provocar un empobrecimiento en Cl y Na del fluido analizado, puesto que estos iones permanecerían en forma de sólido hijo de NaCl y no serían analizados. Esta disminución provocaría que las relaciones Na(Br y Cl/Br obtenidas fueran menores, y se desplazaran hacia valores similares al agua de mar.

Muestra	Cl (mol)	Na (mol)	Br (mol)	Cl/Br (molar)	Na/Br (molar)
BQTG-27	4.92	3.56	0.007	703.34	508.68
QTG-15	1.26	1.39	0.002	723.44	794.04
QTG-27	10.84	15.17	0.014	753.49	1054.25
BQTG-15	11.15	15.08	0.011	1001.43	1354.43
Agua del mar	565	485	0.87	655	562

Tabla 6.4. Resultados de los análisis de iones. Los valores del agua del mar son los que aparecen en Horita et al., (1991).

Aún en este caso, las relaciones Na/Br no se mantienen constantes sino que se desplazan hacia la derecha de la línea 1:1, posiblemente por contaminación física de las soluciones con minerales atrapados en las inclusiones, o con minerales en forma de inclusiones sólidas. Los procesos de contaminación por minerales atrapados en las inclusiones es un problema inherente al proceso de extracción de los fluidos y por tanto, a la técnica.

Por tanto, la proyección de estos datos en un diagrama Cl/Br-Na/Br señalan los procesos de disolución de halita como el origen principal para los solutos.

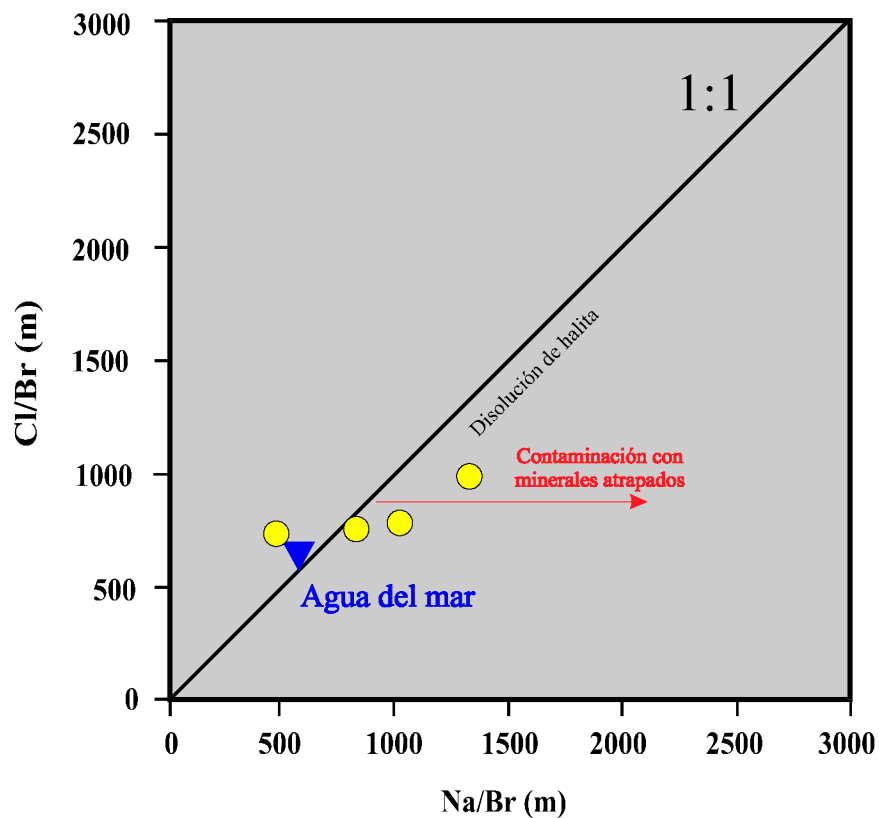


Figura 6.24. Proyección de las relaciones Cl/Br y Na/Br de las muestras de cuarzo y del agua del mar a partir de los datos que aparecen en la Tabla 6.4

El Br y el Cl son elementos extremadamente conservativos que mantienen su relación invariable en las soluciones y que no se ven afectados por procesos posteriores como la reequilibración (Banks et al., 1991). Las relaciones entre ambos elementos (Fig. 6.25) ponen de relieve que tres de las muestras se proyectan en composiciones de fluido similares a las de halita, y alejadas de las condiciones de evaporación. Si se asume un empobrecimiento en Cl provocado por la presencia de inclusiones Lw-h en las muestras analizadas, los valores de Log Cl serían aún mayores y con una signatura evaporítica más marcada. Únicamente una de las muestras se proyecta en composiciones de evaporación de agua de mar, posiblemente debido a que los procesos de contaminación referidos anteriormente provocan un empobrecimiento en Cl pero fundamentalmente en Br. Por lo tanto, este gráfico confirma los procesos que involucran evaporitas como el origen de las sales disueltas en los fluidos, y descarta la participación de agua de mar, al menos de manera relevante.

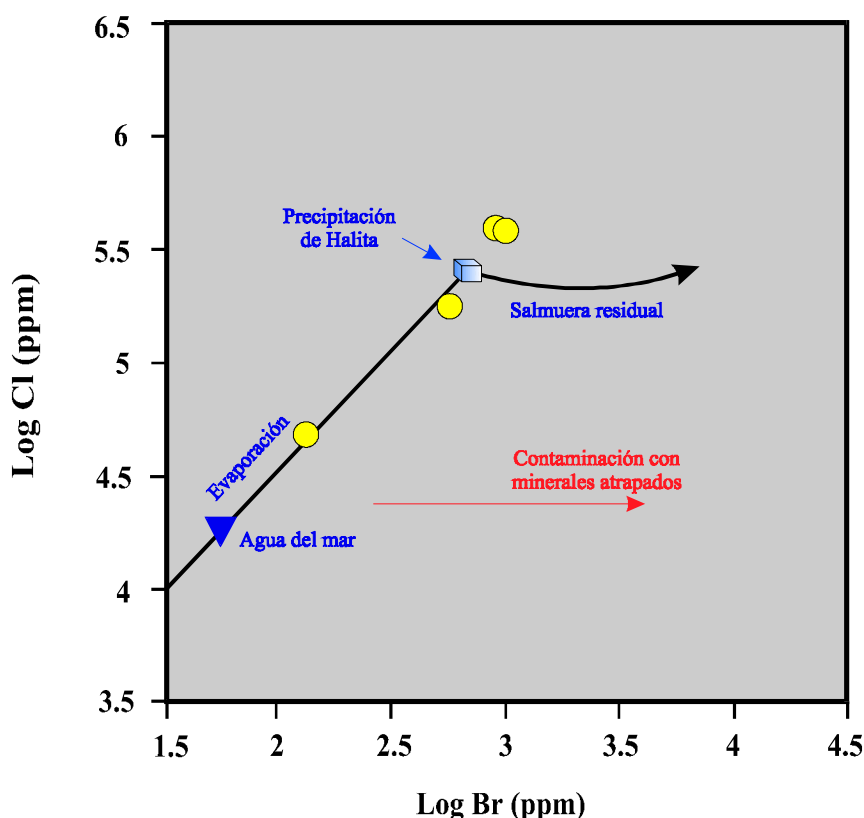


Figura 6.25. Relación Log Br frente a Log Cl de los análisis de “crush-leach”. Se ha proyectado la secuencia composicional de la evaporación del agua del mar.

Por tanto, el origen de los solutos de los fluidos analizados parece estar relacionado principalmente con procesos de disolución de evaporitas precipitadas a partir de sales de signatura marina.

6.3.7. Resultados de catodoluminiscencia

Los análisis realizados mediante SEM-catodoluminiscencia han dado como resultado la existencia de un importante zonado en los cristales de cuarzo. El diseño principal de este zonado se basa en una alternancia de bandas paralelas con distinta luminiscencia y una anchura, en la mayoría de los casos, no superior a 50 μ m. Está mejor definido en las zonas externas de los cristales, aunque también se puede observar en las zonas internas.

Se han descrito distintos tipos de zonado en carbonatos, que también aparecen en cuarzos de baja temperatura (Machel & Burton, 1991; Reeder, 1991; Nillni & Stöckhert, 1996). Estos tipos de zonado son los siguientes (Fig. 6.26):

Zonado Concéntrico. Está definido por zonas concéntricas paralelas a las superficies de crecimiento, que pueden llegar a tener varios milímetros de anchura. Definen internamente la morfología externa del cristal. Las sucesivas zonas pueden tener diferente anchura, color o intensidad de catodoluminiscencia. Los análisis mediante SEM-catodoluminiscencia han mostrado un desarrollo importante de zonado de tipo concéntrico, siendo éste el patrón de zonación principal de las zonas internas. Se pueden observar zonas donde se alternan bandas paralelas a las caras de crecimiento con distinta luminiscencia y anchura (decenas de micras) que definen claramente morfologías de cristales piramidales en zonas de recristalización.

Zonado Oscilatorio. Se genera cuando se produce una alternancia cíclica en la que varían alguno de los parámetros reseñados anteriormente. Se han observado bandas del zonado concéntrico que internamente muestran una alternancia de bandas no luminiscentes con bandas muy luminiscentes.

Zonado Sectorial. Este tipo de zonado está definido por sectores de crecimiento temporalmente equivalentes pero cristalográficamente no-equivalentes. Podría decirse que es un zonado concéntrico donde el patrón de zonado únicamente se repite en sectores cristalográficamente equivalentes, con lo que sectores adyacentes muestran patrones de zonado diferentes. En las muestras estudiadas se han apreciado zonas con este tipo de zonado, que presentan una alternancia de bandas de igual anchura pero con distinta luminiscencia en sectores adyacentes. Este tipo de zonado catodoluminiscente también es frecuente en las zonas externas de los cristales.

Zonado Intrasectorial. Es el tipo de zonación descrito más recientemente y está definido por zonas internas de un sector que presentan una luminiscencia distinta, y que cruzan varias de las bandas del zonado sectorial. Se definió específicamente para diferenciarlo del zonado sectorial, donde las diferencias entre sectores cristalográficamente no equivalentes se suponen composicionales. Aunque no es un tipo excesivamente frecuente, se han descrito cristales de cuarzo con esta variedad de zonado intrasectorial.

En los cristales de cuarzo, objeto de este estudio, se han reconocido todos los zonados de catodoluminiscencia anteriormente descritos (Fig. 6.26).

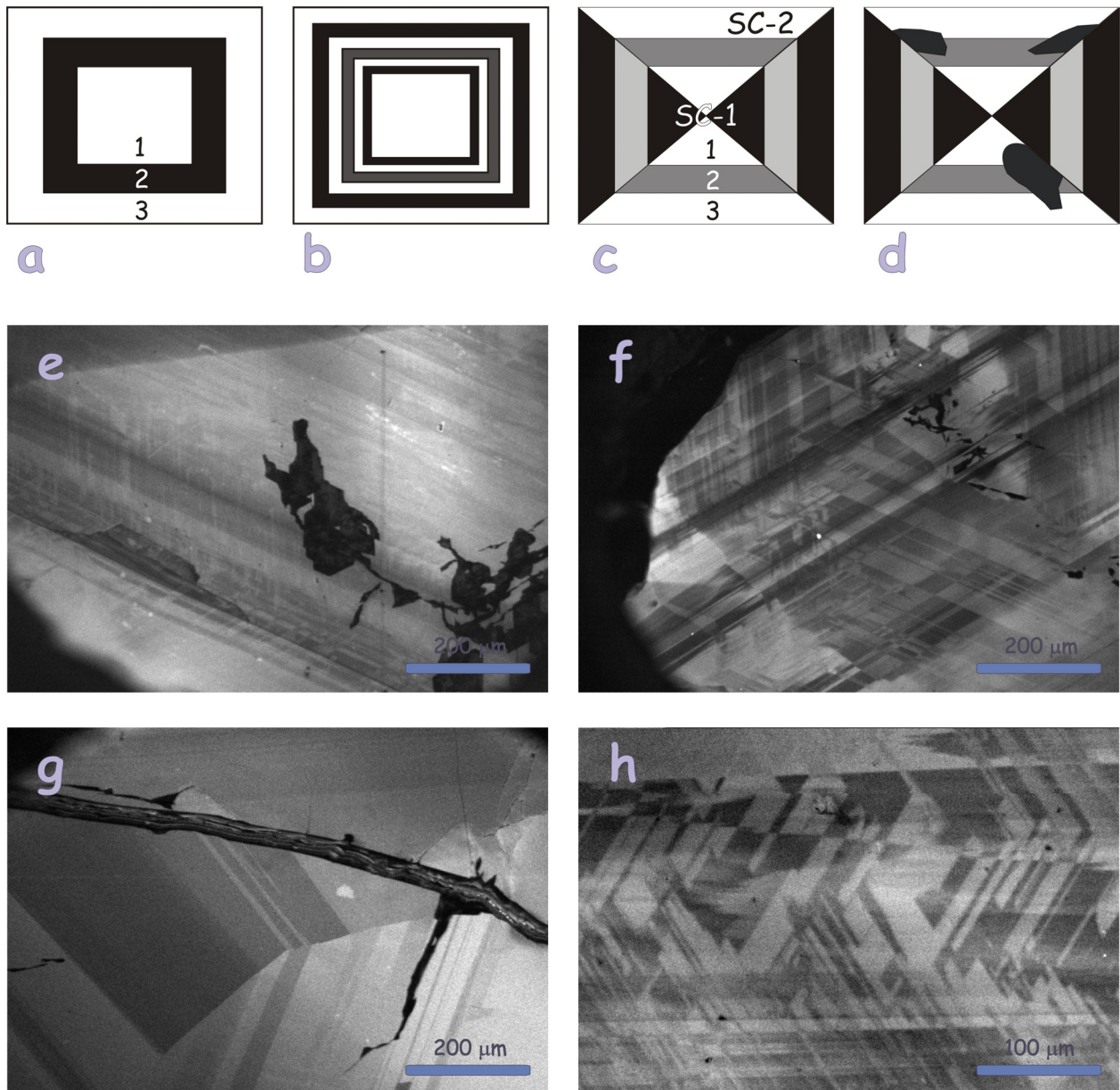


Figura 6.26. Tipos de zonado, y ejemplos en las muestras de cuarzo intragranítico: (a) Zonado concéntrico; 1, 2 y 3 son zonas con diferente composición; (b) zonado oscilatorio desarrollado en las zonas 2 y 3 del cristal en A; (c) zonado sectorial en un cristal similar a A pero con dos sectores de crecimiento (SC-1 y SC-2) cristalográficamente no equivalentes que a su vez presentan sectores con cantidades específicas de elemento traza; (d) zonado intrasectorial en el SC-2 del cristal C (Machel & Burton, 1991). Ejemplos de zonado en cristales de cuarzo intragranítico: (e) zonado concéntrico; (f) zonado oscilatorio; (g) zonado sectorial; (h) zonado intrasectorial.

Según los distintos autores, la causa principal de los zonados de catodoluminiscencia en cuarzo parece estar relacionada con la entrada en la estructura del mineral de elementos en cantidades traza que actúan como activadores de catodoluminiscencia (Marshall, 1988; Ramseyer et al., 1988; Ramseyer & Mullis, 1990; Remond et al., 1992; Ramseyer, 1996). También se han aducido otras causas como defectos reticulares o deformaciones mecánicas.

En el presente estudio y debido a la aplicación de varias técnicas analíticas, la entrada en la estructura del cuarzo de elementos en cantidades traza parece la causa más probable para los fenómenos de catodoluminiscencia. Estos elementos entrarían en la estructura con el fin de compensar el defecto de carga positiva provocado por la sustitución de Si^{4+} por Al^{3+} . En el apartado 6.3.5 del presente estudio se ha demostrado mediante LA-OES la presencia, en cantidades reseñables, de Li en las inclusiones y en los cristales de cuarzo. Mediante catodoluminiscencia se ha puesto de relieve la presencia de elementos activadores de cátodo y el desarrollo de zonados.

Para intentar demostrar la posible relación entre estos zonados de catodoluminiscencia y la presencia de Li como posible activador, se realizaron perfiles de LA-OES en zonas previamente estudiadas en catodoluminiscencia. Se ha realizado un análisis de LA-OES cada 50 μm aproximadamente, que es la anchura media de las bandas de los zonados. Para cada análisis se han realizado seis disparos de ablación láser en zonas sin fracturas o inclusiones fluidas cercanas, ni en la horizontal ni en profundidad. Los tres primeros impactos del láser se desechan, para evitar fenómenos de contaminación superficial o de análisis previos. Los tres últimos disparos son los que se utilizan para calcular la media del contenido en Li de cada uno de estos análisis. De esta manera se obtuvieron perfiles de Li de áreas con importantes fenómenos de zonación.

Los perfiles obtenidos muestran cantidades variables aunque significativas de Li, entre 20 y 250 ppm. Presentan un diseño en “dientes de sierra” en los que los análisis con más Li se alternan con los análisis con menos Li (Fig. 6.27). Esta distribución podría estar relacionada con los fenómenos de zonación, donde se alternan bandas más luminiscentes

con bandas poco luminiscentes. Parece entonces que el Li podría ejercer de activador de los fenómenos luminiscentes. En los perfiles realizados sobre cuarzos de filones intrametamórficos (epígrafe 7.1.3 del presente trabajo) ha sido posible comparar las imágenes de cátodo de un área determinada con el contenido en Li de las bandas de zonación de esa área.

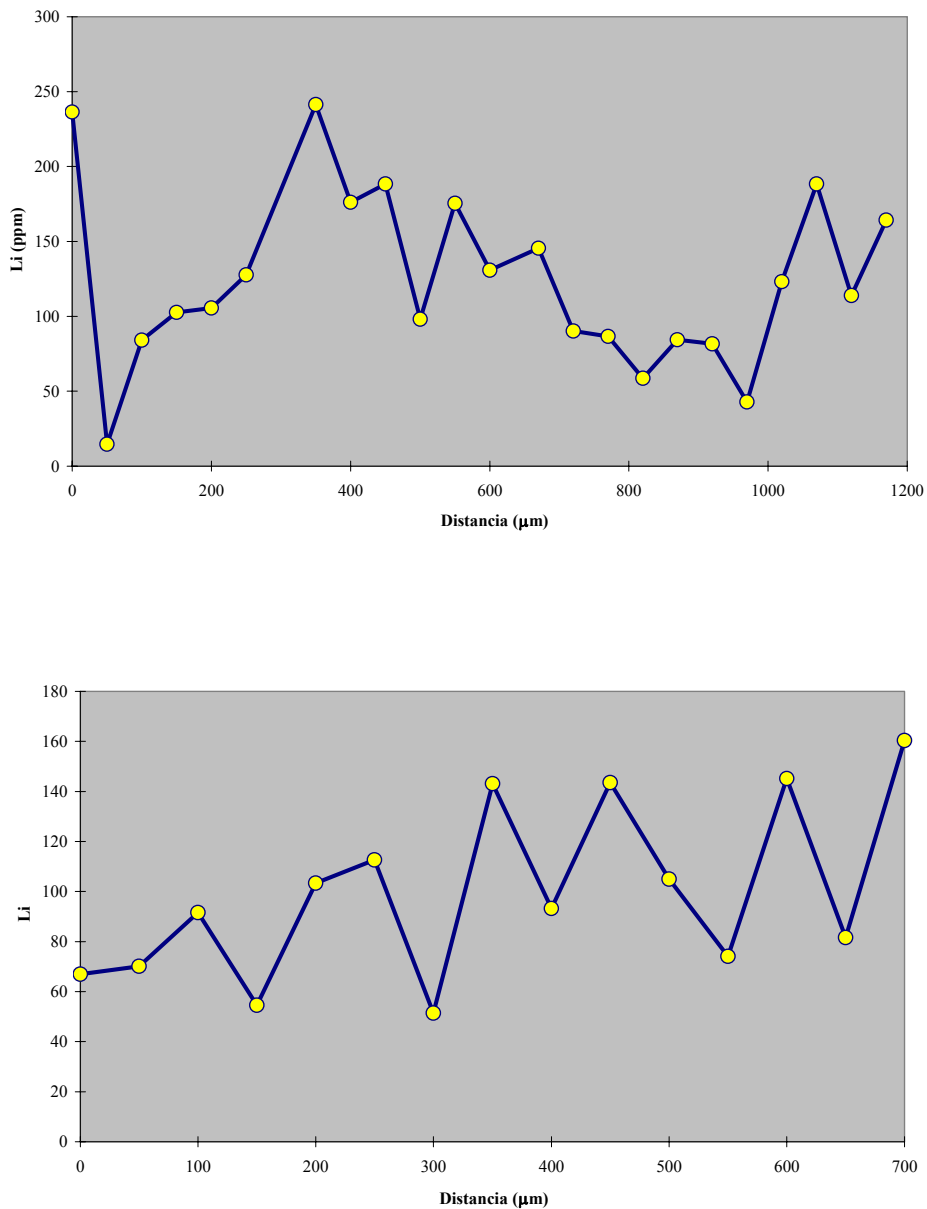


Figura 6.27. Perfiles de LA-OES que muestran los contenidos en Li de áreas con zonados de catodoluminiscencia.

***LOS FILONES DE
CUARZO ESTERIL DE LA
SIERRA DE
GUADARRAMA***

5. *Encuadre geológico regional*
6. *Filones de cuarzo intragraníticos*
- 7. *Filones de cuarzo intrametamórficos***
8. *Alteraciones hidrotermales*
9. *Geoquímica de isótopos estables: resultados*
10. *Geocronología: resultados*

7. FILONES DE CUARZO INTRAMETAMORFICOS

7.1. Filones en gneises

7.1.1. Características generales de los filones

7.1.2. Contexto geológico y rocas encajantes

7.1.3. Análisis de fluidos

Muestreo

Tipos de inclusiones y cronología

Resultados microtermométricos e interpretación

Resultados de ablación láser

Catodoluminiscencia

7.2. Filones en pizarras

7.2.1. Contexto geológico y rocas encajantes

7.2.2. Análisis de fluidos

Muestreo

Tipos de inclusiones y cronología

Resultados microtermométricos e interpretación

Resultados de Raman

Resultados de ablación láser

Para realizar el estudio y la comparación de los filones intrametamórficos se han muestreado filones encajados en dos litologías distintas: gneises y pizarras.

7.1. Filones en gneises

7.1.1. Características generales de los filones

Se han seleccionado 2 zonas de la Sierra de Guadarrama con filones intrametamórficos encajados en gneises, Colmenarejo y Colmenar Viejo (Fig. 7.1). Este tipo de filones son más escasos que los intragraníticos, y presentan una traza cartográfica y unos contactos en campo también más irregulares. Cada afloramiento ha sido nombrado por el pueblo más cercano a los filones y las características más relevantes son las siguientes (Tabla 7.1):

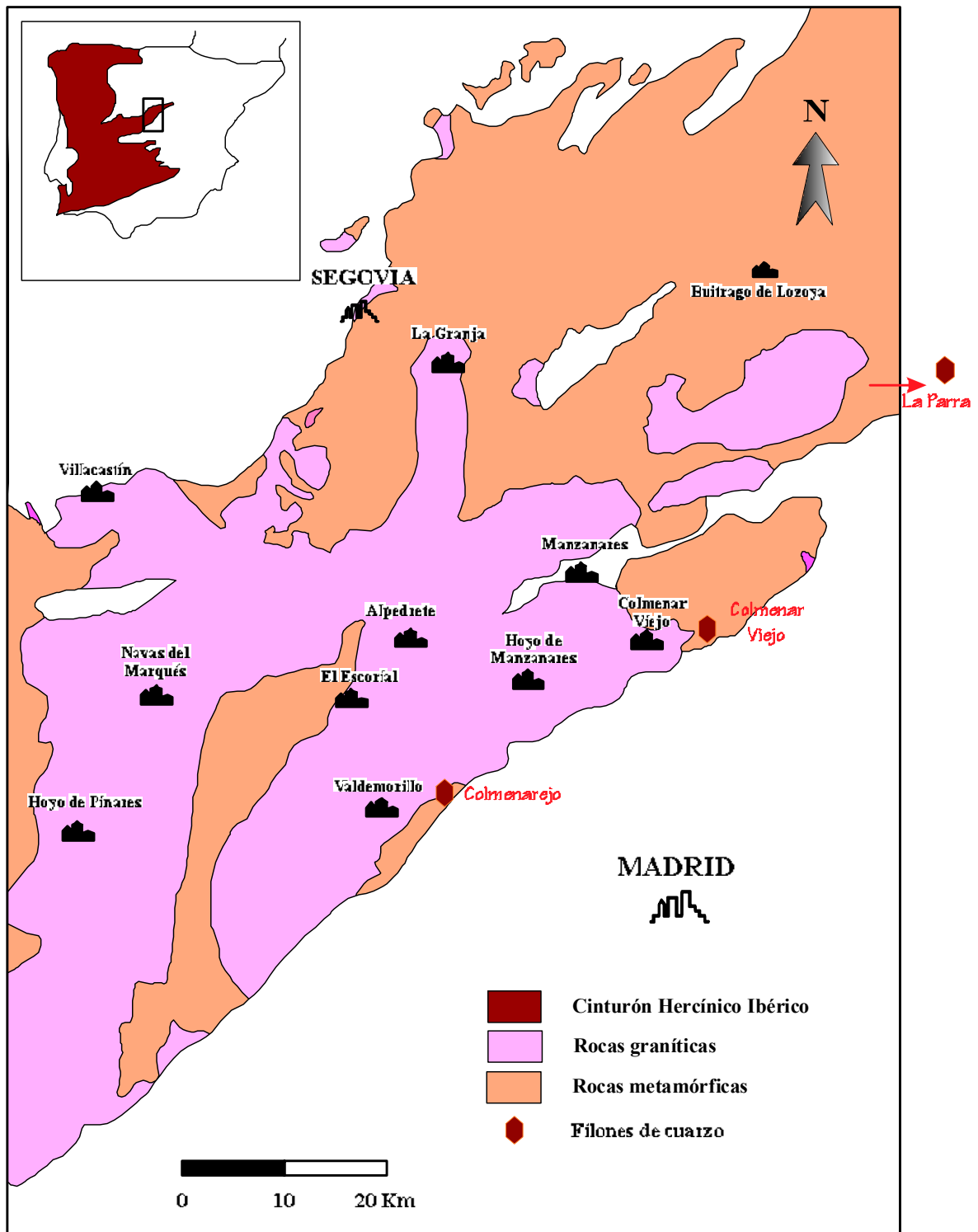


Figura 7.1. Esquema geológico de la Sierra de Guadarrama con la situación de las dos zonas de filones encajados en gneises (modificado de Villaseca et al., 1998).

En la zona de *Colmenarejo* el filón seleccionado es intrametamórfico e intragranítico, en función de la parte del filón que se considere. Al igual que sus acompañantes intragraníticos, está situado al sur del pueblo de Colmenarejo, al NE de Valdemorillo en el margen derecho del río Aulencia (Fig. 7.2), en la Hoja Geológica nº 533 de “San Lorenzo del Escorial”. Se trata de un conjunto de 4 filones de los que 3 son completamente intrametamórficos, y el cuarto, que es mixto, es el que se ha podido muestrear. Este filón aflora en el vértice geodésico de El Madroñal (847.5 m), al que se accede desde el camino carretero que une el pueblo de Colmenarejo con la carretera comarcal M-509, de Villanueva del Pardillo a Villanueva de la Cañada.

En la zona de *Colmenar Viejo* se han muestreado dos de los cinco filones que afloran en un camino del Canal de Isabel II que parte de la carretera comarcal M-607 en el kilómetro 28 (sentido Colmenar Viejo). Esta zona se sitúa en el límite meridional de la hoja geológica nº 534 de “Colmenar Viejo” (Fig. 7.3).

SITUACION	Nº FILONES	DIRECCION Y BUZAMIENTO	POTENCIA (m)	LONGITUD (Km)	ROCA CAJA	ALTERACION	MINERALOGIA
Colmenarejo	1	N-S / N20°E 50°W / Subvertical	1 / 2	0.3 / 0.8	Ortogneis glandular	Brechificación, moscovitización	Cuarzo, moscovita
Colmenar Viejo	4	N20-40°E Subvertical	0.3 / 4	0.1 / 0.4	Ortogneis glandular	Brechificación, silicificación, moscovitización	Cuarzo, moscovita

Tabla 7.1. Características principales de los diferentes tipos de filones intrametamórficos estudiados.

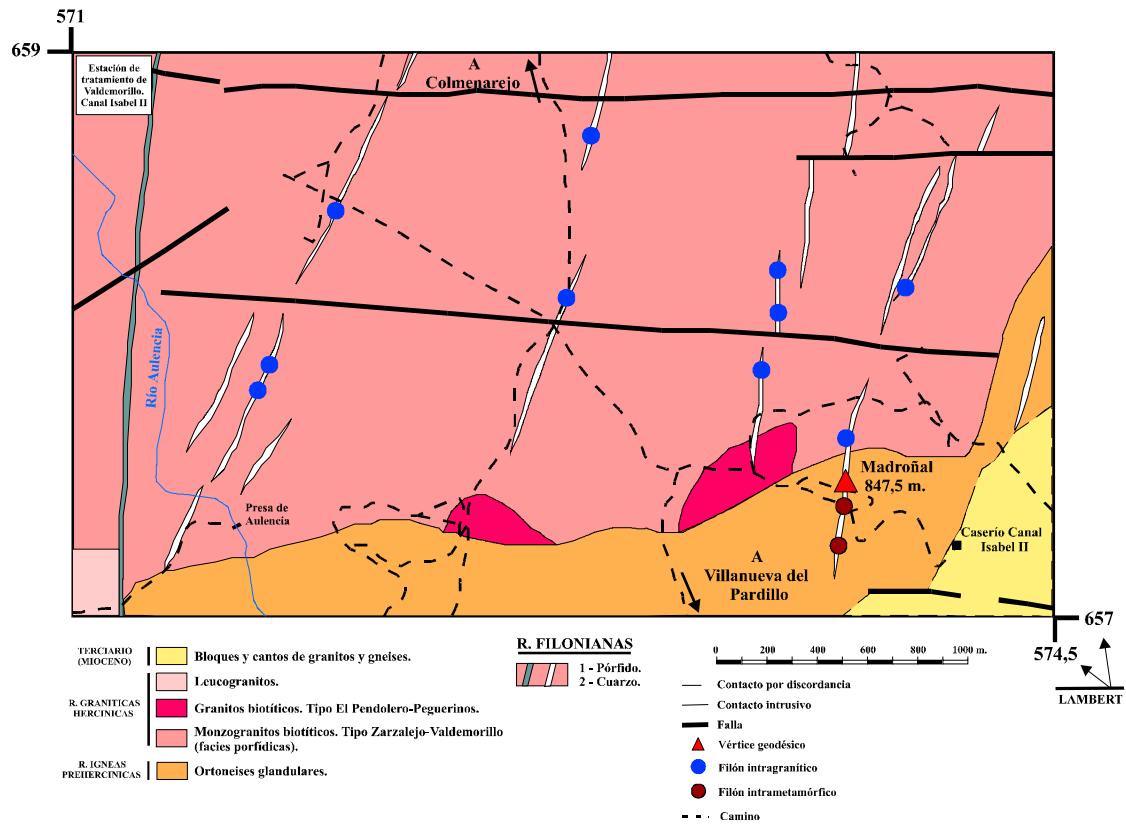


Figura 7.2. Esquema geológico de la zona intrametamórfica de Colmenarejo con los filones muestreados.

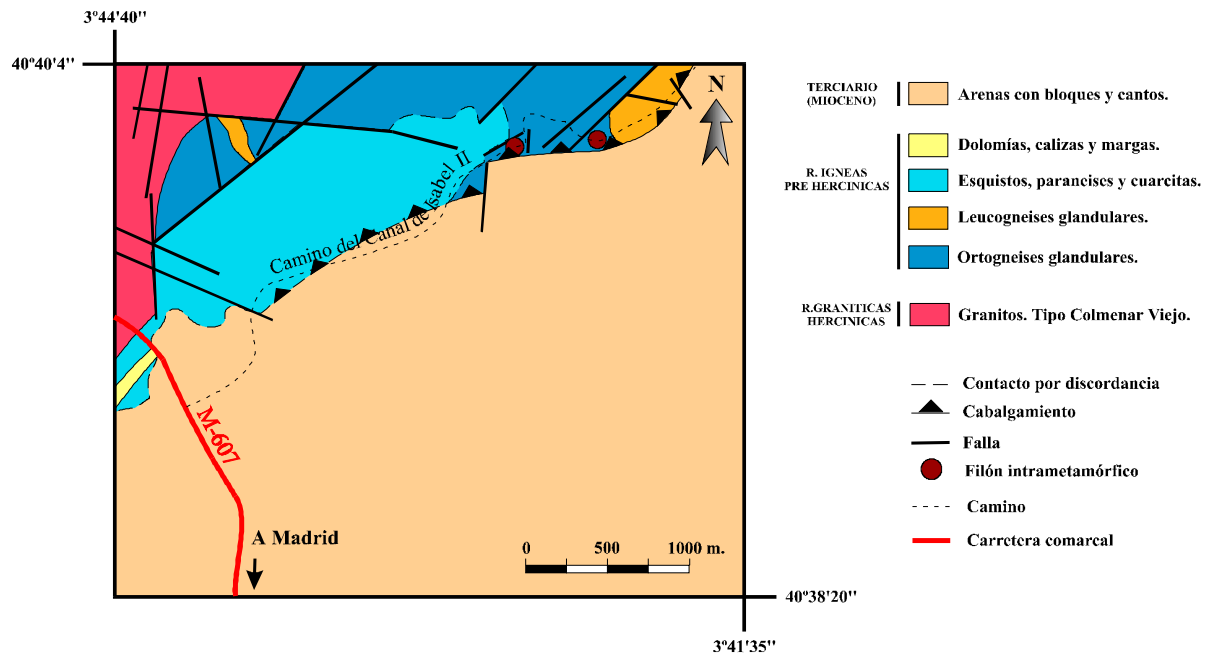


Figura 7.3. Esquema geológico de la zona de Colmenar Viejo con los filones muestreados.

Los filones de la zona de Colmenarejo presentan una dirección N20°E mientras que los de Colmenar Viejo muestran una dirección N40°E. En ambos casos el buzamiento es subvertical (Fig. 7.4a,b).

La potencia es similar a los intragraníticos, y varía entre 0.3 y 4 metros. La longitud, menor que los intragraníticos, no supera el kilómetro en Colmenarejo y el centenar de metros en Colmenar Viejo. El cuarzo es el constituyente principal de todos los filones, y también presenta los dos tipos morfológicos y texturales definidos en los intragraníticos:

Un primer tipo de cuarzo *QI*, compuesto por cuarzo masivo y lechoso, que conforma el volumen principal del filón y que no resalta sobre la topografía tanto como los intragraníticos (Fig. 7.4c). Normalmente presentan una red de filoncillos laterales de menor entidad, que se ramifican hasta una distancia de varios metros del filón principal a modo de stockwork. Algunos de los filones de cuarzo se han formado a favor de cuerpos métricos de leucogranitos de dos micas y grano fino, que intruyen en los ortogneises glandulares y que afloran en el área de estudio con una dirección N30°E.

El segundo tipo está representado por el cuarzo *QII*, formado por cristales con cristales idiomorfos. Estos cristales muestran unas características texturales y morfológicas similares a los intragraníticos pero presentan un tamaño y proporción sensiblemente menores. Los escasos cristales encontrados no superan los pocos centímetros y su aspecto es frecuentemente lechoso, sin apenas ejemplares transparentes. Los cristales de Colmenar Viejo presentan una textura en la que se alternan bandas milimétricas de aspecto lechoso con bandas más transparentes, todas ellas paralelas a las caras de crecimiento (Fig. 7.4d). En la zona de Colmenarejo también se han encontrado los agregados moscovíticos fibrosoradiados en el borde de los cristales, en los últimos estadios de crecimiento (Fig. 7.4e).

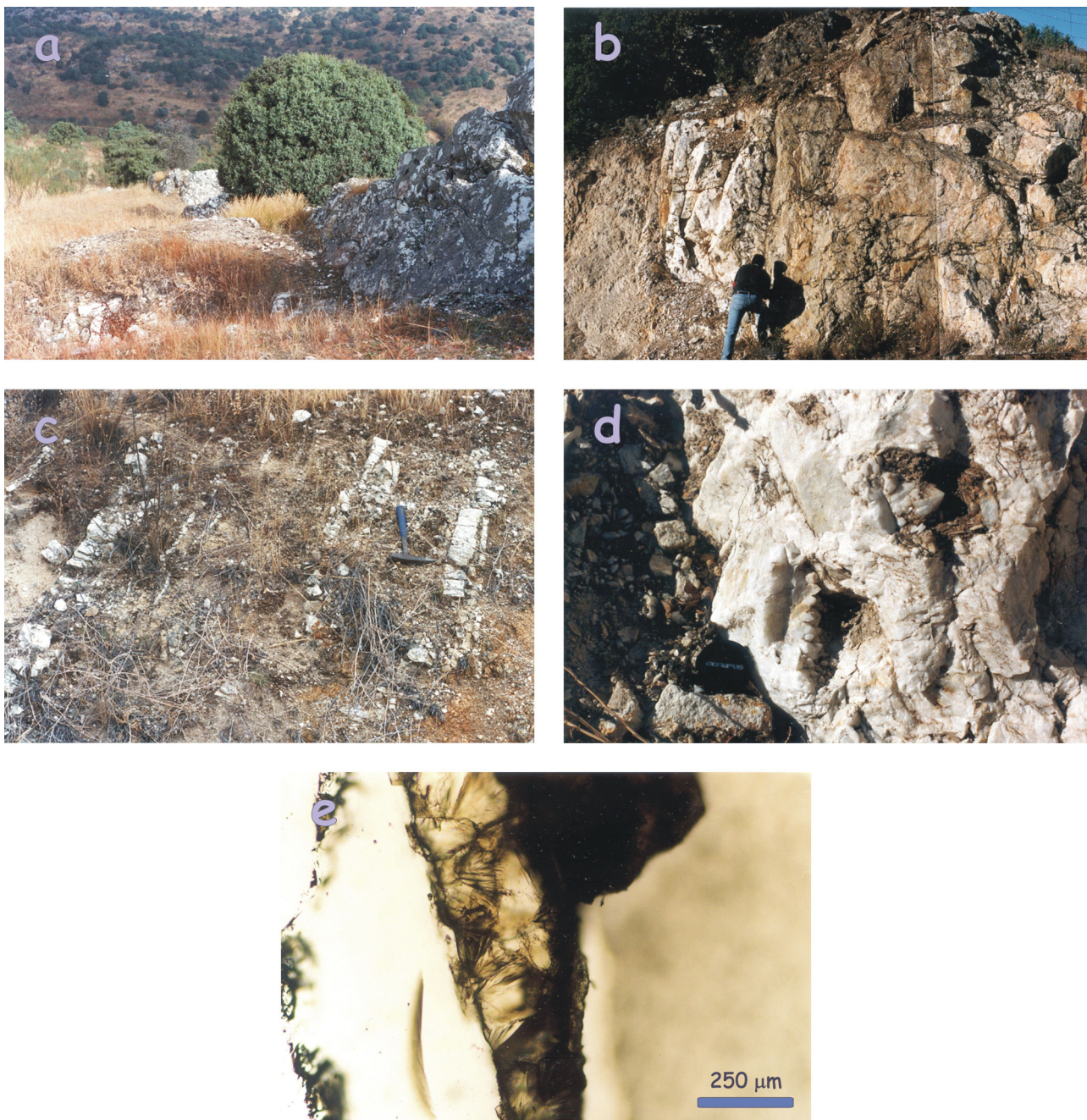


Figura 7.4. Fotografías de los filones de cuarzo intrametamórfico. (a) Filón de la zona de Colmenarejo, (b) ejemplo de filón de Colmenar Viejo, (c) filón con ramificaciones laterales, (d) cristales de cuarzo de Colmenar Viejo, (e) agregados fibrosoradiados como sólidos atrapados en el borde de los cristales.

Las distintas técnicas de caracterización se han aplicado en los pocos cristales idiomorfos y transparentes encontrados.

7.1.2. Contexto geológico y rocas encajantes

Los filones de cuarzo estudiados en este capítulo encajan en gneises glandulares. Se trata de una de las unidades características y con mayor representación en el Sistema Central y especialmente en la Sierra de Guadarrama. Proceden de la deformación y metamorfismo de cuerpos graníticos y granodioríticos porfídicos, con una edad probable Ordovícico Inferior, aunque algunos autores les confieren una edad preordovícica. Presentan rasgos característicos como un marcado carácter glandular, con megacristales de feldespato potásico y una matriz típicamente cuarzo-feldespática.

Las condiciones geotectónicas y edad de formación de estos filones son las mismas que las de los filones intragraníticos. Se trata del mismo tipo de manifestación hidrotermal, aunque encajada en materiales metamórficos.

Las características mineralógicas de estos gneises encajantes son las siguientes (Fig. 7.5):

ZONA DE COLMENAREJO

Los diques de cuarzo en esta zona encajan en una banda de gneises glandulares que afloran en la parte sur del Mapa Geológico de España, hoja nº 533, "San Lorenzo del Escorial". Al norte, estos gneises presentan un contacto intrusivo con los monzogranitos biotíticos encajantes de los filones intragraníticos de Colmenarejo y, al sur, se sitúa discordante sobre los materiales terciarios de la hoja.

La textura de estas rocas es plano-linear, y está caracterizada por una foliación que envuelve megacristales centimétricos de feldespato potásico, que definen el carácter “glandular” de la roca y que son anteriores a la foliación. Las glándulas están estiradas, y las biotitas y sillimanitas orientadas según la foliación. Las bandas que definen esta foliación presentan espesores generalmente milimétricos, y muestran una alternancia de bandas más finas y ricas en biotita y sillimanita, con bandas más gruesas ricas en cuarzo y feldespato. En ocasiones, esta foliación se desvanece y la roca se transforma en una masa de aspecto granitoide.

La mineralogía de estas rocas es la siguiente:

- ❖ **Minerales principales**: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sillimanita.
- ❖ **Minerales accesorios**: circón y apatito.
- ❖ **Minerales secundarios**: moscovita, clorita, y minerales opacos.

❖ **Minerales principales**:

- **Cuarzo**: aparece en cristales subidiomorfos, con formas subredondeadas, marcada extinción ondulante y fracturación interna. Puede formar agregados policristalinos. Con frecuencia, aparece recristalizado en cristales de menor tamaño, con bordes suturados y una ligera extinción ondulante. Esta generación posterior de cuarzo presenta sericitas incluidas.

- **Feldespato potásico**: es el mineral que define la textura glandular de la roca y frecuentemente presenta inclusiones del resto de minerales paragenéticos de la roca (cuarzo, plagioclasa y biotita). Se presenta en megacristales idiomorfos de tamaño grande (1-4 centímetros) aunque variable. Estas glándulas frecuentemente son monocristalinas, aunque también aparecen agregados policristalinos. Se pueden apreciar maclas de Carlsbad y, en las zonas más deformadas, fracturas y extinción ondulante. En ocasiones, a favor de estas fracturas se originan reemplazamientos del feldespato por plagioclasa + cuarzo, al

igual que en los bordes. También se encuentran formando parte del agregado granoblástico de las capas leucocráticas, en cristales subidiomorfos de menor tamaño.

- Plagioclasa: se encuentra principalmente como componente de la mesostasia en cristales subidiomorfos. Ocasionalmente, presenta individuos más grandes que podrían ser considerados como megacristales. Presenta zonado normal y, menos frecuentemente, en parches. Aparece maclada polisintéticamente y alterada a moscovita, que se localiza en los bordes de los cristales.

- Biotita: se presenta en cristales tabulares que, junto con la sillimanita definen la foliación de la roca. Estos cristales tabulares aparecen asociados, y originan agregados de varios individuos orientados paralelamente a la foliación. Apenas presenta deformación, habiéndose definido únicamente algunas fracturas y ligeros plegamientos que no afectan a todo el cristal. Es frecuente la presencia de haces de sillimanita en los bordes de los cristales de biotita, orientados paralelamente a ésta. Aunque está poco alterada, se pueden identificar clorita y moscovita en los bordes de los cristales, lo que provoca la formación de minerales opacos. Presenta minerales incluidos como apatito y grandes cristales tetragonales de circón.

- Sillimanita: se presenta en cristales de hábito fibrolítico y se localiza en los bordes de la biotita, con quién aparece asociada. También se han identificado haces de sillimanita incluidos en plagioclasa, y asociados a clorita y moscovita como productos de la alteración de biotitas.

❖ **Minerales accesorios:**

- Circón: son frecuentes y se encuentran incluidos en biotitas. En ocasiones, alcanzan un tamaño importante y se pueden apreciar secciones tetragonales. Son claramente visibles los halos de reacción alrededor de los cristales.

- Apatito: son más escasos y se presentan incluidos en biotitas.

❖ **Minerales secundarios:**

- Moscovita: procede de la alteración de sillimanita, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. En el feldespato, la alteración se produce a favor de fisuras, y en la biotita reemplaza los bordes de la misma. Aparece en cristales aciculares de pequeño tamaño, formando agregados en la alteración de feldespatos y sillimanita, pero forma cristales tabulares de mayor tamaño en los bordes de biotitas. En ocasiones, se pueden apreciar cristales mayores de moscovita que, como el resto de minerales planares, ayudan a definir la foliación de la roca.

- Clorita: es uno de los minerales de formación más tardía, y está relacionado con la alteración de biotitas, dado que es uno de los minerales que se forman en la alteración de éstas. Se presenta en cristales tabulares de un color verdoso pálido y pequeño tamaño, que en ocasiones presenta haces de fibras de sillimanita asociados.

- Minerales opacos: se trata fundamentalmente de óxidos de Fe (pirita) que se concentran en el borde de biotitas.

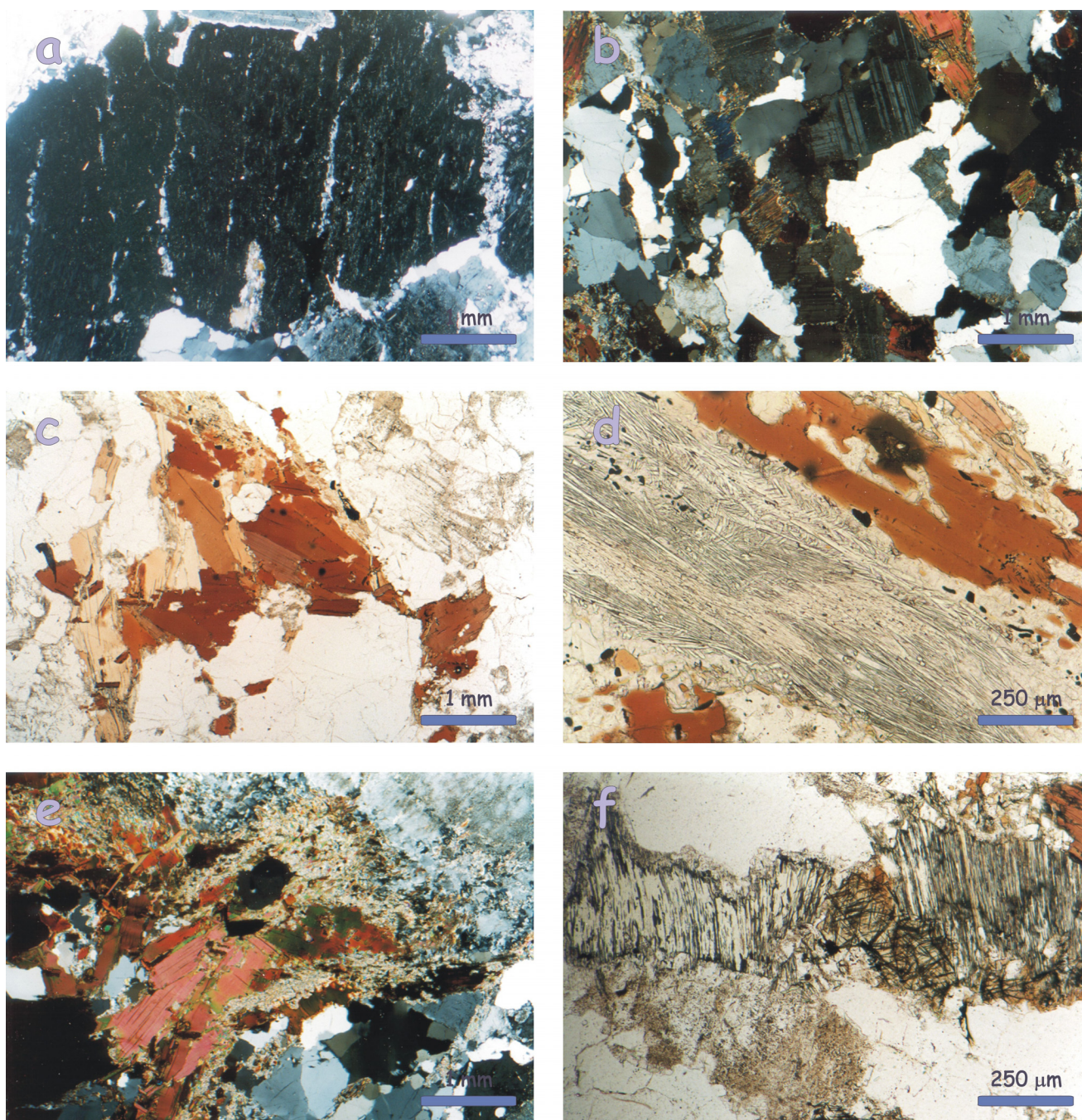


Figura 7.5. Características petrográficas de los filones encajados en gneises: (a) Feldespato potásico glandular, NX; (b) cristales de plagioclasa, NX; (c) agregado de cristales de biotita, NII; (d) sillimanita en el borde de biotitas, NII; (e) cristales de moscovita, NX; (f) clorita de alteración de biotitas, NII.

ZONA DE COLMENAR VIEJO

Estos filones encajan en pequeños retazos de ortogneises glandulares que afloran en las proximidades del macizo granítico de Colmenar Viejo. Sus pequeñas dimensiones no han permitido delimitar afloramientos en la cartografía del Mapa Geológico de España, hoja nº 534 de “Colmenar Viejo”.

Estos ortogneises glandulares presentan unas características petrográficas muy similares a las definidas para los ortogneises de Colmenarejo. Las principales diferencias radican en el mayor tamaño de las glándulas de feldespatos potásicos (hasta 10 cm), y la mayor presencia y tamaño de las glándulas de plagioclasa y cuarzo (hasta 2 cm). También es notable la mayor proporción de biotita que le confiere a la roca una tonalidad más oscura.

7.1.3. Análisis de fluidos

MUESTREO

El carácter lechoso de estos filones es muy acentuado, lo que unido a la ausencia de cristales adecuados dificulta en gran medida su estudio microtermométrico. Por todo ello, este estudio se ha realizado donde el idiomorfismo y la transparencia de los cristales lo ha permitido.

TIPOS DE INCLUSIONES Y CRONOLOGIA

En los filones intrametamórficos encajados en gneises únicamente se han identificado inclusiones fluidas del tipo Lw1. No se han encontrado los tipos Lw2 o Lw-h. Tampoco estas inclusiones presentan gases carbónicos. Es decir, el único fluido presente en estos filones pertenece al sistema H₂O-NaCl.

Inclusiones Lw1

Presentan unas características similares a las inclusiones Lw1 intragraníticas. Son inclusiones bifásicas a temperatura ambiente, definidas por el sistema H₂O-NaCl y constituidas por una burbuja de H₂O y una fase acuosa. Son inclusiones primarias aunque en ocasiones aparecen como pseudosecundarias, y se han localizado en todas las muestras estudiadas. Las inclusiones primarias generalmente presentan un tamaño importante y aparecen ampliamente distribuidas por todo el cristal en poblaciones de decenas de individuos (Fig. 7.6a,b). Como pseudosecundarias se presentan en fracturas que no atraviesan todo el cristal, con un número reducido de inclusiones de morfologías irregulares (Fig. 7.6c).

Los tamaños varían entre <5µm y 150µm y en general son mayores que las inclusiones intragraníticas de este tipo. La fase vapor presenta un rango de relleno de las inclusiones más estrecho, entre el 10% y el 20%.

Estas inclusiones también presentan micas fibrosoradiadas atrapadas (Fig. 7.6d).

RESULTADOS MICROTERMOMETRICOS E INTERPRETACION

En los filones intrametamórficos de Colmenarejo y Colmenar Viejo se han estudiado 170 inclusiones Lw1, cuyas características microtermométricas se resumen en la Tabla 7.2.

Se trata de inclusiones caracterizadas por el sistema H₂O-NaCl. La baja salinidad no ha permitido observar claramente la fusión del primer cristal de hielo (T_e), aunque los valores más aproximados se sitúan en temperaturas <-22°C. En ambos afloramientos la fusión de hielo (T_h) se produce entre -0.1°C y 0°C con este último valor como moda. Estos datos están dentro de los rangos de error de la platina a estas temperaturas, por lo que se pueden considerar inclusiones de salinidad nula. La homogeneización se produce en líquido entre 140°C y 290°C (T_h), con un valor modal cercano a 260°C en Colmenarejo y a 230°C en Colmenar Viejo (Fig. 7.7). En ambos casos son los mismos valores encontrados en las inclusiones Lw1 de los filones intragraníticos.

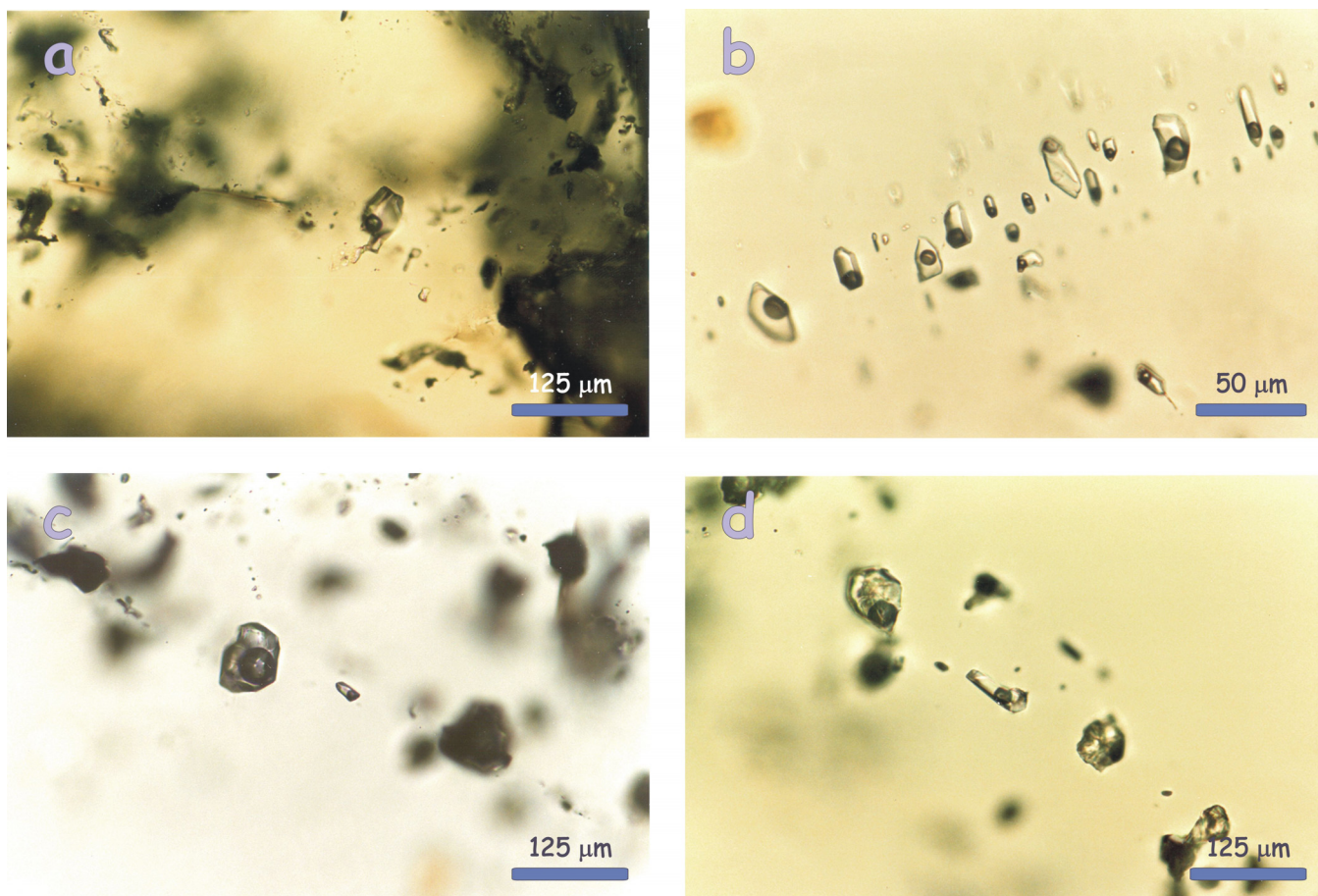


Figura 7.6. Tipos de inclusiones Lw1 en filones intrametamórficos. (a) Inclusión Lw1 primaria, (b) población de inclusiones de tipo Lw1, (c) inclusión pseudosecundaria Lw1 de morfología irregular, (d) agregados de micas fibrosoradiadas atrapadas en inclusiones.

LOCALIZACION	COLMENAREJO	COLMENAR VIEJO
Tipos de inclusiones	Lw1	Lw1
Componentes	H ₂ O-NaCl	H ₂ O-NaCl
Disposición en filones	Primarias (Pseudosecundarias)	Primarias (Secundarias)
Hábito a T ^a ambiente	Bifásicas	Bifásicas
% fase vapor	10-20	10-20
T ^a eutéctico (°C)	--	--
T ^a f. Hielo (°C)	-0.1 / 0 moda: 0	-0.1 / 0 moda: 0
T ^a h. Fase vapor (°C)	140 / 270 moda: 260 (L)	140 / 290 moda: 230 (L)
Salinidad total (% peso eq. NaCl)	0 / 0.16	0 / 0.16
Nº inclusiones	70	98

Tabla 7.2. Características microtermométricas de los tipos de inclusiones descritos en los filones intrametamórficos encajados en gneises.

Si se observa el histograma de frecuencias, en cada zona aparece una moda principal y un segundo valor importante: 260 y 210°C en Colmenarejo y 230 y 170°C en Colmenar Viejo. Los dos valores están separados por 50°C en ambas zonas, lo que parece indicar que la pauta térmica de circulación de este fluido en Colmenarejo se repite en Colmenar Viejo pero a 50°C menos de temperatura. Esta distribución de temperaturas de homogeneización con dos modas desplazadas 50°C en cada zona, podría indicar la circulación del mismo fluido a una distinta profundidad o la existencia de diferente nivel de erosión posthercínica. En este último caso, actualmente en determinadas zonas aflorarían niveles más profundos de los filones, con temperaturas de homogeneización más altas.

Algo muy similar ocurre en las inclusiones Lw2 de los cuarzos intragraníticos, con temperaturas de homogeneización menores en Cerceda y Manzanares el Real (zonas cercanas a Colmenar Viejo), y mayores en las más alejadas, Colmenarejo y La Cabrera. En

las inclusiones Lw1 de intragraníticos no está claramente definida esta distribución de temperaturas.

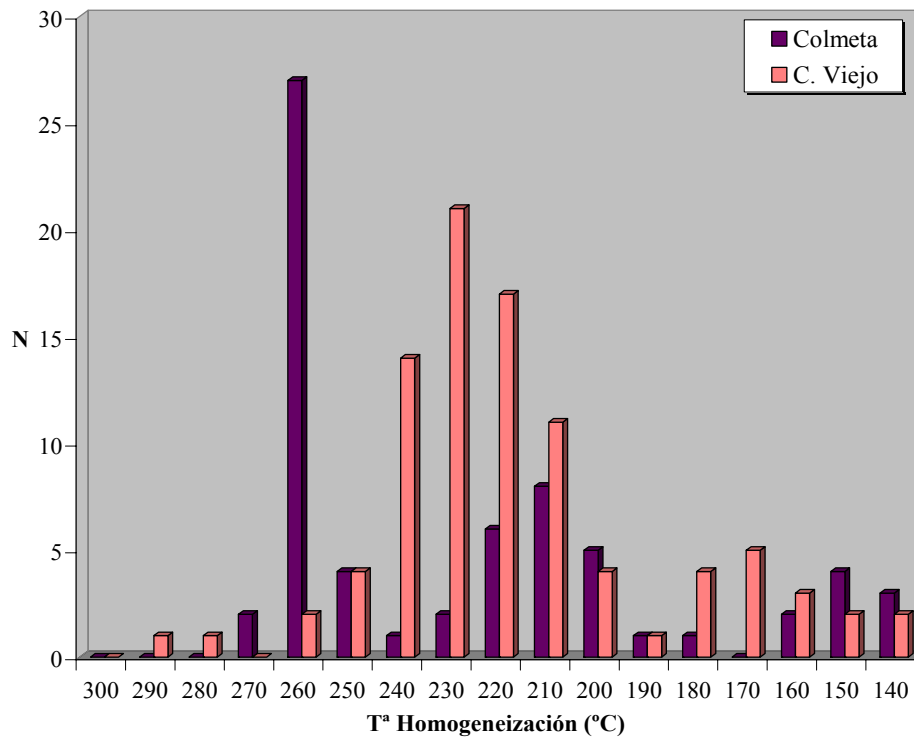


Figura 7.7. Histogramas de frecuencia de las temperaturas de homogeneización (T_h) de las inclusiones Lw1 en las zonas intrametamórficas estudiadas.

RESULTADOS DE LA-OES

En las inclusiones Lw1 de filones encajantes en gneises se han obtenido conclusiones similares a las Lw1 intragraníticas. Debido a la baja salinidad de estas inclusiones, los análisis realizados mediante LA-OES únicamente han permitido detectar la presencia de Na y Li. Tampoco en este caso se han podido establecer las relaciones Na/Ca o Na/Li.

También se han realizado análisis de ablación láser sobre muestras de cuarzo intrametamórfico, donde se ha detectado la presencia de Na y Li en el cuarzo.

CATODOLUMINISCENCIA

Los análisis mediante SEM-catodoluminiscencia en cuarzos encajados en gneises han mostrado resultados similares a los obtenidos en intragraníticos, con el desarrollo de zonados. Estos zonados se hacen más importantes y definidos en las zonas externas de los cristales aunque también se aprecian en las internas (Fig. 7.8).

En estos cuarzos también se han realizado perfiles de ablación, y se han podido comparar las cantidades de Li obtenidas en algunas zonas con los zonados de catodoluminiscencia de las mismas zonas. Si se superpone el análisis de LA-OES a la imagen obtenida en SEM-catodoluminiscencia (Fig. 7.9) se observa que las bandas más luminiscentes son las que presentan un mayor contenido en Li (200-400 ppm), mientras que las bandas poco luminiscentes o no luminiscentes muestran un menor contenido en Li (0-100 ppm).

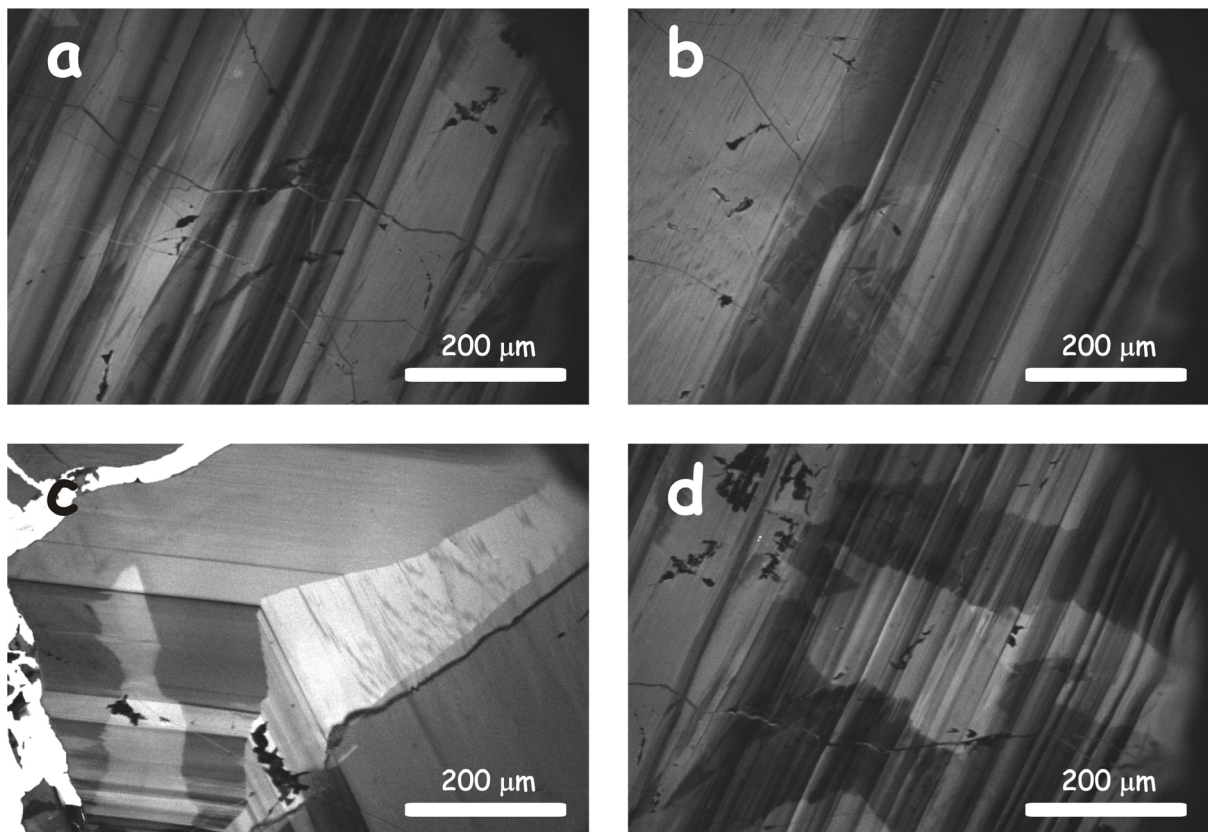


Figura 7.8. Fotografías que muestran distintos zonados en cuarzos de filones intrametamórficos: (a) y (b) zonados oscilatorios, (c) y (d) zonados sectoriales e intrasectoriales.

Las cantidades de Li son semicuantitativas, dado que la calibración del aparato se ha realizado con muestras artificiales y no con cuarzos naturales con Li en cantidades conocidas. Así, se habrían minimizado los problemas de interferencia con otros elementos (por ejemplo Na) o de cantidad de cuarzo analizado en función de la proporción de Li que presenta.

El Li está presente en los filones intrametamórficos en bajas cantidades, dado que en estos cuarzos únicamente se han identificado inclusiones Lw1 y en ningún caso han aparecido inclusiones más salinas de tipo Lw2 o Lw-h. Los perfiles realizados en cuarzos intragraníticos e intrametamórficos relacionan directamente la presencia de Li con el desarrollo de zonados de catodoluminiscencia, en el sentido de más luminiscencia cuanto más cantidad de litio.

La presencia de Li en la estructura del cuarzo ha sido descrita ya en otras ocasiones como la causa principal de los fenómenos catodoluminiscentes, y por tanto de los zonados. Se ha señalado la presencia de Li como activador de cátodo en cuarzos volcánicos (Watt et al., 1997), en cuarzos diagenéticos (Demars et al., 1996) y en cuarzos naturales (Perny et al., 1992). Parece claro entonces que la entrada de Li en la estructura del cuarzo genera zonados de catodoluminiscencia, y que su intensidad depende de la proporción del mismo.

La zonación concéntrica estaría relacionada con ligeras fluctuaciones en el quimismo del fluido (Reeder, 1991; Perny et al., 1992; Onasch & Vennemann, 1995), si bien otros factores como la temperatura o la velocidad de crecimiento también podrían jugar un papel importante (Machel & Burton, 1991; Seyedolali et al., 1997).

Por otro lado, los zonados oscilatorio, sectorial e intrasectorial estarían relacionados con variaciones en la velocidad de cristalización, que afectarían al coeficiente de reparto del Li en el cuarzo (Paquette & Reeder, 1990; Reeder, 1991; Nillni & Stöckhert, 1996). Esta velocidad de crecimiento condiciona la estructura de cada superficie de crecimiento del cuarzo y, por tanto, la incorporación de Li. El zonado intrasectorial sólo podría ser explicado por variaciones locales de las velocidades de cristalización, que a su

vez estarían controladas por las condiciones cristalográficas específicas de cada superficie de crecimiento.

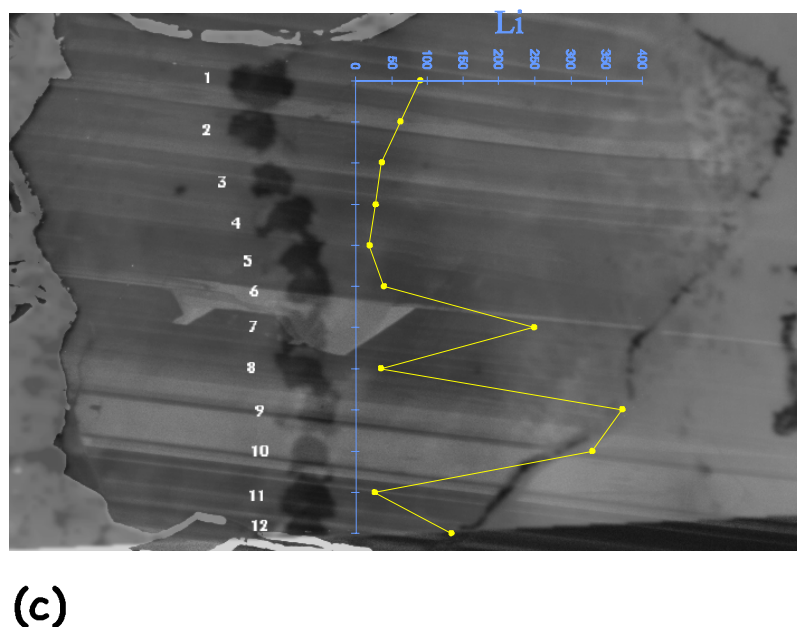
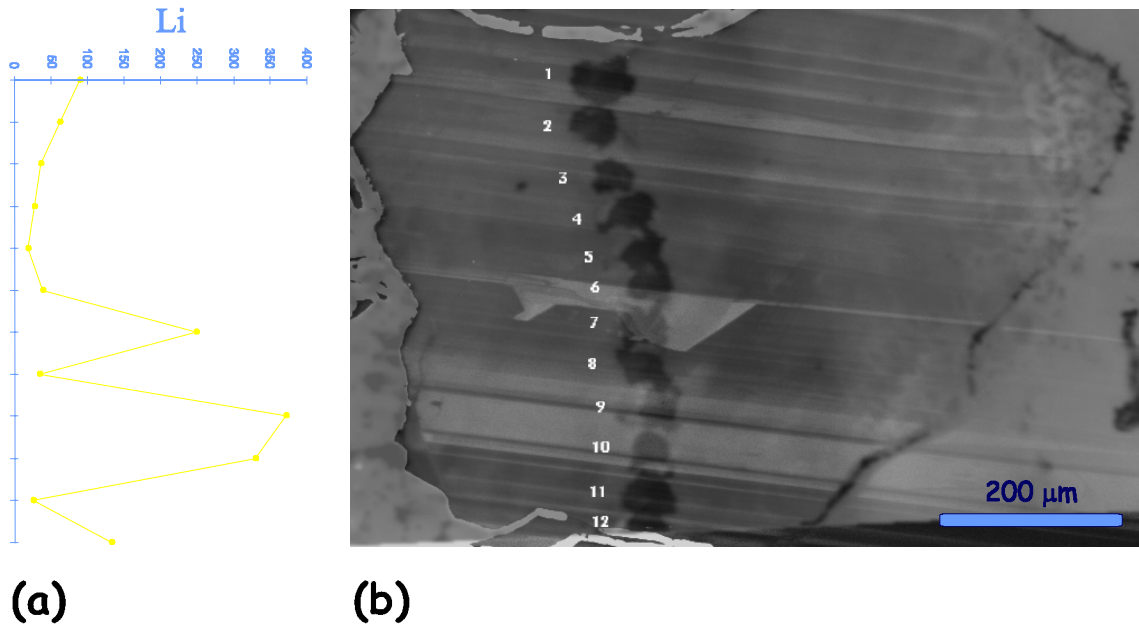


Figura 7.9. (a) Contenidos en Li de un perfil de LA-OES sobre cuarzo; (b) Zonado de catodoluminiscencia de la misma zona del perfil de LA-OES; (c) Superposición de (a) y (b) donde se observa que las zonas más luminiscentes presentan un mayor contenido en Li.

7.2. Filones en pizarras

7.2.1. Características generales de los filones

Con objeto de contrastar datos entre filones que encajan en gneises y los que lo hacen en pizarras, se ha seleccionado un filón de cuarzo en las pizarras de Prádena. Se accede a la zona por la carretera comarcal M-134, de donde sale un camino del Canal de Isabel II en una zona denominada “La Parra”, que sigue el curso del río Robledillo hasta la cerrada de la presa de El Atazar. Una vez recorridos 4Kms por el fondo del valle en dirección a la presa aparece el filón en el margen izquierdo del valle, y a una altura de 15 metros que hizo muy difícil su acceso (Fig. 7.10a).

Este único filón está situado al oeste de la Hoja Geológica nº 485 de “Valdepeñas de la Sierra”. Presenta una dirección N100°E y un buzamiento aproximado, perpendicular a la foliación, de 60-70°NE (Fig. 7.10b).

La potencia es sensiblemente menor que los encajados en gneises y no parece sobrepasar el medio metro. La longitud no debe superar los 50 metros, pero es difícil de estimar porque se observan dos afloramientos métricos probablemente pertenecientes al mismo filón. El cuarzo es el constituyente principal del filón aunque también se observaron minerales metálicos como rutilo y otros óxidos. Se han muestreado pequeñas geodas con cristales de cuarzo idiomorfos y frecuentemente transparentes donde se han llevado a cabo las técnicas aplicadas.

7.2.2. Contexto geológico y rocas encajantes

El filón de La Parra encaja en las pizarras de Prádena, cuyos tres términos inferiores conforman una unidad llamada “Formación Rodada”. Esta formación presenta tres miembros cartografiables, de los cuales el intermedio o *pizarras negras homogéneas* es el encajante del filón de La Parra.

Es el miembro de mayor extensión cartográfica y presenta una potencia estimada entre 700 y 100 metros. Consta de pizarras negras muy homogéneas en las que no se aprecian estructuras sedimentarias. Se les ha asignado una edad Ordovícico medio y han sido interpretadas como procedentes de sedimentos fangosos de una plataforma en conexión con un océano abierto.

La mineralogía principal está compuesta por cuarzo, clorita, sericita, cloritoide y, ocasionalmente biotita. Los minerales accesorios que muestra son circón, óxidos de hierro, otros opacos y turmalina. Presenta proporciones reseñables de grafito, piritita y otros sulfuros diseminados.

7.2.3. Análisis de fluidos

MUESTREO

Se han podido recoger geodas con cristales de pequeño tamaño (<3cm de longitud y <1cm de anchura), algunos de los cuales presentan la transparencia y el idiomorfismo adecuado para su estudio. También aparecen cristales fibrosos de rutilo englobados por los de cuarzo, los cuales frecuentemente están recubiertos con una pátina de color rojizo por alteración de óxidos de hierro.

TIPOS DE INCLUSIONES Y CRONOLOGIA

En estos filones que encajan en pizarras se han reconocido inclusiones diferentes a las encontradas en los filones encajados en gneises. Se han identificado tres tipos de inclusiones fluidas: (i) inclusiones acuoso-carbónicas Lw-c, con CO₂, CH₄ y N₂, (ii) inclusiones acuosas Lw-m con CH₄ pero sin CO₂, y (iii) inclusiones acuosas de tipo Lw sin gases carbónicos.

Inclusiones Lw-c

Se trata de inclusiones bifásicas a temperatura ambiente, definidas por el sistema $H_2O-NaCl-CO_2$ y cantidades menores de N_2 y CH_4 . Son primarias y aparecen en todas las muestras estudiadas aunque en una proporción sensiblemente menor al resto de inclusiones. Se localizan en pequeñas poblaciones en las zonas internas de los cristales (Fig. 7.10c), sus tamaños varían entre $<5\mu m$ y $150\mu m$, y la fase vapor lo hace entre 15% y 25%. No presentan minerales atrapados.

Inclusiones Lw-m

Son también inclusiones bifásicas a temperatura ambiente pero en este caso identificadas por el sistema $H_2O-NaCl-CH_4$, con la presencia de N_2 detectado en algunas inclusiones. Se han reconocido inclusiones de este tipo en todas las muestras, distribuidas por todo el cristal aunque siempre en zonas ligeramente más externas con respecto a las inclusiones Lw-c (Fig. 7.10d). También tienen carácter primario. Muestran tamaños similares a las anteriores, entre $<5\mu m$ y $150\mu m$, y fase vapor algo menor, entre 15% y 20%.

Inclusiones Lw

Son las únicas inclusiones que no tienen ningún gas excepto el H_2O . Presentan dos fases a temperatura ambiente y están caracterizadas por el sistema $H_2O-NaCl$. En este caso, se trata de inclusiones primarias y secundarias, las primarias aparecen en pequeños grupos en las zonas más externas de los cristales, mientras que las secundarias se alinean en planos de inclusiones fluidas. Su tamaño es menor a los otros tipos de inclusiones, hasta $100\mu m$ (Fig. 7.10e), y la fase vapor varía entre 10 y 15%.

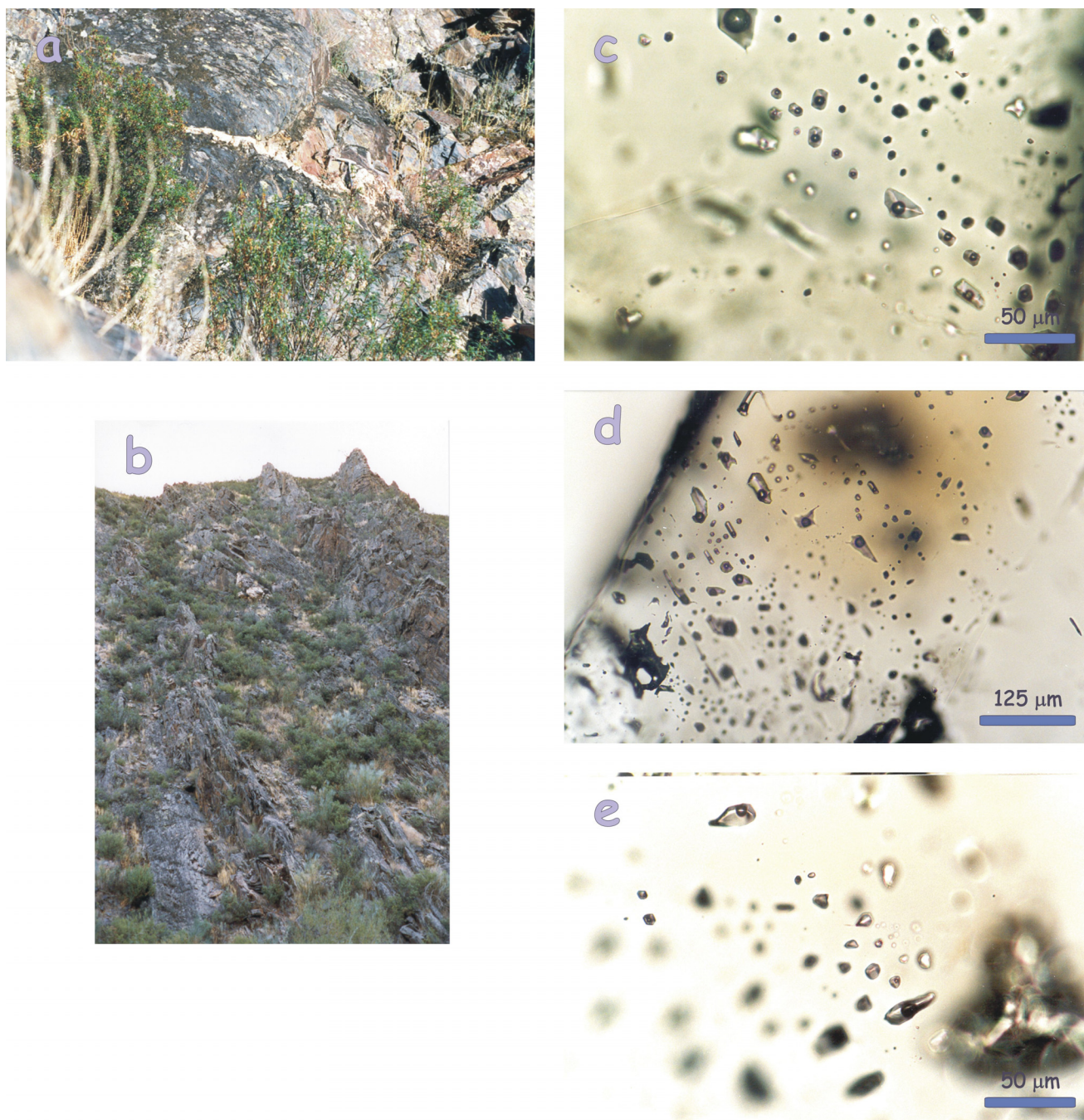


Figura 7.10. Fotografías del filón y de las inclusiones de la zona de La Parra. (a) Vista del filón, (b) fotografía donde se aprecia la foliación general de las pizarras y su relación con el filón, (c) Inclusiones Lw-c, (d) inclusiones Lw-m, y (e) inclusiones Lw.

RESULTADOS MICROTERMOMETRICOS E INTERPRETACION

Las características microtermométricas más importantes de las 109 inclusiones de los tres tipos identificados (Tabla 7.3) se exponen a continuación.

Inclusiones Lw-c

Están caracterizadas por el sistema $H_2O-NaCl-CO_2$ y, proporciones menores de CH_4 y N_2 . Presentan unos valores de fusión de hielo entre -2.1 y -1.4 , y unas temperaturas de fusión de clatrato entre 8.7 y 10.3 . Estos valores suponen una baja salinidad que no supera el 1% peso NaCl. La primera fusión de hielo no se ha podido observar claramente, aunque está en torno a $-20^\circ C$. La homogeneización se produce en líquido, y presenta unas temperaturas (T_h) entre $270^\circ C$ y $290^\circ C$, con $270^\circ C$ como valor modal (Fig. 7.11).

Inclusiones Lw-m

Son también inclusiones acuoso-carbónicas definidas por el sistema $H_2O-NaCl-CH_4$. En contadas inclusiones se ha detectado N_2 , pero en ningún caso se ha encontrado CO_2 . La fusión de hielo varía entre -1.6 y $-1^\circ C$ y la fusión del hidrato de CH_4 entre 5.6 y $7.1^\circ C$, lo que supone una salinidad entre 1 y 2.5% peso NaCl ligeramente mayor que el fluido carbónico Lw-c. Las temperaturas de homogeneización, que siempre es en líquido, presentan un rango ligeramente más amplio que las Lw-c, pero la moda en $260^\circ C$ es muy similar (Fig. 7.11).

Inclusiones Lw

Se trata de inclusiones acuosas sin gases carbónicos, del sistema $H_2O-NaCl$ y una fusión final de hielo entre 0 y $-0.8^\circ C$ y una baja salinidad que no supera 1.3% peso NaCl. Las temperaturas de homogeneización son moderadamente bajas con un presentan un rango de variación entre 150 y $200^\circ C$ y una moda en $180^\circ C$ (Fig. 7.12).

Tipos de inclusiones	Lw-c	Lw-m	Lw
Componentes	H ₂ O-NaCl-CO ₂ (N ₂ -CH ₄)	H ₂ O-NaCl-CH ₄ (N ₂)	H ₂ O-NaCl
Disposición en filones	Primarias	Primarias	Primarias (secundarias)
Hábito a T ^a ambiente	Bifásicas	Bifásicas	Bifásicas
% fase vapor	15-25	15-20	10-15
T ^a eutéctico (°C)	--	--	--
T ^a f. Hielo (°C)	-2.1 / -1.4 moda: -2.0	-1.6 / -1 moda: -1.5	-0.8 / 0 moda: -0.1
T ^a f. Clatrato (°C)	8.7 / 10.3 moda: 9.8	5.6 / 7.1 moda: 6.6	--
T ^a h. Fase vapor (°C)	270 / 290 moda: 270 (L)	230 / 270 moda: 260 (L)	150 / 200 moda: 180 (L)
Salinidad (% peso eq. NaCl)	0.5 / 1	1 / 2.5	0 / 1.3
Nº inclusiones	13	51	45

Tabla 7.3. Características microtermométricas de las inclusiones identificadas en el filón intrametamórfico encajado en las pizarras de La Parra.

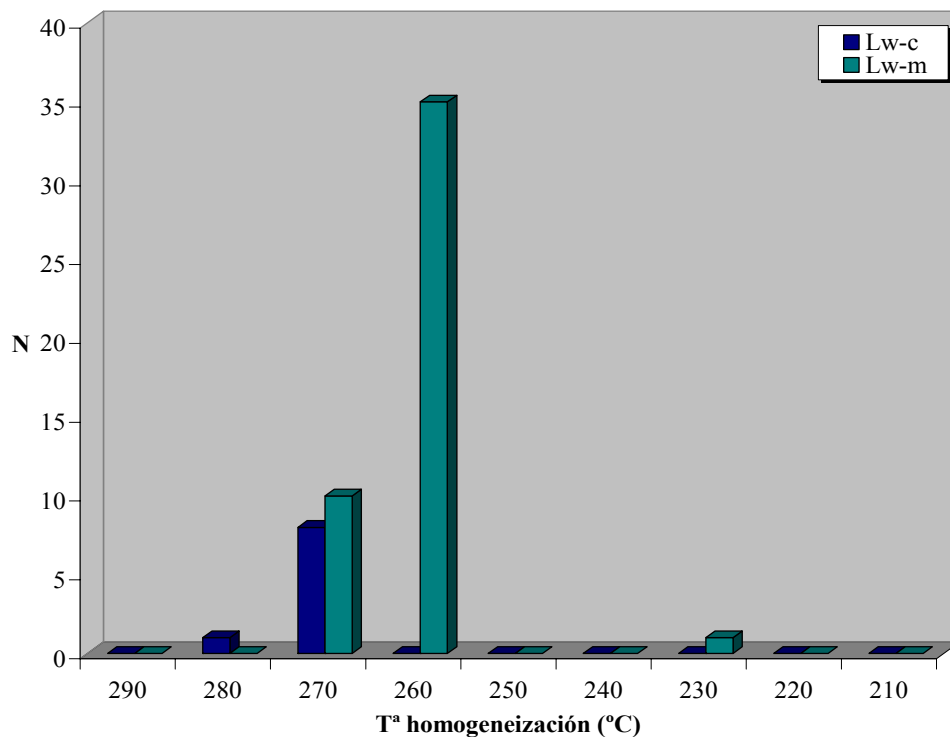


Figura 7.11. Histograma de frecuencia de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones Lw-c y Lw-m.

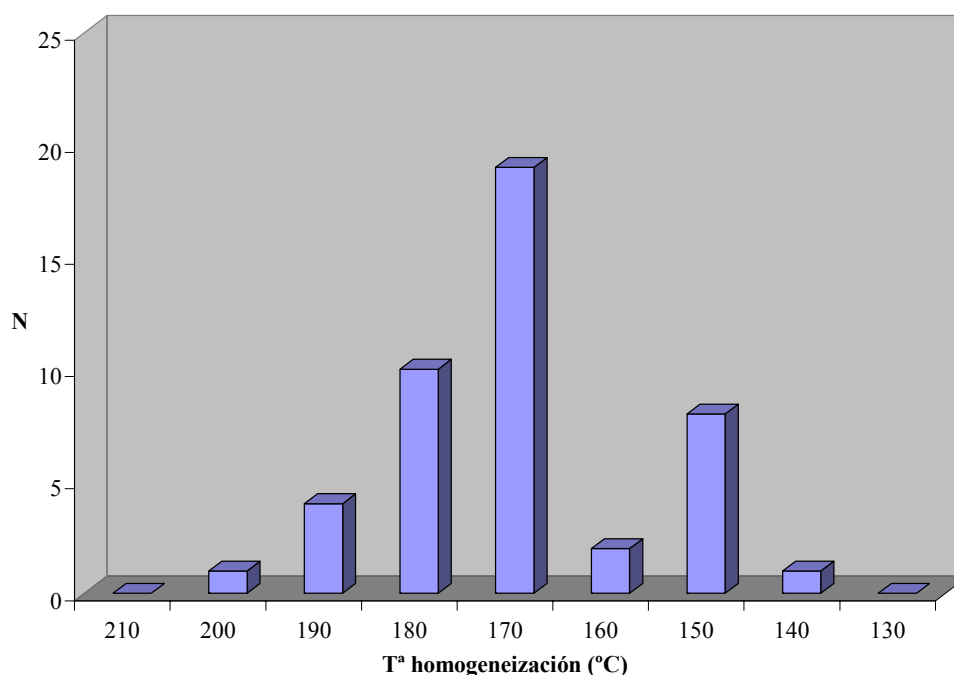


Figura 7.12. Histogramas de frecuencia de las temperaturas de homogeneización (T_h) de las inclusiones Lw en la zona intrametamórfica de La Parra.

RESULTADOS DE ESPECTROSCOPIA RAMAN

Los análisis realizados por espectroscopía Raman han permitido la determinación de la composición y densidad de los dos tipos de inclusiones con gases de la zona de La Parra.

La composición global obtenida por análisis microtermométricos y Raman muestran los valores molares que aparecen en la Tabla 7.4. Se puede observar que las inclusiones Lw-c presentan, además de agua, N_2 y CO_2 en cantidades importantes y CH_4 en menores proporciones en la fase gaseosa. La densidad está próxima a 0.85 gr/cm^3 . Las inclusiones Lw-m muestran únicamente contenidos importantes en CH_4 , aunque algunas inclusiones presentan también N_2 . Su densidad está en torno a 0.8 gr/cm^3 , menor que las inclusiones Lw-c.

Tipo de inclusión	Composición fase gaseosa (molar)		Composición total (molar)	
	Lw-c	Lw-m	Lw-c	Lw-m
CO ₂	47-77.5	Nd	3.5-5	nd
CH ₄	2.5-6	27-100	0.1-0.3	0.5-1.5
N ₂	20-50.5	nd-73	0.5-2.5	0-2
D (gr/cm ³)			0.84-0.88	0.8-0.83

Tabla 7.4. Resumen de los datos de Raman de los dos tipos de inclusiones acuoso-gaseosas de La Parra.

RESULTADOS DE LA-OES

Los análisis realizados mediante LA-OES han descartado la presencia de Li en las inclusiones y en el cuarzo matriz. Únicamente se ha identificado Na en el líquido de las inclusiones y en bajas concentraciones, por lo que tampoco se han podido establecer las relaciones iónicas entre los elementos mayores.

Como resumen se puede decir que se reconocen tres tipos de fluidos, todos de baja salinidad: (i) un primer fluido acuoso-carbónico H₂O-NaCl-CO₂-(CH₄), de moderada temperatura, (ii) un segundo fluido también acuoso-carbónico H₂O-NaCl-CH₄, que ha circulado a temperaturas similares al anterior y, (iii) un tercer fluido acuoso de baja temperatura.

Estos fluidos presentan importantes diferencias composicionales con respecto a los que han circulado en los filones encajados en los gneises, aunque sus temperaturas de circulación son similares. La existencia de gases carbónicos en las inclusiones Lw-c y Lw-m, que no se ha encontrado en los filones que encajan en gneises, estaría indicando la presencia de un fluido de signatura probablemente metamórfica (Dubessy, 1984; Ramboz et al., 1985; Dubessy et al., 1989) e importantes procesos de interacción roca-fluido, como así corroboran los valores isotópicos de estos fluidos (capítulo 9).

Aunque las temperaturas de circulación son similares, las importantes diferencias composicionales de los fluidos, y texturales de los filones, no han permitido su comparación con los filones encajados en gneises.

8. ALTERACIONES HIDROTERMALES

- 8.1. Alteraciones de los filones intragraníticos
 - 8.2. Alteraciones de los filones intrametamórficos
-

Las alteraciones hidrotermales, provocadas por la circulación de fluidos y el emplazamiento de los diques de cuarzo están restringidas al inmediato contacto con los granitoides encajantes, debido fundamentalmente a la relativa baja porosidad de éstos. En general, no dan lugar a litologías específicas de alteración hidrotermal, sino que los fluidos alteran la mineralogía encajante y originan fases típicamente secundarias. En el filón de Manzanares el Real se ha descrito una banda de potencia centimétrica de roca más alterada y triturada, empastada en una matriz de naturaleza arcillosa y presente solo en uno de los laterales del filón.

8.1. Alteraciones de los filones intragraníticos

En los filones intragraníticos se pueden reconocer una *cloritización* y *moscovitización* intensas y una *oxidación de minerales metálicos*, como procesos de alteración más importantes. Los dos primeros procesos se habrían producido en, al menos, dos eventos hidrotermales, por lo que se habrían originado dos generaciones de minerales de alteración, la primera y más importante de las cuales se habría reequilibrado parcialmente con los fluidos del segundo pulso, de menor temperatura y responsable de las últimas fases de formación del cuarzo QII.

CLORITIZACION

Todas las cloritas reconocidas se han formado como consecuencia de la alteración (hidratación) de biotitas del granito en el que encajan los filones, puesto que no se han encontrado cloritas de neoformación. El grado de cloritización es variable, desde biotitas

ligeramente cloritizadas, en las zonas donde el granito encajante aparece más fresco, hasta cloritas s.s. en la zona de contacto con los filones (Fig. 8.1a, b). Las cloritas heredan los hábitos de las biotitas, y comienzan a formarse principalmente a través de los planos de exfoliación de éstas, aunque también lo hacen a partir de fracturas o zonas de debilidad (biotitas kinkadas).

Se han analizado diferentes cloritas para determinar su composición y características cristaloquímicas (Anexo 2), y se han clasificado en función de la relación $Fe/Fe + Mg$ frente al Si^4 . Se trata de cloritas di-trioctaédricas aluminio-magnésicas, que se proyectan principalmente en el campo de la sudoita, según la clasificación de Wiewióra & Weiss (1990). Prácticamente todas las muestras presentan una composición homogénea tanto en su relación Fe-Mg como en las sustituciones tetraédricas-octaédricas $Al^{IV}-Al^{VI}$.

No se ha podido utilizar la composición de las cloritas, para el cálculo del geotermómetro de Cathelineau, (1988), debido a que las cloritas no son de neoformación, sino de origen secundario a partir de la alteración de biotitas.

MOSCOVITIZACION

La formación de moscovita es el proceso de alteración más importante de los filones intragraníticos de cuarzo.

Muestra una morfología en agregados de cristales fibrosoradiados, y presenta dos generaciones con los mismos rasgos texturales pero espacialmente diferenciadas:

(i) *incluida en plagioclasa de los granitoides encajantes*. Se presenta en haces de cristales fibrosoradiados de un tamaño aproximado de $100\mu m$, y se origina a expensas de los feldespatos de los granitoides encajantes (Fig. 8.1c). La alteración se produce fundamentalmente en plagioclasas, puesto que su estructura es más susceptible de alteración que la de los feldespatos potásicos, y porque la relación K/H necesaria para que se formen moscovitas es menor que la de éstos, por lo que pierden el K y se alteran con

mayor dificultad (Allen et al., 1998). El núcleo de las plagioclasas tiende a aparecer parcialmente reemplazado por moscovita (Fig. 8.1d), lo que refleja un mayor contenido en Ca de esas zonas y, por tanto la presencia de zonados composicionales. La alteración también se produce a partir de planos de macla donde preferencialmente se forman las micas. El grado de moscovitización de las plagioclasas es menor cuanto mayor es la distancia al filón.

(ii) *como mineral atrapado en inclusiones o como inclusión sólida* en el borde de los cristales de cuarzo de tipo QII. Se han identificado agregados fibrosoradiados de micas como mineral atrapado en los tres tipos de inclusiones (Lw1, Lw2 y Lw-h) y en los dos tipos de filones, intragraníticos e intrametamórficos en gneises (Fig. 8.1e). También se han encontrado cristales de tamaño mayor ($\cong 1\text{mm}$) y la misma morfología y textura, atrapados en los bordes de los cristales transparentes y piramidales de cuarzo y relacionados con los últimos estadios de formación de éstos (Fig. 8.1f). La localización de estos agregados parece indicar que, al menos la mayor parte de ellos, se habrían formado directamente a partir de los fluidos hidrotermales responsables de la formación de los cristales del cuarzo de tipo QII.

También se han reconocido masas de color verdoso y tamaño milimétrico de agregados de moscovitas, que rellenan huecos existentes entre los cristales centimétricos e idiomorfos de las cavidades, y que se han denominado Dat2. La cantidad y tamaño de estas concentraciones ha permitido su utilización para dataciones geocronológicas.

Todos los tipos de moscovita se han analizado por microsonda electrónica con el fin de clasificarlas, conocer su composición y las diferentes sustituciones catiónicas, así como la posibilidad de establecer las condiciones de formación de las mismas (Anexo 2). Del tipo (i) se han analizado micas del granito encajante de Colmenarejo, y del tipo (ii) se han analizado micas atrapadas en cristales de todas las zonas intragraníticas y de los filones intrametamórficos de Colmenarejo, zona que ha permitido la recogida y comparación de muestras de todos los tipos.

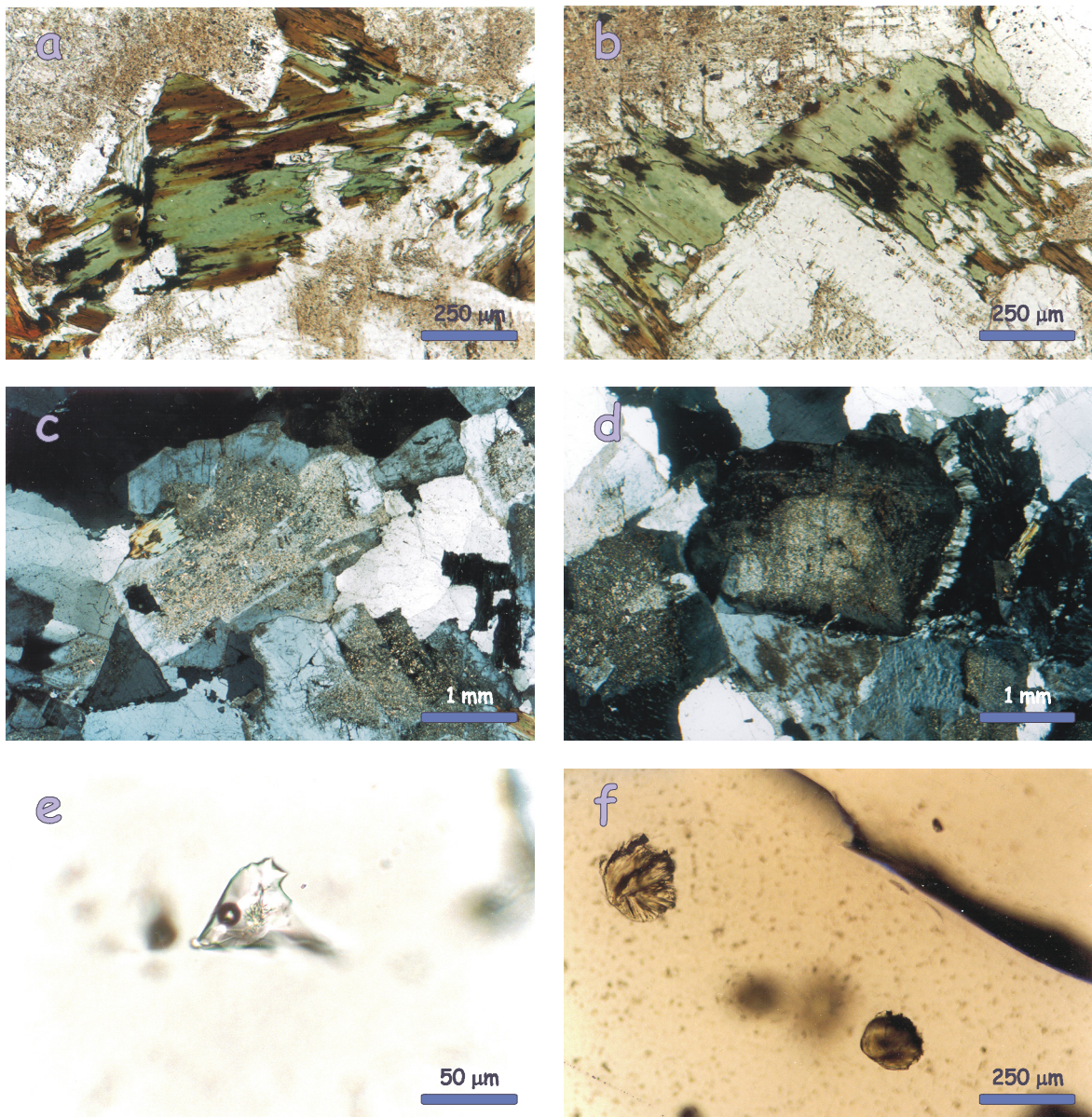


Figura 8.1. Ejemplos de alteraciones de los filones intragraníticos: (a) biotita del granito encajante parcialmente reemplazada por clorita; (b) biotita totalmente reemplazada por clorita en el contacto con el filón; (c) feldespato parcialmente reemplazado por moscovita (*tipo i*); (d) plagioclasa con el núcleo cálcico reemplazado por moscovita (*tipo i*); (e) micas (*tipo ii*) atrapadas en inclusiones fluidas; (f) moscovitas atrapadas (*tipo ii*) en el borde de un cristal de cuarzo.

Todas las micas analizadas se proyectan en el campo de las moscovitas, próximas al vértice de las moscovitas s.s. (Rieder et al., 1999), aunque se pueden distinguir dos grupos en función del grado de sustitución de Si por Al (Fig. 8.2 y Fig. 8.3):

- Grupo I: estaría formado por todas las muestras de micas del tipo (ii) de Colmenarejo (Ingra, Inmeta, y Dat2) y las muestras de Cerceda. Se proyectan en composiciones principalmente moscovíticas (Fig. 8.2), por lo que presentan más Al^{IV} sustituyendo al Si y más Al^{VI} (Fig. 8.3). Este grupo representa una generación de micas neoformadas a partir de los fluidos hidrotermales asociados, principalmente, a la formación de los cristales idiomorfos de cuarzo. En los filones intrametamórficos no se han identificado inclusiones del fluido cálcico $H_2O-NaCl-CaCl_2$ sino únicamente del fluido Lw1, sin embargo sí se han localizado y analizado micas atrapadas en el borde de los cristales. Además, la composición de estas micas es similar a la de las micas respectivas de los filones intragraníticos de la misma zona, donde sí está presente este fluido. Por tanto, este grupo de micas no está relacionado únicamente con el fluido cálcico sino también con el fluido Lw1, es decir, con las primeras fases del cuarzo de tipo QII y, probablemente con las últimas del cuarzo QI.
- Grupo II: estaría formado por las micas de tipo (ii) de Manzanares el Real y La Cabrera, y por las micas secundarias de tipo (i) del granito de Colmenarejo (Gra). Este grupo presenta una composición ligeramente enriquecida en Si, por lo que se desplazan hacia composiciones más illíticas sin llegar a ser illitas s.s. (Fig. 8.2), y presentan una menor proporción de Al^{total} (Fig. 8.3). Estarían asociadas a los mismos procesos que originaron las micas del Grupo I. El hecho de que estén en este grupo las micas de neoformación de Manzanares y La Cabrera junto a las de alteración del granito encajante de Colmenarejo, podría estar controlado por la geoquímica de las litologías encajantes. La mayor alteración descrita en la zona de Manzanares podría indicar una mayor alteración e interacción roca/fluido, y una mayor influencia del granito

encajante en el quimismo de las micas. Este grupo presenta unos mayores contenidos en Fe y Si que las micas del Grupo I (Fig. 8.4a y b). Además, los contenidos en Fe y en Mg permiten separar las micas de cada zona, incluso las de Cerceda, que aunque pertenecen al Grupo I presentan un mayor contenido en Fe que las de Colmenarejo (Fig. 8.5).

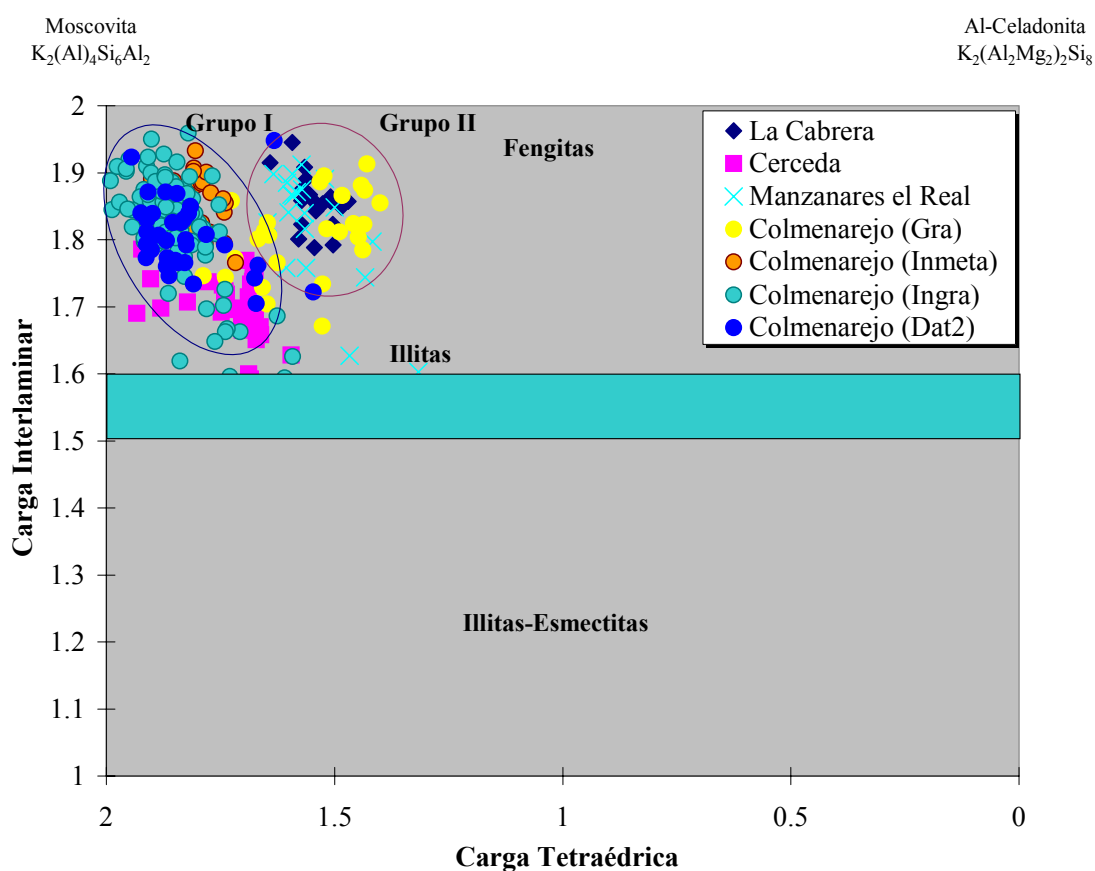


Figura 8.2. Clasificación de las moscovitas analizadas a partir de la modificación de los diagramas ternarios de clasificación de Newman & Brown, (1987). (Gra): tipo (i); (Inmeta): tipo (ii) en filones intrametamórficos; (Ingra): tipo (ii) en filones intragraníticos; (Dat2): masas de agregados moscovíticos.

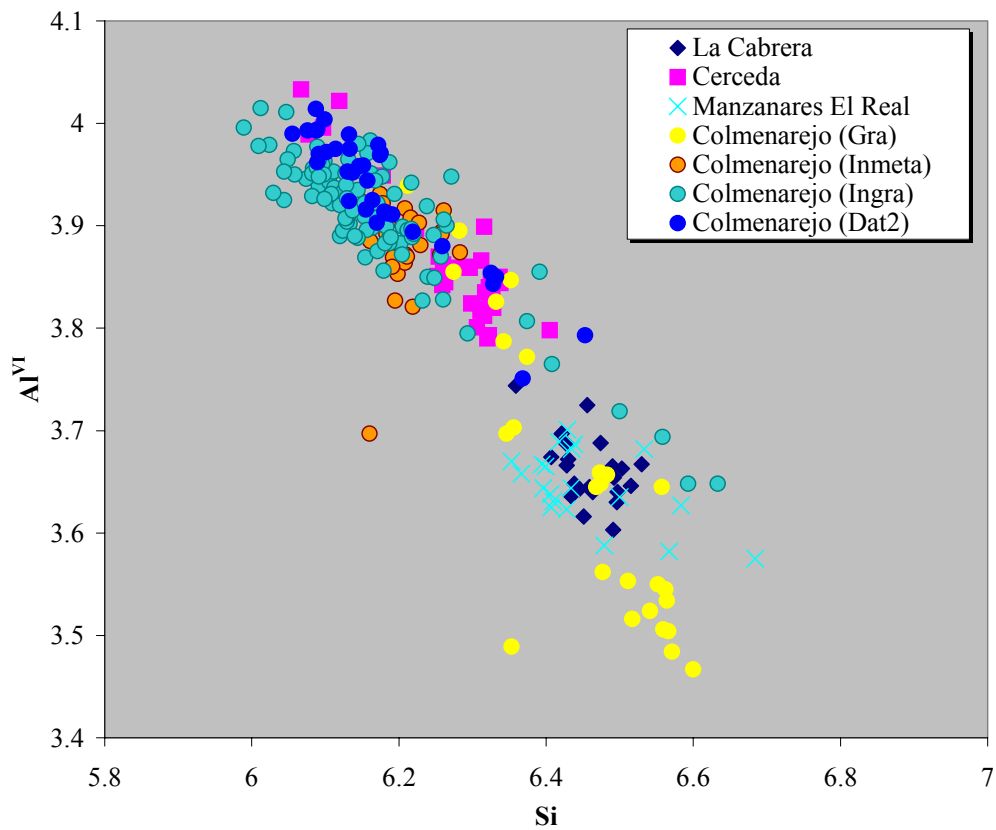


Figura 8.3. Relación Si/ Al^{VI} donde se pueden diferenciar las moscovitas de los dos grupos. Se ha utilizado la leyenda de la Fig. 8.2.

Las moscovitas de Colmenarejo Dat2 utilizadas para la datación (Capítulo 10) presentan unas características similares al resto de moscovitas neoformadas de la zona de Colmenarejo. Se trata de micas antiguas, que podrían haber actuado como semilla de nucleación de micas de eventos hidrotermales posteriores. Otras micas neoformadas en forma de agregados fibrosoradiados deberían estar principalmente relacionadas con el fluido de naturaleza cálcico-sódica asociado al cuarzo QII. La presencia de fluorita en la zona de Cerceda también parece delatar la circulación de varios eventos por las mismas direcciones que los filones de cuarzo.

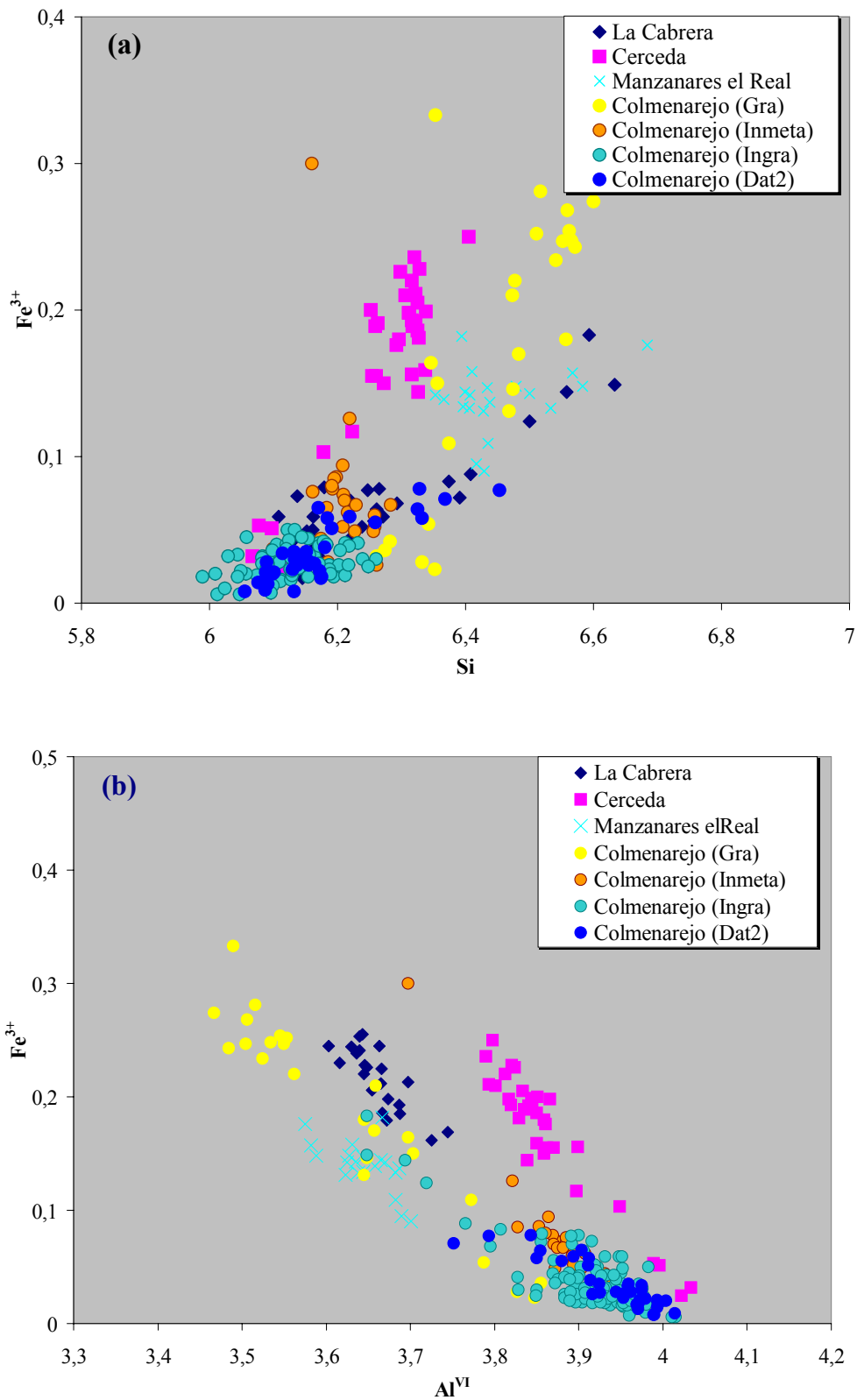


Figura 8.4. (a) Relación Si/Fe^{3+} , y (b) relación $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Fe}^{3+}$ de las moscovitas analizadas. Se ha utilizado la leyenda de la Fig. 8.2.

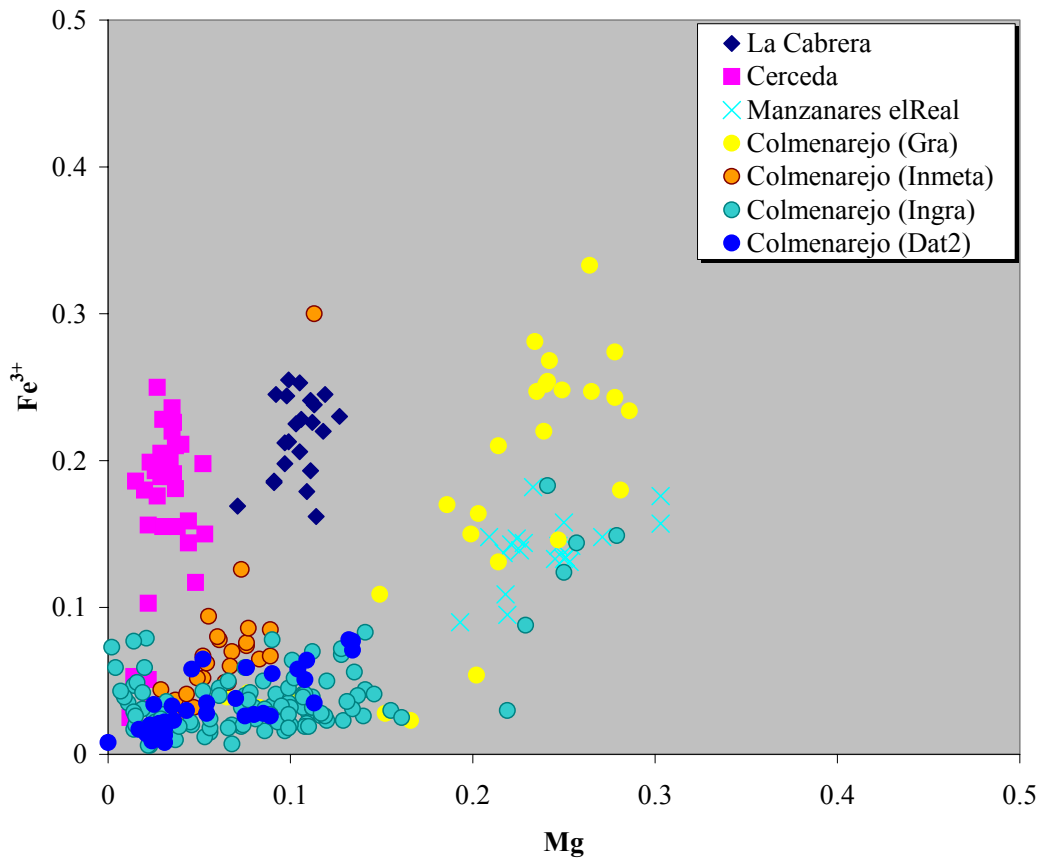


Figura 8.5. Relación Mg/Fe³⁺. Se ha utilizado la leyenda de la Fig. 8.2.

OXIDACION DE MINERALES METALICOS

La circulación de fluidos hidrotermales también ha producido una oxidación de la roca encajante, que es particularmente intensa en los bordes de los diques de cuarzo.

También hay que hacer constar que se pueden reconocer fragmentos centimétricos del granito encajante englobados en las zonas exteriores de los filones. Estos fragmentos presentan un importante grado de alteración y fueron arrancados durante la apertura de la fractura y la circulación de los fluidos hidrotermales. Se preservan a modo de enclaves dentro del cuarzo.

Por último, cabría hacer algunas observaciones sobre el filón de Manzanares el Real, que es el único en el que se ha originado una litología típicamente hidrotermal. Se trata de una banda rojiza de aspecto arcilloso, con una potencia ≤ 20 cms y que se ha desarrollado únicamente en uno de los laterales del filón. Bajo el microscopio petrográfico, está constituida por una matriz de moscovita, clorita, cuarzo y óxidos de Fe, con tamaños inferiores a 50 μm . En esta matriz están inmersos cristales relictos de feldespato completamente alterados a moscovita, y fantasmas de lo que antes eran cristales de biotita, que ahora están completamente alterados a un agregado fibrosoradiado de micas rodeadas de cristales globulares de cuarzo y óxidos de Fe. El tamaño de estos “megacristales” no supera el milímetro. El contacto de esta banda con el filón está definido por un espejo de falla en el que se pueden observar algunas estrías.

Los fluidos, la potencia y la longitud del filón de Manzanares son perfectamente comparables a los filones del resto de zonas estudiadas, y la única diferencia es su dirección, N115°E. Por lo tanto, el origen de esta banda podría estar relacionado con una mayor deformación según esta dirección N115°E para el Cretácico en la Sierra de Guadarrama.

8.2. Alteraciones de los filones intrametamórficos

Los filones intrametamórficos muestran procesos de alteración similares a los ya descritos, aunque la paragénesis secundaria es menor. Además, en este caso se produce una *brechificación y fracturación* intensas de la roca caja de las paredes del filón, como respuesta a la existencia de zonas más débiles, como son los planos de foliación de los gneises.

El comportamiento reológico de los gneises encajantes permite la formación de ramificaciones laterales a partir del cuerpo filoniano principal (Fig. 8.6a). La roca no es

isótropa y ante la presión de circulación de los fluidos, no se comporta de igual forma que los granitoides y se fractura por los planos de foliación. Estas fracturas se rellenan de cuarzo con varios centímetros de potencia, y conforman una textura de stockwork que en ocasiones se ramifica y se extiende hasta algunos metros de distancia del cuerpo principal del filón (Fig. 8.6b).

Otro proceso importante de alteración es *la formación de moscovita* secundaria a expensas de biotita y de feldespatos. No es un fenómeno tan intensamente desarrollado como en el caso de los filones intragraníticos, pero sí se presenta de manera reseñable. Las moscovitas, que se presentan en pequeños cristales de morfología tabular, se localizan en los planos de exfoliación de las biotitas. La alteración se generaliza en las bandas más deformadas, donde las biotitas se moscovitizan totalmente (Fig. 8.6c). En este caso, además de pequeños cristales de morfología tabular, se originan monocristales de tamaño milimétrico. En las biotitas sin deformación o poco deformadas, las micas blancas están restringidas únicamente a los planos de exfoliación, donde se forman pequeños cristales tabulares (Fig. 8.6d).

Los feldespatos se presentan ligeramente alterados, y los cristales tabulares de micas están restringidos a pequeñas zonas. En ningún caso es un proceso de alteración importante.

Las biotitas también se presentan ligeramente alteradas a clorita, principalmente en cristales aciculares que se forman en las bandas de mayor alteración de la biotita. En ocasiones, la clorita se presenta en cristales planares y subidiomorfos (Fig. 8.6e).

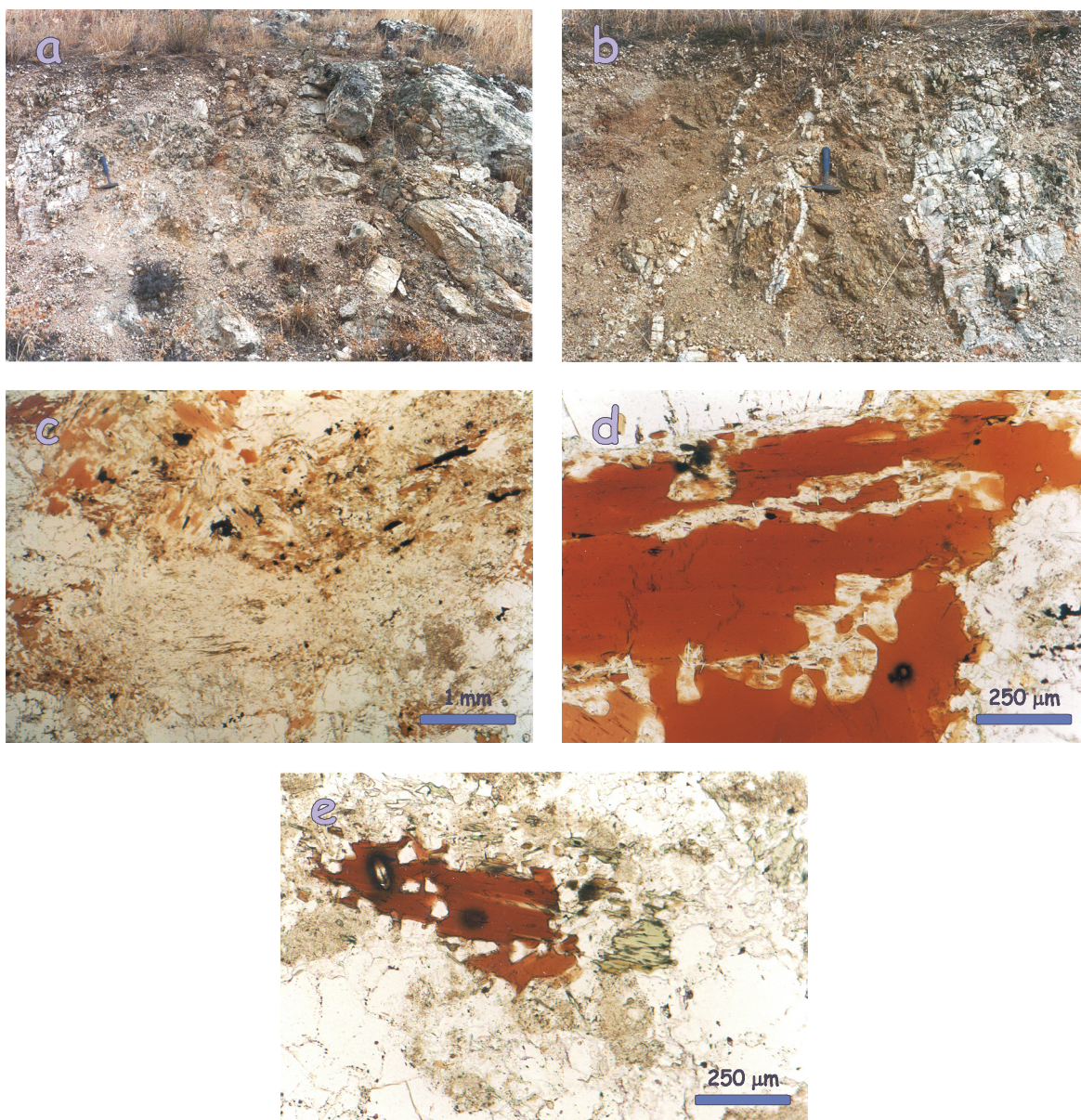


Figura 8.6. (a) Vista general de la alteración de un filón intrametamórfico encajado en gneises; (b) ejemplo de ramificaciones laterales del filón principal; (c) biotita completamente alterada a moscovita; (d) biotita alterada a moscovita en los planos de exfoliación; (e) biotita parcialmente alterada a clorita.

***LOS FILONES DE
CUARZO ESTERIL DE LA
SIERRA DE
GUADARRAMA***

5. *Encuadre geológico regional*
6. *Filones de cuarzo intragraníticos*
7. *Filones de cuarzo intrametamórficos*
8. *Alteraciones hidrotermales*

**9. *Geoquímica de isótopos estables:
resultados***

10. *Geocronología: resultados*

9. GEOQUIMICA DE ISOTOPOS ESTABLES: RESULTADOS

Se ha realizado geoquímica de isótopos estables en inclusiones Lw1, Lw2 y Lw-m (Tabla 9.1). Se han medido los valores de δD directamente en las inclusiones fluidas, y los valores de $\delta^{18}O$ en el cuarzo matriz. Con este último se han calculado los correspondientes $\delta^{18}O$ del fluido a partir de las ecuaciones de Clayton et al., (1972), en las que se relaciona el valor isotópico del cuarzo con el valor que debería tener el fluido del que precipitó a una temperatura determinada. Para este cálculo, se han utilizado las temperaturas de homogeneización (temperatura mínima de atrapamiento) de las inclusiones de la zona de cuarzo analizada. Si se asume que la temperatura real de atrapamiento podría estar algunos grados por encima, los valores isotópicos serían ligeramente menos negativos.

Los rangos isotópicos de δD se han determinado a partir de las dos medidas efectuadas en cada muestra, mientras que los valores de $\delta^{18}O$ se han calculado a partir de los rangos de temperaturas de homogeneización de las inclusiones correspondientes.

El fluido Lw1 muestra unos valores de δD entre -74 y -38‰ y de $\delta^{18}O$ entre -8 y 1‰ en los filones de cuarzo intragraníticos, y entre -64 y -34.5‰ para δD y entre -9 y 2‰ para $\delta^{18}O$ en los intrametamórficos encajados en gneises (Fig. 9.1). Los valores modales de $\delta^{18}O$ se proyectan a la derecha de la línea de las aguas meteóricas (MWL), aunque uno de los extremos del rango isotópico se proyecta sobre la misma línea. Estos valores están indicando un origen fundamentalmente meteórico para el fluido Lw1 (Sheppard, 1986). Aunque los extremos superiores del rango de $\delta^{18}O$ solapan ligeramente el campo del agua del mar, su posible participación se podría descartar. En primer lugar, porque la evaporación del agua del mar genera salmueras residuales con salinidades cercanas a la sobresaturación en halita (≈ 26.3 %peso eq.NaCl; Holser, 1979), y la salinidad de las inclusiones Lw1 no supera el 1 %peso eq.NaCl y, en segundo lugar, porque valores tan negativos de δD son típicos de aguas meteóricas. Un proceso de mezcla entre aguas meteóricas (no salinas) y agua del mar (3-4 %peso eq.NaCl) generaría fluidos más salinos que los Lw1.

Muestra	Tipo de fluido	Tipo de inclusión	Temperatura mínima de atrapamiento (°C) ^a	Salinidad modal de las inclusiones (% peso NaCl eq.)	Medido Cuarzo $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰)	Calculado Fluido-cuarzo $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰) ^b	Medido Inclusiones $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$ (‰)
Col. G3	H ₂ O-NaCl	Lw1	170-295	0.4	6.8	-7 / -1	(-105.5) ^c
Cer. G3		Lw1	140-290	1	8.1	-8 / 1	-55
Man.G1		Lw1	230-300	0.3	6.9	-7.3 / 1.5	-38 / -59
Cab.G2		Lw1	140-230	0.5	10.6	-5.3 / 1.5	-71 / -73.5
Col. M1		Lw1	140-260	0.15	7.6	-9 / -1	-34.5 / -64
Colv.M6		Lw1	140-290	0.15	9.7	-7 / 2	-45 / -60
Col. G4	H ₂ O-NaCl- CaCl ₂	Lw2	90-160	27	6.7	-20 / -7.8	-116
Cer. G2		Lw2	75-90	26.2	N.D.	N.D.	N.D.
Man.G4		Lw2	70-115	25.5	8.5	-17 / -6	-137
Cab.G1		Lw2	75-130	25.7	N.D.	N.D.	N.D.
Par. P1	H ₂ O-NaCl- CH ₄	Lw-m	230-270	2	14.1	2 / 7	-58

^a Rango de temperaturas de las inclusiones fluidas

^b Calculado a partir de las ecuaciones de Clayton et al., (1972) a las temperaturas apropiadas

^c Datos anómalos debidos a la probable mezcla con inclusiones de tipo Lw2

N.D. No determinado

Tabla 9.1. Datos de isótopos estables. Valores de δD y $\delta^{18}\text{O}$ medidos para las inclusiones fluidas y el cuarzo respectivamente. Valores de $\delta^{18}\text{O}$ calculados a partir de los factores de fraccionación a las temperaturas adecuadas (Clayton et al., 1972). También se muestran la temperatura y salinidad de estas muestras.

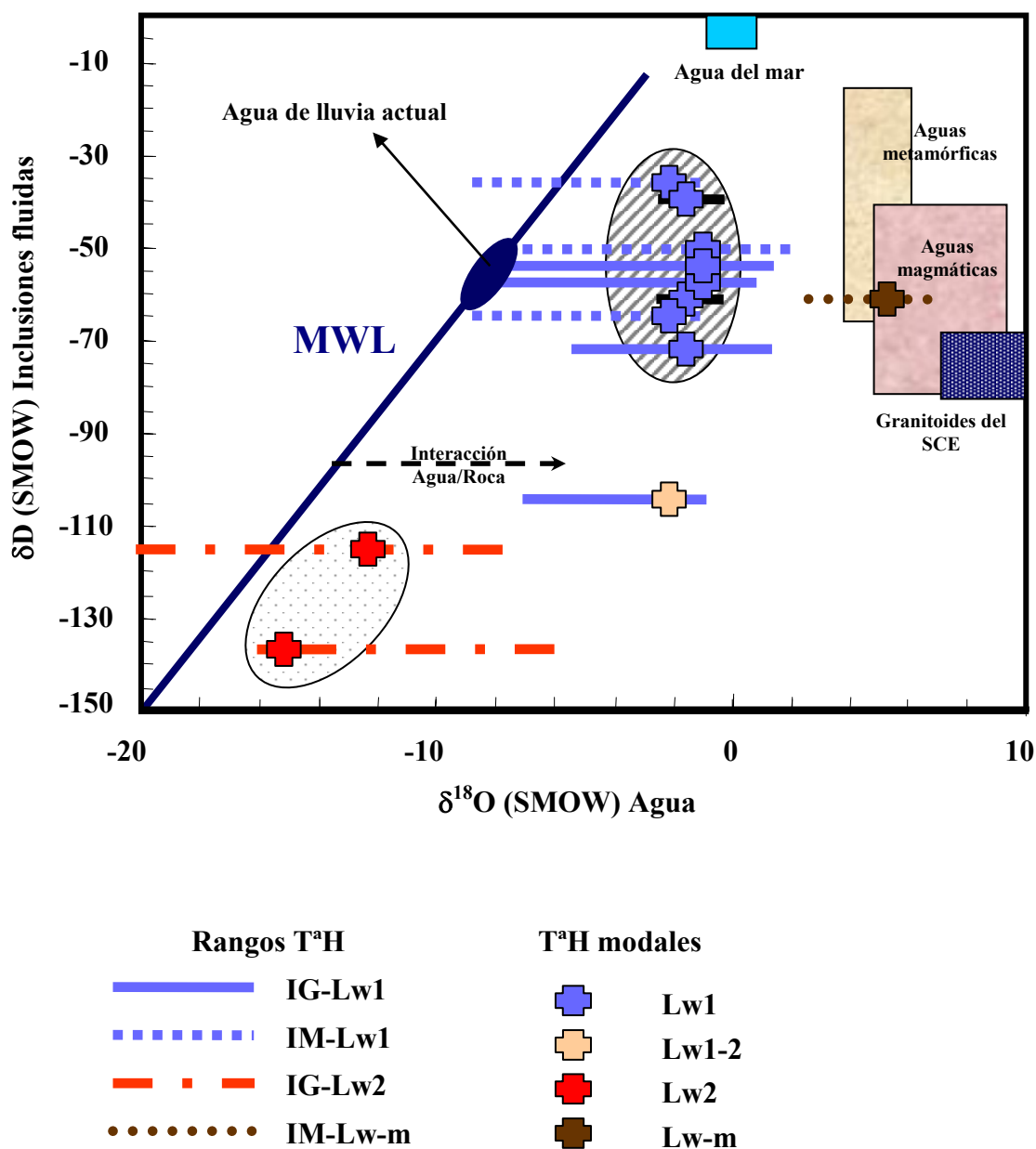


Figura 9.1. $\delta^{18}\text{O}$ - δD de las inclusiones Lw1, Lw2 y Lw-m con la distribución de los campos que delimitan los distintos orígenes de los fluidos (a partir de Sheppard, 1986). IG: filones intragraníticos, IM: filones intrametamórficos; Los rangos de $\delta^{18}\text{O}$ corresponden a los rangos de temperaturas mínimas de atrapamiento (Tabla 9.1) y el campo de los granitoides del Sistema Central Español se ha extraído de Tornos et al., (2000).

En sistemas de alta temperatura, el oxígeno del fluido puede interactuar con el oxígeno del mineral que se está formando, haciéndose más positivo. Un caso extremo de este proceso serían las aguas magmáticas (equilibradas con la roca a temperaturas magmáticas), que tienen valores positivos de +6 a +10, o incluso más altos, aunque normalmente los enriquecimientos no son tan grandes. En el supuesto de que el fluido Lw1 hubiera interactuado con las rocas magmáticas encajantes los valores de $\delta^{18}\text{O}$ se hubieran hecho más positivos y se hubiera producido el solapamiento con el valor 0‰ (SMOW) típico de aguas marinas, o incluso se hubiera situado entre los campos de aguas marinas y magmáticas (Fig. 9.1). Aún suponiendo este hecho, las aguas antes de ser calentadas en el sistema hidrotermal y equilibradas con las rocas magmáticas debieron haber sido ligeramente más negativas y, por tanto, debieron haber tenido una signatura más claramente meteórica.

Parece evidente entonces la signatura meteórica para el fluido Lw1, similar a la de aguas de latitudes intermedias, con valores típicos de $\delta^{18}\text{O}$ entre -4 y -9‰ (SMOW) (Rozanski et al., 1993). La separación de los valores modales de $\delta^{18}\text{O}$ de la Línea de las Aguas Meteóricas (MWL) podría indicar procesos de interacción agua/roca que desplazaría las muestras hacia valores no tan negativos, típicos de aguas meteóricas hidrotermales (Sheppard, 1986). De hecho, la interacción de estos fluidos con la roca caja a temperaturas entre 200 y 300°C produciría los principales procesos de alteración provocados por los fluidos descritos en los granitoides encajantes, y el alejamiento de los valores $\delta^{18}\text{O}$ de la Línea de las Aguas Meteóricas (MWL) (Fig. 9.1).

Los análisis llevados a cabo en la zona de La Parra (encajada en pizarras) muestran unos valores de δD de -58‰ y de $\delta^{18}\text{O}$ entre +2 y +7‰ (SMOW). Estos valores podrían indicar un origen relacionado con la circulación de fluidos de signaturas magmática y/o metamórfica (Fig. 9.1). Los datos microtermométricos de las inclusiones Lw-m (Tablas 7.3 y 9.1) señalan la presencia de CH_4 , que es un gas carbónico de origen principalmente metamórfico. Parece factible entonces pensar en una signatura metamórfica para el fluido Lw-m, adquirida al interactuar con las pizarras encajantes a temperaturas que rondan los 300°C.

El fluido Lw2 únicamente está presente en los filones intragraníticos donde muestra unos valores de δD entre -137 y -116‰ y de $\delta^{18}O$ entre -20 y -6‰. Estas bajas signaturas isotópicas indican un origen claramente meteórico para este fluido, y también se podrían definir como aguas meteóricas hidrotermales (Sheppard, 1986). Sin embargo, su alta salinidad (25.5 a 27 %peso eq.NaCl) necesita una fuente importante de sales, como podría ser la disolución de evaporitas. Los valores modales en este fluido apenas se alejan de la MWL, lo que unido a su menor temperatura corrobora la reducción de los procesos de interacción roca-fluido. Los valores de $\delta^{18}O$ obtenidos son ligeramente diferentes a los publicados hasta el momento para fenómenos hidrotermales de esta edad en el Sistema Central Español. Tornos et al. (1996, 2000) determinan en una silicificación en mármoles unos valores de $\delta^{18}O$ entre -11.7 y -8.3‰, que podrían ser debidos a que los análisis se realizaron sobre muestra total de cuarzo, sin haber separado el cuarzo formado a partir del fluido Lw1 del cuarzo formado a partir del Lw2. De esta manera, el valor obtenido presentaría una signatura mezcla de ambos tipos de inclusiones.

Sería importante reseñar que durante el Cretácico (periodo de circulación de estos fluidos) este área presentaba una latitud inferior a la que presenta en la actualidad (Ziegler et al., 1983). La composición isotópica del agua de lluvia actual en latitudes entre 0 y 20° muestra unos valores que oscilan entre +1.5 y -7‰ (SMOW) (Rozanski et al., 1993). Las aguas oceánicas durante el Mesozoico fueron entre 2.3 y 1.2‰ más negativas que las actuales (Shackleton & Kenett, 1975; Scherer, 1977; Veizer et al., 1999). Por tanto, las aguas meteóricas derivadas de la evaporación del agua del mar en el Cretácico deberían mostrar unos valores comprendidos entre -0.8 y -9.3‰ (SMOW). Incluso en este supuesto, los valores isotópicos calculados ($-20‰ < \delta^{18}O < -6‰$) son aún más negativos.

Algunos autores han argumentado las siguientes razones para explicar estos valores anómalos (Gleeson et al., 1999): (i) interacción agua-materia orgánica, (ii) contribución de hidrógeno de diferente signatura isotópica procedente de las micas atrapadas en el cuarzo, (iii) difusión de hidrógeno después del atrapamiento y (iv) precipitación de agua meteórica

en altas latitudes y/o altitudes. El primer argumento puede ser descartado puesto que no ha sido descrita materia orgánica asociada a estos fluidos. No se puede descartar una fuente de origen micáceo para el hidrógeno, aunque siempre en una proporción mínima puesto que estas micas atrapadas han sido descritas también en las inclusiones Lw1, con firmas en δD no tan negativas. La difusión de hidrógeno después del atrapamiento tampoco sería descartable pero también en una proporción menor. Por tanto, las condiciones paleoclimáticas y/o paleogeográficas deberían ser los factores principales que explicarían los valores anómalamente bajos de δD en el fluido Lw2. Las reconstrucciones paleogeográficas de la Sierra de Guadarrama para el Cretácico Inferior proponen latitudes intermedias, aunque ligeramente más meridionales que las actuales (Alonso et al., 1982). Autores como Dutta & Suttner, (1986) han obtenido valores anormalmente bajos en caolinitas de este periodo (en comparación con las caolinitas recientes a bajas latitudes).

Podría influir entonces el llamado “efecto cantidad”, con el que se podrían explicar aguas de lluvia con firmas en δD claramente negativas (Dansgaard, 1964; Fontes, 1980; Yapp, 1982; Rozanski et al., 1993), como ocurre actualmente en áreas de clima monzónico (Marfil et al., 2000). Estos periodos de intensa precipitación meteórica en climas monzónicos también han sido descritos como un factor importante de alteración de la firma isotópica en $\delta^{18}O$ (Mutti & Weissert, 1995). Es decir, periodos lluviosos de gran precipitación (con disolución de evaporitas) podrían originar la formación de aguas meteóricas negativas y de alta salinidad, equilibradas con el fluido Lw2. Los valores de aguas meteóricas obtenidos, excesivamente negativos, podrían sostener este razonamiento.

En la Fig. 9.1 se puede observar que en una de las muestras Lw1 se ha obtenido una firma en δD anormalmente baja, lo que se debe a fenómenos de contaminación con inclusiones Lw2. Como el valor de $\delta^{18}O$ se obtiene del cuarzo, la firma de esta muestra es como la del resto del tipo Lw1, pero como el valor δD se mide directamente de las inclusiones muestra un valor intermedio entre Lw1 y Lw2 como consecuencia de la mezcla de ambos tipos de inclusiones.

Los valores de δD , $\delta^{18}O$, temperatura y salinidad están indicando la circulación de dos tipos de fluidos: (i) un primer fluido Lw1 de mayor δD , $\delta^{18}O$ y temperatura y baja salinidad, y (ii) un segundo fluido Lw2 de bajos δD , $\delta^{18}O$ y temperatura y alta salinidad, definido por aguas meteóricas que habrían ganado salinidad por la circulación por evaporitas, tal y como se discute en el capítulo 11.

***LOS FILONES DE
CUARZO ESTERIL DE LA
SIERRA DE
GUADARRAMA***

5. *Encuadre geológico regional*
6. *Filones de cuarzo intragraníticos*
7. *Filones de cuarzo intrametamórficos*
8. *Alteraciones hidrotermales*
9. *Geoquímica de isótopos estables: resultados*
- 10. *Geocronología: resultados***

10. GEOCROLOGIA: RESULTADOS

Para el estudio geocronológico se concentraron agregados fibrosoradiados de moscovitas de tonalidad verdosa localizadas entre cristales de cuarzo (QII) de las partes centrales de uno de los filones intragraníticos de la zona de Colmenarejo. La cantidad obtenida hizo posible su datación mediante la técnica del calentamiento escalonado del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Los resultados obtenidos en los sucesivos escalones se han representado en la Fig. 10.1, mientras que los datos analíticos se muestran en la Tabla 10.1.

La edad obtenida para estas muestras de moscovita es de 274 ± 5 M.a. Es una edad “plateau” (Fig. 10.1) definida por tres de los cuatro últimos escalones, donde se liberó el 50% del ^{39}Ar presente en la muestra. Los primeros escalones, que son los de menor temperatura, presentan una pauta de edad ascendente. No se toman como edad de referencia porque representan los procesos de liberación del Ar del borde de la muestra, y podrían haber quedado reflejados los fenómenos de difusión y/o pérdida de este elemento. Indicaría que la muestra habría sufrido procesos de calentamiento posteriores. Más tarde, en los siguientes escalones de mayor temperatura que definen la edad “plateau”, se libera la cantidad más importante de Ar, que pertenece al total de la muestra no alterada.

En la Fig. 10.2 se puede observar la relación Cl/K-edad para los distintos escalones de la muestra analizada. Este tipo de gráficos, que muestran las relaciones entre distintos elementos de las muestras (Cl o Ca) con un patrón de referencia de las mismas como puede ser el K, permiten estudiar y definir posibles mezclas de minerales en las muestras que se analizan, así como alteraciones notables en las pautas de variación de estas relaciones (Villa et al., 1996; Belluso et al., 2000).

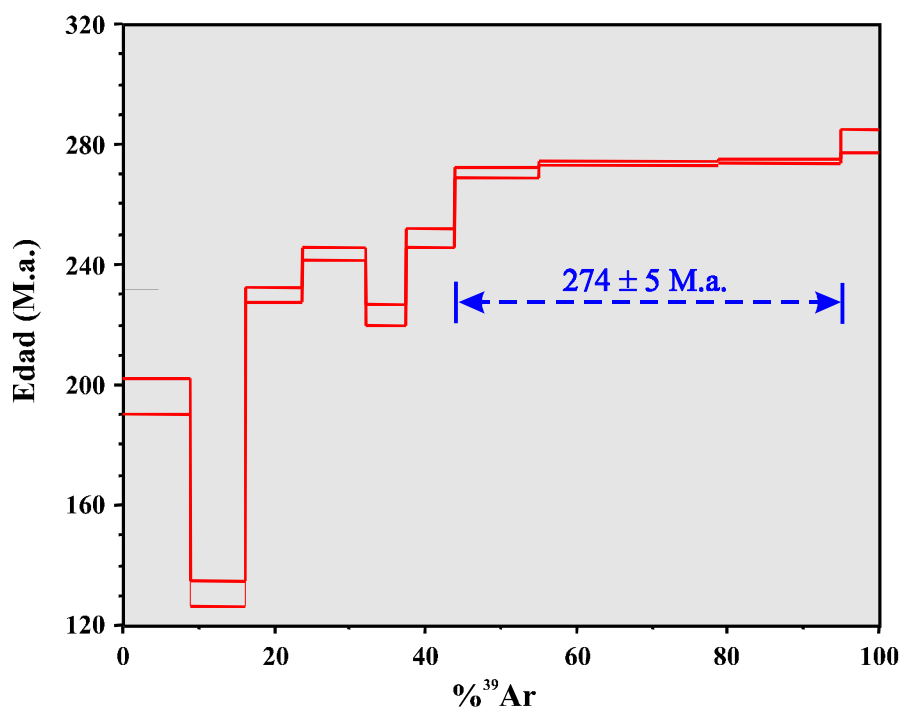


Figura 10.1. Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida para la muestra analizada mediante la técnica de calentamiento escalonado.

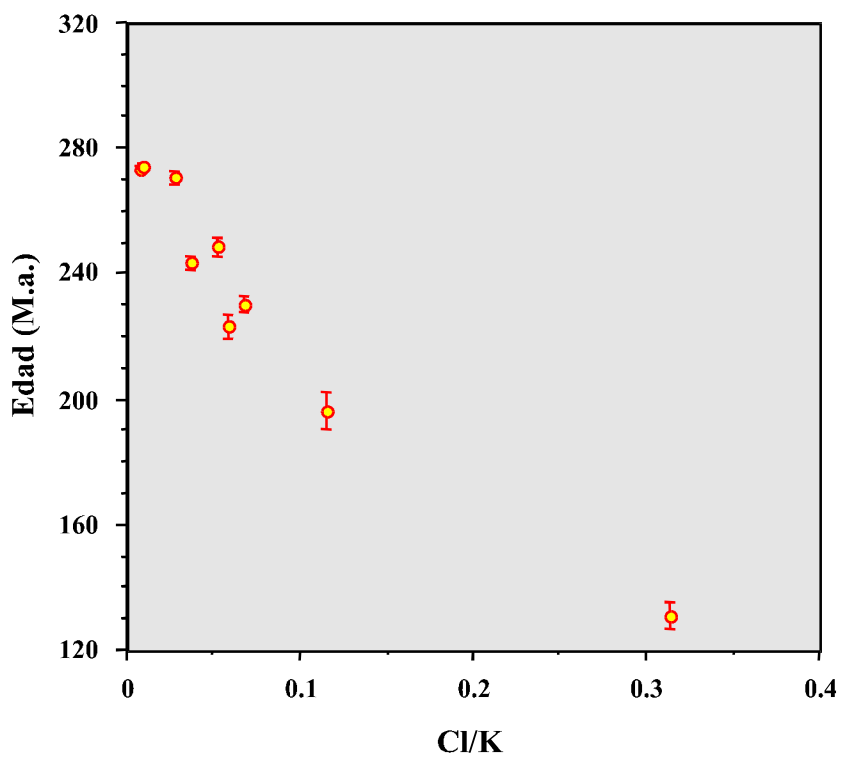


Figura 10.2. Diagrama que muestra la relación Cl/K-edad de la muestra analizada.

La relación Cl/K -edad de la muestra (Fig. 10.2) presenta una pauta lineal descendente. Esta pauta lineal indica una única fuente para el Cl , es decir, que el análisis se ha realizado en una muestra monomineral. El escalón de menor edad aparece ligeramente desviado de la tendencia del resto de escalones, lo que podría estar indicando un recalentamiento posterior de la muestra, que únicamente modifica ligeramente la proporción de Ar , pero que en ningún caso reabre el sistema principal. Si además se tiene en cuenta que la temperatura de bloqueo estimada para el sistema Ar - Ar en moscovita es de $350^{\circ}C$ (McDougall & Harrison, 1988), los procesos de calentamiento sufridos por la muestra después de su formación no deberían haber alcanzado esta temperatura.

	MQTG	4.2 mgr					J= 0.0006	
Escalón	T ($^{\circ}C$)	$^{40}Ar_{tot}$	^{39}Ar	^{38}Ar	^{37}Ar	^{36}Ar	^{39}Ar (%)	Edad (Ma)
1	510	2.04E-08	3.69E-11	2.04E-11	2.10E-13	7.16E-12	16.72	196 \pm 6
2	560	1.03E-08	2.96E-11	4.12E-11	1.40E-12	2.52E-12	13.40	130 \pm 4.2
3	610	1.87E-08	3.12E-11	9.89E-12	1.23E-12	1.54E-12	14.12	229 \pm 2.5
4	655	2.15E-08	3.39E-11	6.05E-12	3.73E-13	1.35E-12	15.36	243 \pm 2.2
5	700	1.25E-08	2.17E-11	5.87E-12	3.94E-13	4.94E-13	9.83	230 \pm 3.6
6	750	1.69E-08	2.62E-11	6.42E-12	1.29E-13	9.01E-13	11.88	248 \pm 3
7	820	3.23E-08	4.61E-11	6.11E-12	4.16E-13	5.15E-13	2.08	270 \pm 1.9
8	910	6.89E-08	9.74E-11	4.77E-12	4.11E-13	5.78E-13	4.40	273 \pm 6.7
9	1100	4.73E-08	6.37E-11	3.71E-12	1.40E-12	1.12E-12	2.99	274 \pm 8.3
10	1400	1.52E-08	2.04E-11	2.49E-13	7.14E-13	1.37E-12	9.22	281 \pm 3.6
Total		2.64E-07	4.07E-10	1.05E-10	6.68E-12	1.75E-11	100	

Tabla 10.1. Datos analíticos Ar/Ar obtenidos mediante el proceso de calentamiento escalonado.

DISCUSION

11. Discusión de los resultados

- 12. Los fluidos asociados a los filones de cuarzo en el contexto del hidrotermalismo posthercínico*
- 13. Conclusiones*

11. DISCUSION DE LOS RESULTADOS

- 11.1. Introducción
 - 11.2. Condiciones termobarométricas
 - 11.3. Origen y condiciones de circulación de los fluidos
 - 11.4. Mecanismos y condiciones de precipitación del cuarzo
-

11.1. Introducción

Los filones de cuarzo de la Sierra de Guadarrama son el último de los eventos hidrotermales importantes del Sistema Central Español. Además, representan un magnífico ejemplo de la circulación de fluidos a través de fracturas previamente formadas y reactivadas en episodios tectónicos posteriores. Su estudio ha permitido completar la evolución hidrotermal del Sistema Central Español, con más de 200 M.a. de duración y que ha dado lugar a numerosas y variadas manifestaciones (Tornos et al., 2000; Vindel et al., 2000). Se puede establecer una evolución general del hidrotermalismo de la Sierra de Guadarrama, que estaría marcada por la formación de sucesivas mineralizaciones, conforme disminuye la temperatura, que estarían definidas por la interacción de fluidos entre sí o con la roca caja. La disminución de presión jugaría un papel importante en la precipitación mineral, y estaría condicionada por las directrices tectónicas predominantes en cada momento. Las alteraciones hidrotermales estarían determinadas por la composición química y la cantidad de fluido en circulación.

11.2. Condiciones termobarométricas

Se han estimado las condiciones P-T de circulación de los fluidos hidrotermales asociados a la formación del cuarzo de tipo QII a partir de las isocoras de cada tipo de inclusiones (Fig. 11.1). Aunque se han representado las isocoras extremas de los tres tipos de inclusiones, las que delimitan las zonas sombreadas corresponden al rango modal de

temperaturas de homogeneización, que aportará las condiciones P-T más representativas de cada tipo.

El primer estadio de formación de cuarzo no desarrolla una paragénesis mineral que aporte datos adicionales en la estimación de las condiciones de presión y temperatura a las que se originó. No se ha podido utilizar la clorita de alteración hidrotermal de las biotitas del granito como posible geotermómetro puesto que no se han reconocido cloritas neoformadas, sino que proceden de la alteración de biotitas. Los fluidos de mayor temperatura serían los principales responsables de los mayores procesos de cloritización y moscovitización de la roca caja.

Las temperaturas de las inclusiones Lw1 (cerca de 300°C), y su aparición en los primeros estadios de cristalización de los cristales idiomorfos de las cavidades, relacionan este fluido con los últimos estadios de circulación del evento hidrotermal que dió origen al cuarzo masivo y lechoso de tipo QI. El sellado de la fractura por la formación sucesiva de cuarzo y el final de la circulación efectiva de fluido por la fractura habrían provocado la formación de cristales idiomorfos en las cavidades antes ocupadas por las últimas fracciones de solución hidrotermal. La disminución progresiva de la temperatura y la ausencia de una circulación efectiva de fluido podrían favorecer la formación de grandes cristales idiomorfos y transparentes de cuarzo, cuyos primeros estadios habrían hospedado a las últimas fracciones de este fluido, que serían las inclusiones Lw1.

El comienzo de la circulación de fluidos se habría producido bajo condiciones de presión litostática, hasta que la circulación de fluido se hace efectiva. A partir de ahí, la presión en cada punto de la fractura donde cristaliza el cuarzo QI se convierte en hidrostática, aunque el régimen general se podría considerar como intermedio, es decir, sublitostático. Los fluidos que circulan por un granito a través de fracturas bajo condiciones hidrostáticas (y que quedan atrapados como planos de inclusiones secundarias) pueden llegar a sufrir procesos de sobrepresión durante el atrapamiento, como resultado de movimientos tectónicos y/o precipitación mineral. O'Reilly et al. (1997) han reflejado la presencia de este tipo de fluidos hidrotermales sobrepresionados litostáticamente en el granito Galway, Connemara, Irlanda. Procesos de esta naturaleza también podrían contribuir al régimen sublitostático del fluido Lw1.

La máxima presión de fluidos está controlada por la profundidad de emplazamiento de los filones, es decir, por la profundidad máxima de emplazamiento de los granitos encajantes de esos filones. La presión de emplazamiento de los granitoides de la Sierra de Guadarrama se ha estimado en torno a 2 Kbar en condiciones litostáticas (Villaseca et al., 1998). Para una densidad media de la columna de roca de $2.6 \pm 0.5 \text{ gr/cm}^3$ (Vindel et al., 1995), la profundidad de emplazamiento estaría en torno a 6-7 Km. Si se asume una presión sublitostática y una densidad razonable entre $1.5\text{-}2 \text{ gr/cm}^3$, intermedia entre la de la columna de roca y la del fluido (1 gr/cm^3), el cuarzo QI de los filones se pudo haber formado a una presión máxima (P_{max}) próxima a 1 Kbar (Fig. 11.1).

El segundo estadio de cristalización de cuarzo está caracterizado por la circulación de fluidos $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$. Las inclusiones que definen este fluido (Lw2 y Lw-h) no muestran evidencia alguna de procesos de ebullición, y tampoco están relacionadas a mineralogías susceptibles de utilizarse como geotermómetro o geobarómetro. Estas condiciones, unidas a la formación de cavidades y a la naturaleza frágil de la roca caja a las temperaturas de circulación de este fluido, parecen indicar unas condiciones de presión fundamentalmente hidrostática para el fluido $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ (Vindel et al., 2000). Si se asumen condiciones de presión hidrostática, una profundidad de 6 km supone una presión máxima de fluidos (P_{max}) de 0.6 Kbar. La proyección de esta presión máxima junto con las isocoras modales delimita unas condiciones de temperatura entre $70\text{-}150^\circ\text{C}$ y de presión entre $0.1\text{-}0.6 \text{ Kbar}$ para los fluidos $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ (Fig. 11.1).

Estas estimaciones parecen razonables si se tiene en cuenta que la presión calculada para eventos hidrotermales del Sistema Central inmediatamente anteriores, localizados en el mismo contexto geológico, se asume también hidrostática (Tornos et al., 2000). Además, existen otros dos factores importantes como son el levantamiento y la erosión posthercínicas de la zona, que aunque no es posible estimar debido a la ausencia de registro sedimentario, debieron ser importantes durante el Cretácico Superior.

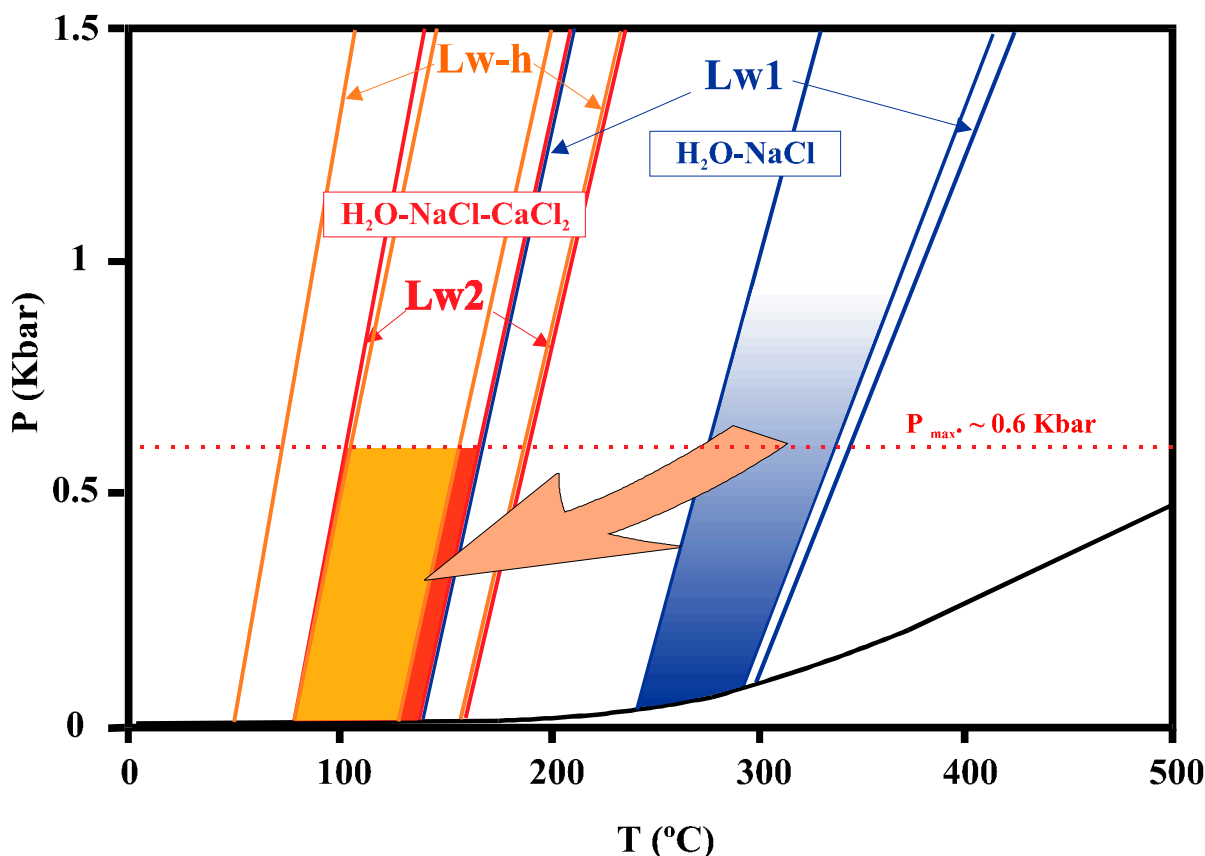


Figura 11.1. Diagrama Presión-Temperatura que muestra las isocoras de los distintos tipos de inclusiones. Se han utilizado las isocoras modales para delimitar las condiciones P-T más representativas para cada tipo de inclusiones (zonas coloreadas). El campo de las inclusiones Lw2 y Lw-h se ha determinado por la intersección de las isocoras (rango modal) con la presión máxima de fluido P_{\max} en condiciones hidrostáticas.

En cualquier caso, y en función de estas posibles correcciones de profundidad, las presiones estimadas para el atrapamiento de los fluidos Lw1 y cálcico son máximas, pudiendo haber circulado a menores presiones.

El tipo de cuarzo en el que han quedado atrapados ambos fluidos, y los tipos de alteraciones asociadas son similares. Las mayores diferencias se encuentran en la salinidad, intensidad de la alteración, y en las condiciones de circulación, donde se pasa de mayor temperatura y presiones probablemente sublitostáticas (fluido $H_2O-NaCl$), a condiciones de menor temperatura y presiones puramente hidrostáticas ($H_2O-NaCl-CaCl_2$).

11.3. Origen y condiciones de circulación de los fluidos

Los datos de δD , $\delta^{18}O$ y salinidad obtenidos del fluido Lw1 ($H_2O-NaCl$) en los filones de cuarzo son concordantes con los valores de aguas de origen meteórico. La baja salinidad de estos fluidos es consistente con este origen meteórico, y las cantidades de Na, y la presencia de Ca y Li en cantidades traza en el fluido Lw1 podrían explicarse por la alteración hidrotermal de las litologías encajantes. Los valores isotópicos se separan de la Línea de las Aguas Meteóricas (MWL), lo que se podría explicar mediante procesos de interacción roca/fluido (Fig. 9.1).

No parece existir ningún marcador textural que delimite el paso de la circulación del fluido $H_2O-NaCl$ a la circulación del fluido $H_2O-NaCl-CaCl_2$.

Las condiciones microtermométricas e isotópicas del fluido Lw2 ($H_2O-NaCl-CaCl_2$) parecen indicar un origen relacionado con la disolución de evaporitas por la circulación de aguas de origen meteórico. Las relaciones Cl/Br y Na/Br obtenidas mediante “crush-leach” indican la participación de evaporitas (Kesler et al., 1995). La presencia importante de Li en estos fluidos podría ser un buen indicador de la evolución evaporítica de soluciones primarias de origen marino, puesto que se comporta de manera conservativa durante los procesos de concentración, evaporación, y precipitación de evaporitas (Fontes & Matray, 1993). Además, el Li es un elemento fácilmente mobilizable en procesos de interacción roca/fluido en condiciones hidrotermales (Goguel, 1983; You et al., 1996; Beaucaire et al., 1999) y, una vez incorporado al fluido hidrotermal se mantiene en solución, y únicamente entra a formar parte de la estructura de las últimas fases minerales que se forman. En condiciones evaporíticas, el Li^+ además tiene preferencia por aniones con una relación carga/radio grande, por lo que principalmente entra en la red de los silicatos como el cuarzo, mientras que el Na^+ tiende a precipitar en forma de cloruros (Olsher, et al., 1991; Huh et al., 1998). Parece entonces que el Li podría haberse incorporado de la misma manera que el Na y el Ca, es decir, por la circulación del fluido por materiales evaporíticos.

Las últimas etapas de formación de los filones de cuarzo están datadas en 100.6 ± 4.3 M.a. (Caballero et al., 1992b), lo que implica que estos fluidos deberían haber circulado por evaporitas mesozoicas. Los valores isotópicos δS y $\delta^{18}O$ para evaporitas del Paleoceno de la cuenca de Madrid (al sur del área de estudio) señalan un reciclado de evaporitas Triásicas. No es descartable la presencia de evaporitas de esta edad bajo las formaciones Cenozoicas de la cuenca de Madrid (Utrilla et al., 1987, 1992), aunque las formaciones evaporíticas Mesozoicas más importantes se localizan en la vertiente noreste del Sistema Central Español (Ortí et al., 1988, 1989; Utrilla et al., 1987, 1989). La comunicación entre los dominios norte y sur del Sistema Central durante el Cretácico se ha puesto de manifiesto en varios trabajos, que relacionan paleogeográficamente las sucesiones cretácicas al sur del Sistema Central con el dominio atlántico de la cuenca vasco-cantábrica (Alonso & Mas, 1982; Gil & García, 1996). Esta conexión estaría relacionada con el vuelco de la placa Ibérica hacia el sur, poniendo en contacto el dominio del Tethys con el del Atlántico.

Las dos direcciones de fracturación principales que controlaron la forma y sedimentación de las cuencas mesozoicas serían NO-SE y NE-SO (Casas et al., 1998), heredadas de la fracturación tardihercínica y que favorecerían la penetración y circulación de fluidos entre los dos dominios. Galindo et al., (1994) aluden a la comunicación entre estos dos dominios como posible fuente de los fluidos de origen evaporítico, relacionados con la formación de los filones hidrotermales de fluorita-barita de la Sierra de Guadarrama.

La signatura isotópica de δD de estos fluidos ricos en Ca apenas se separa de la Línea de las Aguas Meteóricas (MWL) lo que indica menores procesos de interacción y alteración de las rocas encajantes. Por tanto, el contenido en $CaCl_2$ que presentan estos fluidos tendría el mismo origen evaporítico que el Na, sin referencias a procesos de circulación y alteración de rocas ricas en Ca. Aunque las evaporitas Triásicas no están relacionadas con salmueras ricas en Ca, como las evaporitas Jurásicas o Devónicas, sino con salmueras ricas en SO_4 (Hardie, 1990; Fanlo & Ayora, 1998; Kovalevich et al., 1998; Khmelevska et al., 2000), los componentes más importantes de las evaporitas Triásicas Ibéricas son los sulfatos cálcicos y los cloruros (Utrilla et al., 1992), cuyo lavado aportaría la mayor parte del Na y del Ca de los fluidos.

Además, aunque el registro sedimentario en esta zona del Sistema Central es escaso y discontinuo, se ha definido un borde de costa en el Cretácico Inferior en la zona de Valdemorillo, muy próxima a una de los afloramientos de filones (Alonso et al., 1982; Gil & García, 1996). Estas reconstrucciones paleogeográficas señalan también que para esta edad, los depósitos carbonáticos formados en esta zona del Sistema Central Español tendrían escaso desarrollo, y la erosión de los relieves circundantes provocaría un aumento paulatino de los aportes siliciclásticos. Estas secuencias carbonáticas de plataforma somera apenas se han conservado, sino que probablemente habrán sido erosionadas en las etapas de levantamiento y erosión generalizadas en el posthercínico.

Las reconstrucciones paleogeográficas tanto de esta zona de Europa (Ziegler et al., 1983; Ziegler, 1992) como de la Sierra de Guadarrama para el Cretácico Inferior (Alonso & Mas, 1982; Alonso et al., 1982) muestran que los filones de cuarzo se habrían formado en latitudes tropicales, más bajas que las actuales. Por lo tanto, la explicación a los valores de δD anormalmente bajos, típicos de altas latitudes, habría que buscarla en las condiciones paleoclimáticas. Condiciones similares a las monzónicas actuales (Marfil et al., 2000) podrían explicar, por un lado, los valores tan negativos de δD y, por otro, la alta salinidad de los fluidos provocada por la disolución de las evaporitas previas bajo condiciones de alta temperatura e intensa precipitación meteórica. Algunos estudios paleoclimáticos basados en la proporción de CO_2 atmosférico obtienen para el Cretácico las mismas temperaturas que en la actualidad (Sellwood et al., 1994). Sin embargo, las reconstrucciones paleoclimáticas llevadas a cabo a partir del registro isotópico de foraminíferos ponen de relieve un calentamiento significativo durante el mismo periodo, más acusado en el límite Cretácico Superior-Cretácico Inferior (Kolodny & Raab, 1988; Clarke & Jenkyns, 1999; Lécuyer & Allemand, 1999).

Los estudios paleoclimáticos parecen señalar que la Península Ibérica estaría situada durante el Cretácico entre 10 y 12° más al sur que en la actualidad, es decir, sobre el Trópico de Cáncer, con temperaturas más cálidas que las actuales y precipitaciones importantes (Rat, 1989). Las altas temperaturas habrían quedado reflejadas por el desarrollo de importantes depósitos de carbonatos, con presencia de rudistas y grandes

foraminíferos, así como la temprana litificación de los sedimentos carbonáticos. La cuenca vasco-cantábrica es un buen ejemplo de ello. Las intensas precipitaciones vendrían marcadas por la ausencia de depósitos reseñables de evaporitas, y el desarrollo de formaciones de origen siliciclástico en áreas de gran drenaje, que provoca una importante erosión fluvial y la interdigitación de plataformas carbonatadas con aportes terrígenos.

El ascenso generalizado del nivel del mar durante el Cretácico podría contribuir al desarrollo de mares epicontinentales y de una atmósfera más húmeda. Este hecho, unido a la intensa erosión modelarían un paisaje con menores relieves que los actuales, lo que impediría el desarrollo importante de microclimas locales aislados por la topografía, tal y como ocurre en la actualidad con la zona centro de la Península Ibérica. Estos posibles climas locales estarían condicionados principalmente por la relación entre precipitación y evaporación.

La estratigrafía del Cretácico del Sistema Central refleja la presencia de este tipo de ambientes paleogeográficos, que dan lugar a secuencias carbonatadas de plataforma somera hacia el noreste de la cuenca, con un cambio de facies hacia el suroeste, y el desarrollo de depósitos siliciclásticos producto de la erosión de los relieves Hercínicos circundantes (Alonso & Mas, 1982; Gil et al., 1993; Gil & García, 1996).

11.4. Mecanismos y condiciones de precipitación del cuarzo

La sílice (SiO_2) es el óxido más abundante e importante en la composición de las rocas de la corteza, y se encuentra cristalizado principalmente en forma de cuarzo. Es un compuesto relativamente soluble en condiciones hidrotermales y en un amplio rango de temperaturas (Rimstidt, 1997; Icenhower & Dove, 1998; Martin & Lowell, 2000), donde las interacciones roca/fluido extraen la sílice de las rocas en profundidad, para luego transportarla hacia la superficie en soluciones hidrotermales.

La sílice es un compuesto soluble, tanto a altas como a bajas temperaturas. La mayor parte de los compuestos naturales son relativamente solubles a altas temperaturas y presiones, que son los factores principales que controlan la solubilidad. En el caso del cuarzo, la solubilidad se puede ver afectada por el pH o la salinidad, incluso a bajas temperaturas, donde $\text{pH} > 9$ incrementarían la solubilidad (Fig. 11.2a). Además, trabajos recientes parecen concluir que en condiciones hidrotermales y pH neutros, la presencia de iones también incrementa la solubilidad del cuarzo (Dove & Crerar, 1990; Dove & Rimstidt, 1994; Dove & Nix, 1997; Dove, 1999). Incluso con bajas concentraciones de iones divalentes como Mg^{2+} , Ca^{2+} , Ba^{2+} , o monovalentes como Li^+ , Na^+ , K^+ , la solubilidad del cuarzo puede aumentar hasta 100 veces. El orden de incremento de la solubilidad estaría definido por: “agua desionizada” < Mg^{2+} < Ca^{2+} < $\text{Li}^+ \cong \text{Na}^+ \cong \text{K}^+$ < Ba^{2+} (Dove, 1999).

Los fluidos de la corteza no están compuestos por una única sal, sino por una mezcla de varios solutos. Aunque los cationes divalentes son los que menos incrementan los rangos de disolución del cuarzo, su mayor relación carga/radio les permite ser más efectivos en los procesos de hidrólisis (rotura de los enlaces Si-O del cuarzo en presencia de agua), y por tanto controlar estos rangos de disolución. De esta manera, bajas concentraciones de Mg^{2+} o Ca^{2+} pueden afectar en mayor medida a la solubilidad del cuarzo que la presencia de grandes concentraciones de cationes monovalentes como Na^+ , K^+ o Li^+ .

En condiciones hidrotermales con varios iones en solución, el Ca^{2+} y, en menor medida, el Na serían los cationes que controlarían el incremento en la solubilidad del cuarzo, puesto que el Ba^{2+} o el Mg^{2+} no son cationes tan frecuentes en este tipo de soluciones. Ahora bien, este aumento en la velocidad de disolución del cuarzo, en presencia de cationes en solución, se reduce considerablemente con una disminución importante de temperatura, siendo éste el factor que gobierna la precipitación del cuarzo (Dove & Rimstidt, 1994). De hecho, el aumento de la solubilidad del cuarzo con la presión es relevante a temperaturas por encima de 400°C (Fournier & Potter, 1982). En condiciones hidrotermales como las de circulación de los filones estériles de cuarzo de la

Sierra de Guadarrama ($T < 300^{\circ}\text{C}$ y $P < 1\text{Kb}$), la disminución de temperatura sería el principal factor que controlaría la precipitación del cuarzo (Fig. 11.2b).

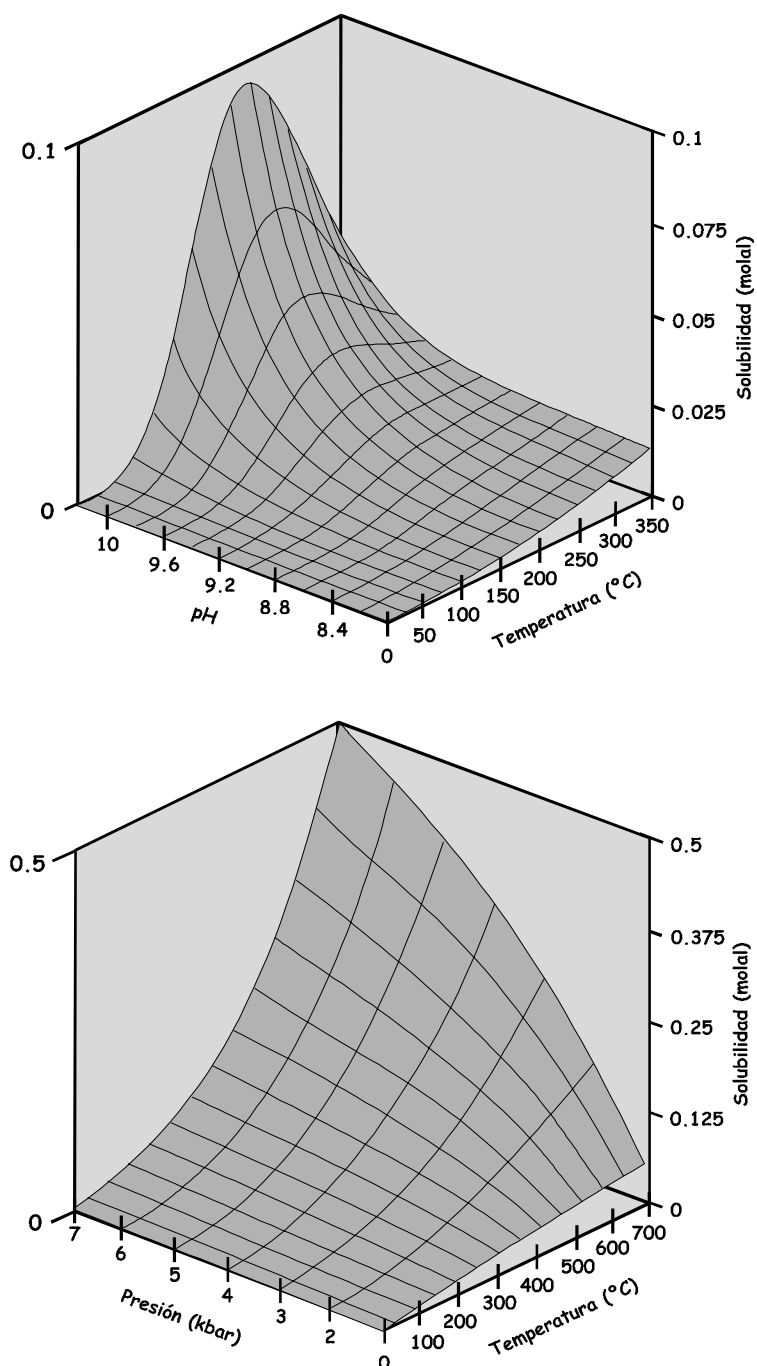


Figura 11.2. (a) Solubilidad del cuarzo en función del pH y la temperatura a partir de los datos de Fleming & Crerar, (1982), (b) solubilidad del cuarzo en función de la temperatura y de la presión a partir de la ecuación de Fournier & Potter, (1982).

El cuarzo es uno de los minerales principales de las rocas graníticas y metamórficas del zócalo paleozoico de la Sierra de Guadarrama. La percolación de aguas superficiales, cargadas en solutos por su circulación por materiales evaporíticos y sedimentarios, habría provocado la disolución de cuarzo, y la incorporación de la sílice a fluidos hidrotermales calentados en profundidad.

Cuando estos fluidos silicatados ascienden hacia la superficie de la corteza y se enfrían, pueden llegar a sobresaturar y precipitar la sílice. Si un fluido a relativamente bajas temperaturas asciende rápidamente (surgencias geotermales), se forman pequeños precipitados de sílice, pero si la ascensión de estos fluidos no es extremadamente rápida, el cuarzo puede precipitar como resultado del enfriamiento conductivo de las soluciones. La consecuencia inmediata de la amplia distribución geológica de la sílice, así como de sus características de solubilidad y precipitación, es el sellado de fracturas y de zonas permeables de la corteza, lo que en algunos casos puede alterar la dinámica de un sistema hidrotermal.

Los fluidos hidrotermales asociados a los filones estériles de cuarzo de la Sierra de Guadarrama habrían circulado y ascendido principalmente por fracturas de dirección NE-SO, aunque se ha identificado un filón de dirección ONO-ESE. Estas son dos de las direcciones principales de fracturación tardihercínicas del Sistema Central Español (Capote et al., 1987; Doblas, 1991). La primera es la responsable del patrón general de fracturación, que define los grandes segmentos de la deformación del Sistema Central, mientras que la dirección NE-SO es la que delimita los grandes bloques o sierras, en los que se subdivide el Sistema Central Español. Esta dirección delimita y ejerce el control sobre las características geomorfológicas principales de las Sierras de Gredos, Guadarrama y Somosierra, y define y condiciona los patrones de drenaje de las mismas (Vegas, 1989; Vegas et al., 1990).

La precipitación de cuarzo en un sistema hidrotermal, donde existe un fluido silicatado que asciende a través de fracturas, está controlada principalmente por el grado de sobresaturación del fluido en sílice, lo que depende de la temperatura y de la presión del mismo. Para estos sistemas, en las zonas donde precipita sílice en cada momento los

gradientes de presión se consideran hidrostáticos, hasta que comienza el sellado efectivo de la fractura en la parte superior de la misma, a partir de lo cual, se podría considerar una componente litostática. Exceptuando sistemas hidrotermales continuamente abiertos, las condiciones de presión en la precipitación y sellado de fracturas por fluidos hidrotermales son mixtas, con una componente fundamentalmente hidrostática y otra componente litostática de menor rango (Roedder, 1984). Esta componente litostática es difícil de estimar en filones de cuarzo ya sellados, puesto que el desconocimiento de las paleocondiciones cinéticas y termodinámicas del sistema impiden determinar las velocidades de precipitación de cuarzo y de expansión térmica de las rocas encajantes. Este hecho, unido a la ausencia de criterios para estimar las magnitudes del levantamiento y erosión de la zona, no permiten una estimación factible del grado de influencia de las condiciones litostáticas.

Entonces, en condiciones de presión principalmente hidrostática, la precipitación de cuarzo en fracturas está controlada, principalmente, por el establecimiento de importantes gradientes de temperatura a lo largo de estas fracturas que permitan la precipitación de cuarzo, que se produce en las zonas donde esta diferencia de temperatura es mayor. La formación de gradientes térmicos en la zona de fractura está a su vez controlada por las velocidades de flujo de fluido, y las interacciones térmicas de éste con la roca caja. Estos procesos han sido modelizados con el objeto de definir las condiciones termodinámicas más probables de circulación y precipitación de cuarzo (Lowell et al., 1993; Ondrak & Möller, 1999; Martin & Lowell, 2000).

En condiciones de baja velocidad de flujo de fluido, es decir, en condiciones de baja permeabilidad de la zona de fractura, la proporción de calor que se transmite por convección es menor que el transporte de calor que se produce por conducción del fluido a la roca caja. En este caso, las diferencias de temperatura entre ambos se reducen hasta que ambas se equilibran, con lo que se genera una distribución de temperaturas estables y bajas en la fractura, que puede mantenerse durante largos periodos de tiempo. El cuarzo precipita en la parte superior, que presenta el menor gradiente, y rellena filones

generalmente de poca potencia. Con estas condiciones, el sistema presenta menores temperaturas globales y el cuarzo precipita rápidamente.

Con altas velocidades de flujo (lo que implica alta permeabilidad y cantidad de sílice en el sistema), el calor se transporta principalmente por convección del fluido, más que por conducción desde la pared de la fractura. La propia convección del fluido impide la formación de un gradiente térmico vertical, y se establece una distribución de temperaturas relativamente homogénea en toda la fractura, lo que inhibe la precipitación efectiva de cuarzo.

Las condiciones más favorables para la formación de los filones de cuarzo son las intermedias, con velocidades de flujo variables. La precipitación inicial de cuarzo, que se produce con una velocidad de flujo inicial importante, reduce la porosidad y permeabilidad de las fracturas, lo que también reduce paulatinamente la velocidad de flujo del fluido. Después de una precipitación inicial rápida, el relleno completo de la fractura se produciría cada vez más lentamente conforme disminuyen permeabilidad y velocidad de flujo. Una vez rellenada completamente la fractura, posteriores aperturas y reactivaciones tectónicas pondrían en funcionamiento nuevos sistemas convectivos y, por tanto, nuevas generaciones de cuarzo (Ondrak & Möller, 1999).

Este proceso combina las características de los dos casos anteriores, y sería válido para las partes superiores de las fracturas, donde se precipita la mayor parte de la sílice. Para explicar las heterogeneidades locales de los filones y los sucesivos periodos de apertura y circulación, habría que pensar en un sistema general de convección formado por varias células convectivas internas, que produciría una precipitación localmente heterogénea de cuarzo, con máximos y mínimos, canalización de fluido a través de zonas más permeables, o la exclusión de zonas impermeables.

Existe otro factor que podría contribuir en menor medida al sellado de fracturas, que es la expansión termoelástica. La transmisión de calor desde el fluido a las rocas encajantes más frías produciría un efecto de expansión de éstas que ayudaría al cierre de las fracturas. La expansión térmica puede llegar a contribuir hasta en un 20%, pero siempre

antes del comienzo de la precipitación efectiva de cuarzo, que una vez ha comenzado, prevalece sobre el efecto térmico (Lowell et al., 1993; Martin & Lowell, 1997).

Las condiciones de formación de los filones de cuarzo de la Sierra de Guadarrama deberían haber estado definidas por una primera apertura importante de las fracturas, que originó el cuarzo masivo y lechoso (QI) y posiblemente los primeros estadios de crecimiento del cuarzo QII (fluido Lw1).

Se habría formado un sistema convectivo relativamente permeable, con velocidades de flujo de fluido importantes aunque variables, que permitirían la circulación de importantes cantidades de sílice en solución necesarias para precipitar filones de más de 1km de longitud y hasta 5 m de anchura. Debió circular a temperaturas entre 300 y 400°C y presiones $\cong 1\text{Kb}$. La precipitación del cuarzo QI debió originarse por el establecimiento de un gradiente de temperaturas y aportes de fluido importantes, que permitió la precipitación de cuarzo de una manera rápida y masiva, generando una masa de cuarzo de carácter lechoso provocado por la ingente proporción de inclusiones fluidas y otros defectos (Shepherd et al., 1985). La proliferación de defectos en la estructura de minerales naturales parece estar fomentada por velocidades de crecimiento muy altas originadas por un aumento brusco de la sobresaturación, que estaría provocado por la entrada masiva de solución o por un sobreenfriamiento rápido.

En este caso, la formación del cuarzo masivo y lechoso de tipo QI estaría definida por el establecimiento de un importante gradiente de temperatura en un sistema con continuos e importantes aportes de sílice, que mantienen una alta sobresaturación. Las últimas fracciones de líquido se quedarían atrapadas y precipitarían en forma de cristales idiomorfos y transparentes de las cavidades, es decir, los primeros estadios del cuarzo QII caracterizado por las inclusiones Lw1, unas temperaturas en torno a 300°C y una sensiblemente menor proporción de defectos. La signatura isotópica indica un origen meteórico para el fluido Lw1, y también procesos importantes de interacción agua/roca.

La terminación de los cristales del cuarzo QII debió presentar unas condiciones de circulación similares, aunque con una menor permeabilidad general del sistema provocada por una menor apertura de las fracturas, lo que impidió la precipitación de una generación de cuarzo de gran espesor. Esta parte del cuarzo QII estaría caracterizado por los últimos estadios de formación de los cristales idiomorfos y transparentes, formados en condiciones de menor temperatura, permeabilidad y flujo de fluido, y un gradiente térmico también menor. Estas condiciones, unidas a la existencia de cristales ya formados, permitieron el crecimiento de cristales de caras perfectamente definidas, con una mayor cristalinidad y mucha menor proporción de defectos cristalinos en su estructura. Los datos isotópicos de los fluidos cálcicos asociados a estos cristales indican menores procesos de interacción roca/fluido, y una signatura meteórica para la parte acuosa de los mismos.

Por otro lado, los resultados del estudio de inclusiones fluidas indican la circulación de los fluidos por materiales evaporíticos, de posible edad Triásica. Todas estas características estarían definiendo la circulación de los fluidos desde distancias no muy lejanas, durante un nuevo pulso de fluido provocado por algún evento tectónico. Cuando la comunicación con el dominio situado al norte del Sistema Central fue totalmente efectiva, percolaron fluidos cargados en sales Triásicas provenientes de esa zona.

DISCUSION

11. Discusión de los resultados

12. Los fluidos asociados a los filones de cuarzo en el contexto del hidrotermalismo posthercínico

13. Conclusiones

12. LOS FLUIDOS ASOCIADOS A LOS FILONES DE CUARZO EN EL CONTEXTO DEL HIDROTERMALISMO POSTHERCINICO

12.1. Relación con otras manifestaciones hidrotermales del Sistema Central Español

12.2. Comparación con otras áreas del Dominio Hercínico Europeo

12.1. Relación con otras manifestaciones hidrotermales del Sistema Central Español

Varios de los eventos tectónicos ocurridos en el Sistema Central propiciaron la circulación episódica de diferentes fluidos, que dieron lugar a un amplio catálogo de manifestaciones hidrotermales, y que reflejan la geoquímica de las litologías y los procesos involucrados en la formación de cada una de ellas.

El Na es un elemento que está presente de manera importante en cualquier tipo de roca: ígnea, metamórfica o sedimentaria (de origen físico o químico). La incorporación de Na a un fluido es un proceso común, tanto si el fluido está caliente (hidrotermal) y circula y altera rocas ígneas y/o metamórficas, como si el fluido está frío y circula y disuelve rocas sedimentarias. Los fluidos sin gases carbónicos y de composición H₂O-NaCl están ampliamente representados y asociados a todos los tipos de eventos hidrotermales de la Sierra de Guadarrama (Vindel et al., 2000), que presentan edades diferentes y más antiguas que la de los filones de cuarzo. Las mineralizaciones de W-(Sn)-sulfuros (Vindel et al., 1995; García et al., 1999a) presentan fluidos tempranos H₂O-NaCl sobresaturados y más tardíos subsaturados, mientras que en los skarns (Tornos, 1990; Tornos et al., 1995), las episienitas (Caballero, 1993), las mineralizaciones de As-(Ag) (García et al., 1999b) y los filones de F-Ba (Pb-Zn) (Tornos et al., 1991) únicamente se ha reconocido el fluido H₂O-NaCl subsaturado, semejante al de los filones de cuarzo.

Las manifestaciones hidrotermales más antiguas (Pérmicas) parecen estar relacionadas con procesos convectivos locales ligados a los fenómenos magmáticos y metamórficos, puesto que es un periodo importante de emplazamiento de granitos. De hecho, las características de las inclusiones de las mineralizaciones de Sn-(W)-sulfuros definen un origen magmático para los primeros fluidos y una signatura metamórfica (con CO₂ y CH₄) para los fluidos responsables de la mineralización (García, 1997; Vindel et al., 2000). Los procesos de mezcla y desmezcla de fluidos, debieron ser los mecanismos principales de precipitación (Tornos et al., 2000).

Los fluidos de composición H₂O-NaCl-CaCl₂ están escasamente definidos en las mineralizaciones hidrotermales del Sistema Central anteriores a los filones de cuarzo, y en ningún caso con las altas salinidades que éstos presentan. Únicamente se han localizado estos fluidos en inclusiones esporádicas y tardías de la alteración supergénica de mineralizaciones filonianas de Wolframio (Quílez, 1994), en los filones de F-Ba, donde se ha detectado la presencia de Ca, Mg y K en fluidos lixiviados de la mineralización (Tornos et al., 1991), y en mineralogías hidrotermales en pegmatitas (Lozano, et al., 1997). Parece entonces que los fluidos ricos en Ca están relacionados con los procesos hidrotermales ocurridos después del Triásico, por cuyos materiales habrían circulado estos fluidos y donde se habrían enriquecido en sales. Los filones de cuarzo representan un magnífico ejemplo del origen y circulación de este tipo de fluidos.

Las manifestaciones hidrotermales Mesozoicas estarían ligadas a la circulación de fluidos a escala regional sin relación composicional aparente con los fenómenos magmáticos. Caídas bruscas de presión y temperatura, provocadas por fenómenos extensionales generalizados, serían los mecanismos principales de precipitación para estos eventos hidrotermales. En este caso, los eventos metamórficos y magmáticos podrían ejercer de fuente de calor.

Se han relacionado los eventos metamórficos y magmáticos Mesozoicos más importantes de la Península Ibérica con los pulsos hidrotermales principales del Sistema Central (Tritlla & Solé, 1999). Mientras que en otras zonas de la Península se generan

eventos ígneos y metamórficos, en el Sistema Central se reactivan fracturas y se producen mineralizaciones hidrotermales.

El primer evento tectonotérmico (Permo-Triásico; 270-220 M.a) estaría definido por un cambio en el régimen cinemático, de la compresión paleozoica a la extensión mesozoica generalizada. También se desarrolla la Fase Cimérica Inferior y se produce la conexión de las ramas Centro-Norte y Norte del rift Atlántico. En la Península Ibérica se desarrolla un magmatismo alcalino, e importantes fenómenos hidrotermales asociados de episienitización en el Sistema Central. La edad de 274 ± 5 M.a. obtenida para las moscovitas datadas en el presente trabajo señala la presencia de este evento hidrotermal en los filones de cuarzo. Estos fluidos habrían quedado principalmente representados por una alteración importante de la roca caja.

El segundo evento (Jurásico Medio-Superior; 170-150 M.a.) estaría caracterizado por la Fase Neocimérica, con la apertura efectiva del Atlántico Sur y la continuación de la expansión en el Atlántico Norte. Se genera un magmatismo de quimismo toleítico y se originan los filones de F-Ba y algunos procesos de alteración filítica. La aparición de pequeños cristales de fluorita en los filones de la zona de Cerceda podría indicar la circulación de fluidos por los filones de cuarzo durante esta manifestación hidrotermal. A tenor de la importancia y desarrollo de estas mineralogías hidrotermales en el Sistema Central, no sería descartable la formación de cuarzo en estas fracturas durante estos dos periodos tectonotérmicos.

El tercer y último evento tectonotérmico del Mesozoico (Cretácico Superior; 110-80 M.a.) estaría definido por la Fase Aústrica, con la apertura efectiva y formación de corteza oceánica en el Golfo de Vizcaya, y una extensión generalizada en toda la Península Ibérica. Se desarrolla un magmatismo alcalino y se establece la circulación de fluidos muy salinos y ricos en calcio por la Sierra de Guadarrama, fluidos ya presentes en las mineralizaciones de F-Ba, pero que han quedado perfectamente representados en los filones de cuarzo objeto del presente trabajo.

Se podría decir que en los filones de cuarzo están representadas las manifestaciones hidrotermales Mesozoicas más importantes del Sistema Central, lo que supone un magnífico ejemplo de la circulación de sucesivos fluidos por las mismas direcciones de fracturación.

12.2. Comparación con otras áreas del Dominio Hercínico Europeo

Al igual que ocurre en la Península Ibérica, los fluidos sin gases carbónicos del sistema $H_2O-NaCl$ están ampliamente representados en todos los tipos de manifestaciones hidrotermales, en mayor o menor proporción. Los fluidos sin gases carbónicos, y altamente salinos del sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$, han sido descritos en diversos tipos de yacimientos hidrotermales en todo el mundo, como yacimientos tipo Mississippi Valley (Haynes & Kesler, 1987), yacimientos sedimentarios de metales base (Williams-Jones et al., 1992), o mineralizaciones hidrotermales de Au-Cu (Oreskes & Einaudi, 1992; Xu, 2000). Ha sido extensamente descrito en eventos hidrotermales de varias zonas del Post-Hercínico europeo, principalmente en mineralizaciones de fluorita-barita-Pb-Zn y de cuarzo, encajadas en el Macizo de Bohemia, el Macizo Central Francés, el Macizo Caledónico de Brabant, el Hercínico de Bélgica o el Macizo Renano. Este fluido también ha sido definido en cuarzos Hercínicos sintectónicos (Fitzgerald et al., 1994), y en mineralizaciones relacionadas con granitos caledónicos (O'Reilly et al., 1997).

Los fluidos $H_2O-NaCl-CaCl_2$ aparecen frecuentemente en los márgenes de cuencas Mesozoicas, particularmente en las zonas próximas a granitos antiguos (Behr et al., 1987; Behr & Gerler, 1987; Charef & Sheppard, 1988; Canals & Cardellac, 1993; Peucker-Ehrenbrink & Behr, 1993; Munoz et al., 1994; Mucchez, et al., 1995; Wilkinson et al., 1995; O'Reilly et al., 1997; Lodemann et al., 1998; Mucchez & Sintubin, 1998; Heijlen et al., 2000). Esta cercanía podría ser debida a varias causas: (i) los granitos están más

calientes que los materiales circundantes, por lo que pueden actuar como generador térmico y canalizador de flujo de fluidos, (ii) estos granitos conforman bloques relativamente estables y adyacentes a los márgenes de cuencas mesozoicas, que en muchos casos se formaron por el colapso post-orogénico del cinturón en el que se emplazaron los granitos y, (iii) la intensa fracturación de estos granitos antiguos provoca una gran permeabilidad en profundidad, y además pueden ser por sí mismos fuente de constituyentes de mineralizaciones.

En todos los casos, estos fluidos de composición $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ y alta salinidad han sido relacionados con salmueras evaporíticas Triásicas (Halliday & Mitchell, 1984; Galindo et al., 1994; Subías et al., 1997; Munoz et al., 1999). Algunos trabajos argumentan que estos fluidos serían salmueras evaporíticas residuales, que habrían percolado posteriormente a través de fracturas, se habrían calentado en la circulación por granitoides y habrían quedado atrapados en las distintas mineralizaciones (Behr et al., 1994; Reutel et al., 1994). Sin embargo, otros autores les asignan un origen relacionado con fluidos de signatura fundamentalmente meteórica que habrían circulado por materiales evaporíticos, donde habrían aumentado su salinidad, de donde se habrían infiltrado por fracturas (Muech & Sintubin, 1998; Munoz et al., 1999). Esta relación con salmueras salinas estaría justificada por el importante desarrollo y expansión de las cuencas evaporíticas en los periodos Pérmico y Triásico, debido a la posición trópico-ecuatorial de Europa durante este periodo (Fig. 12.1).

Estos mismos autores también parecen estar de acuerdo en asignar un origen para la circulación de estos fluidos relacionado con los procesos de rifting y apertura del Atlántico Norte. La evolución geodinámica de las zonas central y oeste de Europa durante el periodo Jurásico Superior-Cretácico Inferior, está marcada por el levantamiento de la Meseta Ibérica, importantes procesos de extensión cortical a lo largo del sistema de Rift del Artico-Noratlántico, y también por el desarrollo del eje de rift principal de la zona del Golfo de Vizcaya. El levantamiento y erosión de la Meseta Ibérica queda reflejado por la formación de depósitos de clásticos continentales en el margen más occidental del Tethys, que se depositaron sobre los carbonatos marinos someros del Jurásico Superior (Ziegler, 1990). Durante el Aptiense ($\cong 110$ M.a), se produce un periodo de *low-stand* del nivel del

mar, un incremento en la actividad tectónica, y el desarrollo de la que se ha denominado “Fase Aústrica”. Esta fase estaría caracterizada principalmente por la separación cortical efectiva entre Iberia y el Macizo Armoricano, con la formación de corteza oceánica. El tránsito Aptiense Superior-Albiense está marcado por el inicio de una rotación sinistral de Iberia, que le aleja paulatinamente del margen armoricano.

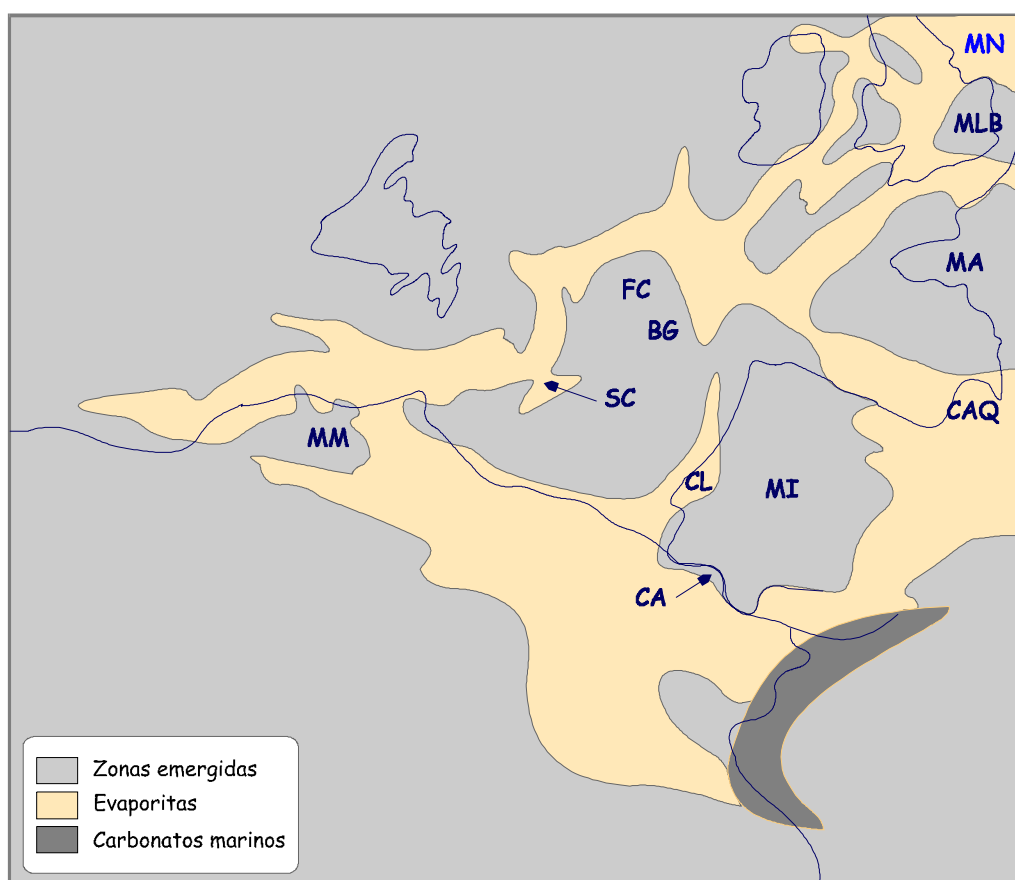


Figura 12.1. Paleogeografía del Triásico Superior del oeste de Europa donde se muestra el desarrollo de las evaporitas (modificado de Holser et al, 1988). Abreviaturas: BG= Banco de Galicia; CA= Cuenca del Algarve; CAQ= Cuenca Aquitaniense; CL= Cuenca Lusitana; FC= Flemish Cap; MA= Macizo Armoricano; MI= Macizo Ibérico; MLB; Macizo de Londres-Brabant; MM= Macizo de Marruecos; MN= Mar del Norte; SC= Subcuenca de Carson.

Este proceso de rifting originaría una rápida subsidencia, adelgazamiento y fracturación de la corteza continental, lo que provocaría el ascenso de magmas profundos de signatura mantélica. La presencia de estos fundidos en una corteza adelgazada e intensamente fracturada incrementaría la permeabilidad y el flujo de calor en la misma, lo que daría origen a una intensa actividad hidrotermal en los márgenes de las cuencas Mesozoicas, junto a los granitoides circundantes (Halliday & Mitchell, 1984).

DISCUSION

11. Discusión de los resultados

12. Los fluidos asociados a los filones de cuarzo en el contexto del hidrotermalismo posthercínico

13. Conclusiones

13. CONCLUSIONES

El hidrotermalismo de la Sierra de Guadarrama ha dado lugar a variadas y numerosas manifestaciones hidrotermales, en general de poco desarrollo. Este hidrotermalismo ha sido objeto de varios estudios en los últimos años, sin embargo los filones de cuarzo estéril no habían sido estudiados detalladamente, y cuyo análisis completa una historia hidrotermal que se inició 200 M.a. antes. Las conclusiones que resumen las características de estos filones, así como el trabajo multidisciplinar realizado en ellos se exponen a continuación:

Para llevar a cabo este estudio se han seleccionado filones de cuarzo intragraníticos en las zonas de Colmenarejo, Cerceda, Manzanares el Real y La Cabrera, intrametamórficos encajados en gneises en Colmenarejo y Colmenar Viejo, e intrametamórficos encajados en pizarras en La Parra. Todas estas zonas están situadas en la Sierra de Guadarrama.

CARACTERIZACION DE LOS FILONES

- ⇒ Tanto los filones intragraníticos como los intrametamórficos en gneises presentan una dirección predominante de $N\pm 20^\circ E$, excepto en la zona de Manzanares el Real donde su dirección es $N115^\circ E$. El buzamiento en todos los casos es subvertical. La potencia media es de 1 metro, aunque varía entre 0.5 y 5 metros de unas zonas a otras. La longitud, que varía entre 0.5 y 2 kilómetros, era mayor en origen pero fracturas posteriores dividieron los filones en varios segmentos, o contribuyeron a su desarrollo como en el caso del filón de Manzanares el Real.
- ⇒ El cuarzo es el constituyente principal de todos los filones, y en los intragraníticos se presenta en dos texturas diferentes: (i) el cuarzo de tipo QI, que constituye el volumen principal de los filones y que está compuesto por cuarzo masivo y

lechoso; y (ii) el cuarzo de tipo QII, formado por cristales idiomorfos, más transparentes y centimétricos que se disponen en cavidades hacia las partes centrales de los filones. En estos cristales se han observado inclusiones sólidas de plagioclasa, halita y agregados fibrosoradiados de micas. En el cuarzo QII es donde se han llevado a cabo las distintas técnicas aplicadas en este estudio. En los filones encajados en gneises presentan unas características similares a los intragraníticos, excepto por la presencia de una red de filoncillos laterales que se ramifica a modo de stockwork, y por el menor tamaño y proporción de los cristales de tipo QII.

- ⇒ Las litologías encajantes de los filones intragraníticos varían desde granodioritas a leocugranitos, y han sido clasificados como de tipo P. Conforman la mayor parte de la Sierra de Guadarrama donde afloran como varias unidades intrusivas que conforman grandes batolitos. La mineralogía principal está formada fundamentalmente por cuarzo + plagioclasa + feldespatos potásicos + biotita; los minerales secundarios son sericita, clorita, epidota, esfena y rutilo principalmente, y los accesorios mayoritarios son opacos, apatito y circón.
- ⇒ Los filones intrametamórficos analizados encajan en los gneises glandulares, unidad de gran importancia y representación en la Sierra de Guadarrama. Los megacristales de feldespato potásico, que le confieren su marcado carácter glandular, están incluidos en una matriz cuarzo-feldespática. Se les asume una probable edad Ordovícico Inferior. Un caso diferente lo constituye el filón de La Parra, encajado en pizarras de edad Ordovícico Medio.
- ⇒ Las fracturas donde se sitúan los filones se habrían generado en la tercera y última de las etapas deformativas descritas para el Hercínico Ibérico, llamada tardihercínica, caracterizada por un régimen compresivo de dirección N-S, que reactivaría fallas previas y generaría otras NE-SO, NO-SE y N-S de alto buzamiento. Se les atribuye una edad Pérmico Inferior.

CARACTERIZACION DE LOS FLUIDOS

- ⇒ Se han podido distinguir dos tipos de fluidos acuosos, el primero de ellos representado por las inclusiones Lw1, y el segundo por las inclusiones Lw2 y Lw-h. Las inclusiones Lw1 pertenecen al sistema H₂O-NaCl, y están presentes en todos los filones estudiados (excepto en los encajados en pizarras). En los filones encajados en gneises ha sido el único fluido encontrado. Muestran una baja salinidad (entre 0 y 1 %peso NaCl) y unos rangos modales de temperaturas de homogeneización entre 240°C y 295°C. Las inclusiones Lw2 únicamente están presentes en los filones intragraníticos y se caracterizan por pertenecer al sistema H₂O-NaCl-CaCl₂. Presentan temperaturas eutécticas por debajo del valor teórico, una salinidad de 16-24 %peso NaCl y de 1-12 %peso CaCl₂, y unas temperaturas de homogeneización entre 70 y 160°C. Las inclusiones hipersalinas Lw-h pertenecen también al sistema H₂O-CaCl₂-NaCl, con un sólido hijo de NaCl. Presenta una salinidad de 7-18 %peso NaCl y de 19-27 %peso CaCl₂, y unas temperaturas de homogeneización entre 50-170°C.
- ⇒ Las características texturales y microtermométricas parecen señalar la circulación de dos fluidos distintos: (i) un primer fluido H₂O-NaCl de moderada temperatura y baja salinidad y, (ii) un segundo fluido H₂O-NaCl-CaCl₂ de baja temperatura y alta salinidad.
- ⇒ Los análisis realizados mediante LA-OES han confirmado el alto contenido en Ca y Li en las inclusiones Lw2 y Lw-h, y la presencia de Li en los cristales de cuarzo. Los análisis mediante “crush-leach” señalan un origen para los solutos del fluido H₂O-NaCl-CaCl₂ en relación con la disolución de evaporitas.
- ⇒ La técnica SEM-catodoluminiscencia ha revelado la existencia de un importante zonado en los cristales de cuarzo, cuya pauta general se basa en la alternancia de bandas paralelas con distinta luminiscencia y una anchura no superior a 50µm. La

combinación de esta técnica con los análisis de LA-OES realizados directamente sobre el cuarzo parecen señalar un origen para la luminiscencia del cuarzo relacionado con la presencia de Li, y para los zonados relacionado con variaciones locales en las condiciones de cristalización.

ALTERACIONES ASOCIADAS AL HIDROTERMALISMO

- ⇒ Los fenómenos de alteración hidrotermal en los filones intragraníticos provoca una *cloritización* y *moscovitización* intensas y una *oxidación de minerales metálicos*. Los dos primeros procesos se han producido en, al menos, dos eventos hidrotermales importantes. Los filones intrametamórficos muestran procesos similares pero con menor proporción de la paragénesis secundaria. Además, se produce una *brechificación* y *fracturación* intensas de la roca caja de las paredes del filón, que da lugar a ramificaciones laterales de los filones que se rellenan de cuarzo.

ORIGEN Y EVOLUCION DE LOS FLUIDOS

- ⇒ El fluido Lw1 debió circular en condiciones sublitostáticas y a una presión cercana a 1 Kbar, mientras que el fluido cálcico circuló en condiciones fundamentalmente hidrostáticas y a una presión máxima de 0.6 Kbar. La precipitación del cuarzo QI estaría controlada por el establecimiento de importantes gradientes de temperatura en un sistema convectivo permeable con importantes aportes de sílice que permitieron la precipitación de cuarzo de una manera rápida, masiva y con gran cantidad de defectos. Las últimas fracciones de líquido atrapadas darían lugar a los primeros estadios de los cristales idiomorfos y transparentes del cuarzo QII. La terminación de estos cristales se produjo en condiciones de menor temperatura, permeabilidad, flujo de fluido y gradiente térmico, que originó caras definidas y con menos defectos.

- ⇒ La geoquímica de isótopos estables de δD y $\delta^{18}O$ señala un origen para el fluido Lw1 fundamentalmente meteórico, así como procesos importantes de interacción agua/roca típicos de aguas meteóricas hidrotermales. El fluido Lw2 también presenta unas signaturas claramente meteóricas, con una menor importancia de los procesos de interacción roca-fluido. Los valores anómalamente bajos de δD parecen deberse a condiciones de alta precipitación meteórica y altas temperaturas en climas monzónicos y latitudes tropicales.

- ⇒ Todas las técnicas aplicadas en el fluido Lw2 ($H_2O-NaCl-CaCl_2$) parecen señalar un origen relacionado con la disolución de evaporitas Triásicas debido a la circulación de aguas meteóricas, principalmente durante los periodos de comunicación entre los dominios situados al norte (Atlántico) y al sur (Tethys) del Sistema Central a través de fracturas de dirección NE-SO.

- ⇒ Los estudios realizados en Europa y en otras zonas de la Península Ibérica relacionan a los fluidos cálcicos con procesos hidrotermales localizados en los márgenes de cuencas mesozoicas, en zonas próximas a granitos antiguos. Todos ellos han sido relacionados con salmueras evaporíticas Triásicas y con los procesos de rifting y apertura del Atlántico Norte.

- ⇒ En los filones estériles de cuarzo están representadas las manifestaciones hidrotermales más importantes del Mesozoico del Sistema Central: (1) Permo-Triásico (270-220 M.a.) con formación de moscovitas, (2) Jurásico Medio-Superior (170-150 M.a.) con desarrollo de fluoritas, y (3) Cretácico Superior (110-80 M.a.) con circulación importante de fluidos salinos ricos en Ca y formación de cristales de cuarzo. Estos fenómenos hidrotermales estarían relacionados con los eventos tectonotérmicos Mesozoicos que habrían propiciado la formación de corteza oceánica y la apertura efectiva del Golfo de Vizcaya.

PARTE IV

ANEXOS

14. Anexos

15. Bibliografía

16. Índice de figuras

17. Índice de tablas

14. ANEXOS

ANEXO I

Ecuaciones y parámetros para el cálculo de la salinidad de inclusiones del sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$ (Naden, 1996).

$$W = c_0 + a_0T + a_1R + a_2T^2 + a_3R^2 + a_4RT^2 + a_5T^3 + a_6T^4 + a_7T^5 + a_8T^5R \quad (\text{campo del hielo})$$

$$W = c_0 + a_0T + a_1R + a_2R^2 + a_3R^3 + a_4TR \quad (\text{campo de la hidrohalita})$$

$$W = c_0 + a_0T + a_1R + a_2T^2 + a_3R^2 + a_4R^2T + a_5R^3 + a_6TR \quad (\text{campo de la halita})$$

$$R = c_0 + a_0T + a_1T^2 + a_2T^3 + a_3T^4 \quad (\text{curva cotéctica hielo-halita})$$

W = salinidad global (% en peso)

R = NaCl / NaCl + CaCl₂ (relación en peso)

T = Tfhielo / 100, Tfhidrohalita / 100 o Tfhanita / 100 (en función de la ecuación)

Los parámetros utilizados en las ecuaciones son los siguientes:

	Campo del hielo	Campo de la hidrohalita	Campo de la halita	Curva cotéctica para hielo	Curva cotéctica para halita
c ₀	0.46685	38.666842	38.35109	9.126372	1.008221
a ₀	-205.08125	8.967907	8.252421	75.272001	1.341051
a ₁	-1.138304	-62.595465	-65.222188	236.734329	-182.93229
a ₂	-899.7493	118.886866	1.8086	331.685986	-1541.1297
a ₃	0.269882	-68.657555	121.296429	173.312094	-3515.9718
a ₄	68.878422	4.59532	6.097604		
a ₅	-2546.8641		-68.266584		
a ₆	-3731.9837		-16.692281		
a ₇	-2147.8861				
a ₈	137.774293				

ANEXO II

Análisis químicos de las cloritas y las moscovitas

Muestra	QTG3B-4	QTG3B-7	QTG3B-6	QTG3B-3	QTG3B-2	QTG3-33	QTG3-34	QTG3-1	QTG3-3	QTG3-4	QTG3-5	QTG3-6	QTG3-23	QTG3-13	QTG3-15
SiO₂	24.96	26.22	26.36	30.34	24.75	27.08	26.05	25.26	27.80	29.55	28.91	27.93	28.51	26.62	30.13
TiO₂	0.03	0.05	0.03	0.09	0.00	0.05	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.05	0.08	0.06	0.07
Al₂O₃	19.20	18.48	19.79	18.22	19.00	20.62	17.38	21.27	19.80	18.99	18.84	19.92	20.69	19.32	18.71
Cr₂O₃	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.01
FeO	30.23	28.56	29.36	26.14	30.43	27.26	32.17	28.89	27.07	18.57	27.25	26.79	25.83	27.45	24.38
MnO	0.64	0.59	0.55	0.50	0.62	0.60	0.36	0.50	0.46	0.36	0.39	0.43	0.45	0.48	0.35
MgO	10.41	10.31	10.06	9.64	10.82	10.08	7.28	10.77	10.48	15.72	10.45	11.03	9.79	9.79	9.06
CaO	0.05	0.06	0.08	0.26	0.08	0.16	0.42	0.02	0.11	0.15	0.14	0.08	0.11	0.13	0.25
Na₂O	0.00	0.04	0.03	0.18	0.02	0.18	0.20	0.03	0.14	0.09	0.12	0.07	0.09	0.13	0.20
K₂O	0.00	0.06	0.00	1.46	0.00	0.62	0.67	0.00	0.76	0.30	0.95	0.63	1.22	0.09	1.67
H₂O	14.47	15.63	13.73	13.16	14.26	13.34	15.40	13.21	13.34	16.27	12.95	13.04	13.23	15.91	15.18
TOTAL	85.53	84.37	86.27	86.84	85.74	86.66	84.60	86.79	86.66	83.73	87.06	86.96	86.77	84.09	84.82
Si	2.79	2.93	2.89	3.24	2.77	2.92	2.99	2.74	2.99	3.13	3.10	2.99	3.04	2.96	3.27
Al^{IV}	1.21	1.07	1.11	0.76	1.23	1.08	1.01	1.26	1.01	0.87	0.90	1.01	0.96	1.04	0.73
Al^{VI}	1.32	1.37	1.44	1.53	1.27	1.54	1.34	1.47	1.51	1.49	1.48	1.50	1.64	1.50	1.66
Fe	2.82	2.67	2.69	2.33	2.84	2.46	3.09	2.62	2.44	1.64	2.44	2.40	2.30	2.56	2.21
Mn	0.06	0.06	0.05	0.04	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03
Mg	1.73	1.72	1.64	1.53	1.80	1.62	1.25	1.74	1.68	2.48	1.67	1.76	1.56	1.62	1.46
Ca	0.03	0.04	0.06	0.19	0.06	0.12	0.33	0.02	0.08	0.10	0.10	0.06	0.08	0.09	0.18
Na	0.00	0.01	0.01	0.04	0.01	0.04	0.04	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.04
K	0.00	0.01	0.00	0.20	0.00	0.08	0.10	0.00	0.10	0.04	0.13	0.09	0.17	0.01	0.23
Cationes	9.97	9.88	9.89	9.87	10.03	9.92	10.18	9.91	9.88	9.80	9.87	9.85	9.80	9.86	9.81

Anexo II.1. Composición química de las cloritas. Fórmulas estructurales para 14 oxígenos.

Sample	CAB-10/1	CAB-10/1	CAB-10/1	CAB-10/1	CAB-10/1	CAB-10/1	CAB-10/1	CAB-10/1	CAB-10/1	CAB-10/1	CAB-10/1	CAB-10/1	CAB-10/1	CAB-10/1	CAB-10/1
SiO₂	48.69	47.87	48.65	48.95	48.59	48.46	48.17	47.21	48.34	48.09	47.43	48.81	48.48	49.18	47.74
TiO₂	0.09	0.07	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.00	0.07	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06
Al₂O₃	32.52	32.57	33.71	33.87	33.90	33.31	32.94	33.94	32.44	32.93	33.11	32.64	32.82	33.05	32.77
Fe₂O₃	1.66	2.14	1.46	2.05	1.93	2.04	1.65	1.50	2.17	2.28	1.75	2.04	1.89	2.29	2.11
MnO	0.04	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.04	0.08	0.00	0.11	0.03	0.00
MgO	0.46	0.55	0.58	0.53	0.50	0.56	0.45	0.35	0.49	0.50	0.48	0.53	0.49	0.54	0.56
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Na₂O	0.11	0.09	0.09	0.12	0.06	0.09	0.05	0.11	0.07	0.11	0.08	0.08	0.08	0.04	0.12
K₂O	10.69	10.60	10.43	10.91	10.59	10.93	10.68	10.98	10.54	10.75	11.13	10.74	10.73	10.57	10.91
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04	0.00	0.12	0.03
NiO	0.00	0.00	0.00	0.16	0.16	0.05	0.04	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00
H₂O	4.47	4.44	4.52	4.57	4.54	4.51	4.46	4.45	4.46	4.47	4.44	4.49	4.48	4.54	4.45
Si	6.53	6.46	6.46	6.43	6.42	6.44	6.47	6.36	6.50	6.45	6.41	6.52	6.49	6.50	6.43
Al^{IV}	1.47	1.54	1.54	1.57	1.58	1.56	1.53	1.64	1.50	1.56	1.59	1.49	1.51	1.50	1.57
Al^{VI}	3.67	3.64	3.73	3.67	3.70	3.65	3.69	3.74	3.63	3.64	3.67	3.65	3.67	3.64	3.64
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe³⁺	0.19	0.24	0.16	0.23	0.21	0.23	0.19	0.17	0.24	0.26	0.20	0.23	0.21	0.25	0.24
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.09	0.11	0.11	0.10	0.10	0.11	0.09	0.07	0.10	0.10	0.10	0.11	0.10	0.11	0.11
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03
K	1.83	1.83	1.77	1.83	1.79	1.85	1.83	1.89	1.81	1.84	1.92	1.83	1.83	1.78	1.88
Cationes	13.81	13.86	13.79	13.86	13.81	13.87	13.83	13.90	13.80	13.88	13.92	13.83	13.84	13.79	13.90

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	CAB-10/2	CAB-10/2	CAB-10/2	CAB-10/2	CAB-10/2	CAB-10/2	CAB-10/2	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3
SiO₂	48.23	47.66	47.83	47.63	48.28	47.29	48.03	47.34	47.19	46.99	47.51	47.30	47.41	47.42	46.93
TiO₂	0.20	0.15	0.16	0.16	0.17	0.00	0.12	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.03	0.04
Al₂O₃	32.25	33.00	32.52	32.48	33.54	31.87	32.43	35.11	33.74	34.77	35.13	35.50	34.93	35.04	34.72
Fe₂O₃	2.17	1.59	2.04	1.94	1.73	2.13	1.82	1.67	2.20	1.87	1.84	1.40	2.04	1.98	1.72
MnO	0.00	0.04	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.05	0.06	0.10	0.07	0.09
MgO	0.59	0.54	0.63	0.58	0.56	0.45	0.52	0.07	0.13	0.19	0.15	0.11	0.15	0.17	0.13
CaO	0.08	0.03	0.00	0.08	0.00	0.06	0.00	0.05	0.14	0.22	0.15	0.10	0.20	0.15	0.17
Na₂O	0.07	0.16	0.11	0.11	0.07	0.12	0.11	0.06	0.09	0.12	0.12	0.06	0.11	0.12	0.17
K₂O	10.63	10.61	10.64	10.35	10.62	10.06	10.60	9.73	9.04	9.79	9.43	9.09	9.19	9.54	9.56
Cr₂O₃	0.01	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
NiO	0.06	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
H₂O	4.46	4.45	4.45	4.42	4.50	4.36	4.44	4.43	4.37	4.41	4.50	4.45	4.49	4.43	4.41
Si	6.49	6.43	6.45	6.46	6.43	6.50	6.49	6.33	6.41	6.31	6.33	6.32	6.33	6.32	6.32
Al^{IV}	1.51	1.57	1.55	1.54	1.57	1.50	1.51	1.68	1.60	1.69	1.68	1.68	1.67	1.68	1.68
Al^{VI}	3.60	3.67	3.62	3.65	3.69	3.66	3.65	3.85	3.80	3.80	3.83	3.90	3.82	3.81	3.82
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.25	0.18	0.23	0.22	0.19	0.25	0.21	0.19	0.25	0.21	0.21	0.16	0.23	0.22	0.19
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.12	0.11	0.13	0.12	0.11	0.09	0.11	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03
Ca	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02
Na	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.05
K	1.83	1.83	1.83	1.79	1.80	1.77	1.83	1.66	1.57	1.68	1.60	1.55	1.56	1.62	1.64
Cationes	13.84	13.85	13.85	13.83	13.83	13.81	13.83	13.74	13.68	13.79	13.73	13.66	13.71	13.75	13.76

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3
SiO₂	47.23	47.39	47.07	47.72	47.47	47.70	46.83	47.84	46.93	46.51	47.03	46.54	47.09	46.52	46.44
TiO₂	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.02	0.00
Al₂O₃	35.04	35.61	34.60	35.21	35.47	35.54	35.13	35.45	35.69	34.45	35.59	34.20	35.61	35.24	36.83
Fe₂O₃	1.69	1.59	2.11	1.80	1.78	2.05	1.60	1.74	1.79	1.74	1.72	1.86	1.35	1.68	0.92
MnO	0.04	0.02	0.04	0.02	0.08	0.07	0.11	0.02	0.06	0.02	0.03	0.06	0.07	0.08	0.00
MgO	0.15	0.14	0.18	0.12	0.14	0.19	0.10	0.15	0.17	0.26	0.18	0.20	0.27	0.17	0.11
CaO	0.09	0.04	0.11	0.07	0.12	0.15	0.04	0.13	0.14	0.11	0.16	0.12	0.09	0.04	0.04
Na₂O	0.10	0.10	0.08	0.15	0.09	0.08	0.12	0.08	0.12	0.14	0.21	0.06	0.06	0.06	0.11
K₂O	9.59	9.81	9.84	9.45	9.08	9.51	9.53	9.63	9.55	9.51	9.53	9.77	9.73	9.88	9.82
Cr₂O₃	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
NiO	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
H₂O	4.39	4.52	4.41	4.43	4.51	4.49	4.43	4.51	4.46	4.36	4.40	4.36	4.36	4.43	4.41
Si	6.32	6.29	6.32	6.34	6.31	6.30	6.30	6.32	6.25	6.31	6.26	6.32	6.27	6.26	6.18
Al^{IV}	1.68	1.71	1.68	1.66	1.69	1.70	1.70	1.68	1.75	1.69	1.74	1.68	1.73	1.74	1.82
Al^{VI}	3.84	3.86	3.79	3.84	3.87	3.82	3.86	3.84	3.85	3.82	3.85	3.79	3.86	3.84	3.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.19	0.18	0.24	0.20	0.20	0.23	0.18	0.19	0.20	0.20	0.19	0.21	0.15	0.19	0.10
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.03	0.02
Ca	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Na	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.05	0.02	0.02	0.02	0.03
K	1.64	1.66	1.69	1.60	1.54	1.60	1.64	1.62	1.62	1.65	1.62	1.69	1.65	1.70	1.67
Cationes	13.74	13.76	13.79	13.72	13.68	13.74	13.75	13.73	13.77	13.77	13.77	13.78	13.76	13.79	13.78

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	Ceracf-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3
SiO₂	47.69	47.40	46.51	46.08	46.59	47.48	46.06	46.55	46.84	46.78	50.10	49.77	49.97	50.76	47.90
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.04	0.01
Al₂O₃	35.23	35.07	36.01	37.86	35.40	35.06	38.05	38.87	35.72	38.32	32.94	32.20	32.37	34.53	36.34
Fe₂O₃	1.43	1.29	1.05	0.46	1.38	1.63	0.48	0.30	1.39	0.23	2.32	2.13	2.26	1.97	0.39
MnO	0.09	0.06	0.02	0.00	0.04	0.12	0.06	0.05	0.06	0.10	0.00	0.03	0.07	0.00	0.00
MgO	0.22	0.22	0.24	0.11	0.19	0.19	0.07	0.12	0.15	0.06	1.24	1.46	1.20	1.13	0.39
CaO	0.06	0.02	0.08	0.05	0.01	0.02	0.01	0.06	0.01	0.04	0.00	0.03	0.01	0.05	0.03
Na₂O	0.07	0.08	0.07	0.16	0.09	0.05	0.10	0.11	0.07	0.08	0.02	0.11	0.07	0.00	0.05
K₂O	9.65	10.10	9.94	9.99	9.92	9.86	10.44	9.89	10.03	9.99	10.88	10.66	10.66	10.18	10.46
Cr₂O₃	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H₂O	4.51	4.46	4.46	4.46	4.46	4.47	4.55	4.60	4.45	4.58	4.61	4.56	4.57	4.70	4.57
Si	6.34	6.33	6.22	6.10	6.26	6.33	6.08	6.07	6.25	6.12	6.51	6.54	6.55	6.47	6.28
Al^{IV}	1.66	1.67	1.78	1.90	1.74	1.67	1.92	1.93	1.75	1.88	1.49	1.46	1.45	1.53	1.72
Al^{VI}	3.85	3.84	3.90	4.00	3.86	3.83	3.99	4.03	3.87	4.02	3.55	3.52	3.55	3.66	3.90
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.16	0.14	0.12	0.05	0.16	0.18	0.05	0.03	0.16	0.03	0.25	0.23	0.25	0.21	0.04
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.04	0.04	0.05	0.02	0.04	0.04	0.01	0.02	0.03	0.01	0.24	0.29	0.24	0.21	0.08
Ca	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Na	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.00	0.01
K	1.64	1.72	1.70	1.69	1.70	1.68	1.76	1.64	1.71	1.67	1.80	1.79	1.78	1.66	1.75
Cationes	13.73	13.78	13.79	13.80	13.79	13.76	13.85	13.77	13.79	13.76	13.86	13.87	13.84	13.75	13.78

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3
SiO₂	48.14	48.15	47.19	47.71	48.74	48.62	49.51	47.78	49.08	50.44	48.35	49.24	48.45	49.80	47.24
TiO₂	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.34
Al₂O₃	35.09	35.48	35.64	36.57	35.05	35.72	32.25	37.40	35.06	33.24	34.62	33.42	32.93	33.75	32.43
Fe₂O₃	0.49	0.25	0.32	0.30	1.00	0.21	2.55	0.36	1.38	1.65	1.49	1.33	1.17	1.57	0.30
MnO	0.10	0.06	0.02	0.00	0.05	0.02	0.09	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05
MgO	1.03	0.77	0.52	0.43	0.77	0.85	1.20	0.33	1.03	1.45	1.04	1.26	1.08	0.96	1.32
CaO	0.06	0.06	0.00	0.09	0.07	0.02	0.00	0.01	0.02	0.13	0.06	0.04	0.15	0.04	0.16
Na₂O	0.07	0.13	0.06	0.09	0.00	0.07	0.05	0.17	0.08	0.08	0.04	0.10	0.05	0.05	0.03
K₂O	10.09	10.43	10.86	10.14	10.47	10.08	11.05	10.24	10.80	9.12	10.66	10.11	10.75	10.79	10.32
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H₂O	4.55	4.56	4.51	4.57	4.59	4.59	4.56	4.61	4.63	4.61	4.57	4.56	4.49	4.61	4.46
Si	6.34	6.33	6.27	6.26	6.37	6.35	6.52	6.21	6.36	6.56	6.35	6.47	6.47	6.48	6.35
Al^{IV}	1.66	1.67	1.73	1.74	1.63	1.65	1.48	1.79	1.64	1.44	1.65	1.53	1.53	1.52	1.65
Al^{VI}	3.79	3.83	3.86	3.91	3.77	3.85	3.52	3.94	3.70	3.65	3.70	3.65	3.65	3.66	3.49
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03
Fe³⁺	0.05	0.03	0.04	0.03	0.11	0.02	0.28	0.04	0.15	0.18	0.16	0.15	0.13	0.17	0.33
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.20	0.15	0.10	0.08	0.15	0.17	0.23	0.07	0.20	0.28	0.20	0.25	0.21	0.19	0.26
Ca	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Na	0.02	0.03	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
K	1.70	1.75	1.84	1.70	1.75	1.68	1.86	1.70	1.78	1.51	1.79	1.70	1.83	1.79	1.77
Cationes	13.78	13.80	13.86	13.76	13.79	13.74	13.91	13.79	13.86	13.66	13.87	13.78	13.86	13.82	13.93

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	GTG-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3
SiO₂	48.46	49.71	49.89	50.07	49.44	50.34	49.45	47.35	49.70	48.03	48.76	49.24	49.69	48.81	49.13
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.03
Al₂O₃	32.31	31.96	31.95	32.29	31.39	31.52	31.58	33.42	30.88	33.25	32.71	34.48	32.33	33.80	32.90
Fe₂O₃	1.96	2.24	2.44	2.32	2.19	2.50	2.23	1.23	1.56	1.22	1.28	1.68	1.34	0.99	1.34
MnO	0.04	0.00	0.03	0.05	0.02	0.05	0.03	0.07	0.00	0.09	0.00	0.00	0.02	0.09	0.00
MgO	1.20	1.27	1.24	1.24	1.40	1.42	1.34	1.13	1.51	1.09	1.11	1.20	1.06	1.11	1.38
CaO	0.05	0.00	0.03	0.11	0.03	0.06	0.10	0.06	0.06	0.03	0.05	0.03	0.05	0.00	0.01
Na₂O	0.05	0.07	0.05	0.01	0.08	0.05	0.03	0.04	0.07	0.03	0.10	0.11	0.05	0.03	0.10
K₂O	10.95	10.71	11.09	10.49	11.11	10.92	10.85	10.89	9.13	10.18	10.64	10.40	10.47	10.75	11.06
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H₂O	4.49	4.54	4.56	4.58	4.51	4.57	4.52	4.46	4.46	4.47	4.50	4.62	4.53	4.55	4.55
Si	6.48	6.56	6.56	6.56	6.57	6.60	6.57	6.37	6.68	6.44	6.50	6.39	6.58	6.44	6.48
Al^{IV}	1.52	1.44	1.44	1.44	1.43	1.40	1.43	1.63	1.32	1.56	1.50	1.61	1.42	1.57	1.52
Al^{VI}	3.56	3.53	3.51	3.55	3.48	3.47	3.50	3.66	3.58	3.69	3.64	3.67	3.63	3.68	3.59
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.22	0.25	0.27	0.25	0.24	0.27	0.25	0.14	0.18	0.14	0.14	0.18	0.15	0.11	0.15
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.24	0.25	0.24	0.24	0.28	0.28	0.27	0.23	0.30	0.22	0.22	0.23	0.21	0.22	0.27
Ca	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03
K	1.87	1.80	1.86	1.75	1.88	1.83	1.84	1.87	1.57	1.74	1.81	1.72	1.77	1.81	1.86
Cationes	13.91	13.85	13.90	13.82	13.92	13.88	13.88	13.92	13.65	13.81	13.84	13.84	13.78	13.84	13.90

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	MAN-3	qtg-3	qtg-3	qtg-3
SiO₂	48.13	48.50	48.98	48.23	48.61	47.02	47.74	47.50	47.96	49.07	49.90	49.70	48.78	49.80	49.58	
TiO₂	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03	0.00	0.05	0.00	
Al₂O₃	33.58	33.77	33.61	33.70	33.87	32.33	33.02	32.85	34.08	34.03	32.36	33.26	33.26	32.42	31.83	
Fe₂O₃	0.86	0.81	1.20	1.29	1.22	1.28	1.27	1.40	1.28	1.22	1.43	1.21	1.11	1.65	1.33	
MnO	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.06	0.12	0.00	0.01	0.09	0.00	0.05	0.00	0.09	0.03	
MgO	1.10	0.98	1.29	1.15	1.28	1.10	1.23	1.24	1.29	1.28	1.54	1.25	1.26	1.22	1.40	
CaO	0.01	0.08	0.00	0.00	0.00	0.13	0.03	0.00	0.06	0.04	0.08	0.05	0.04	0.01	0.01	
Na₂O	0.18	0.08	0.07	0.05	0.09	0.10	0.12	0.06	0.00	0.06	0.06	0.09	0.04	0.03	0.05	
K₂O	10.70	10.83	11.31	10.80	11.10	10.17	10.86	10.75	10.69	11.06	10.16	9.48	8.97	9.18	8.92	
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.02	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	
H₂O	4.50	4.52	4.57	4.52	4.56	4.38	4.47	4.44	4.53	4.59	4.56	4.56	4.50	4.53	4.48	
Si	6.42	6.43	6.43	6.40	6.40	6.43	6.41	6.41	6.35	6.41	6.57	6.53	6.50	6.59	6.63	
Al^{IV}	1.58	1.57	1.57	1.60	1.60	1.57	1.59	1.59	1.65	1.59	1.43	1.47	1.50	1.41	1.37	
Al^{VI}	3.69	3.70	3.62	3.67	3.64	3.64	3.63	3.63	3.67	3.64	3.58	3.68	3.72	3.65	3.65	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
Fe³⁺	0.10	0.09	0.13	0.14	0.13	0.15	0.14	0.16	0.14	0.13	0.16	0.13	0.12	0.18	0.15	
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	
Mg	0.22	0.19	0.25	0.23	0.25	0.22	0.25	0.25	0.25	0.25	0.30	0.25	0.25	0.24	0.28	
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	
Na	0.05	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	
K	1.82	1.83	1.89	1.83	1.86	1.78	1.86	1.85	1.81	1.84	1.71	1.59	1.53	1.55	1.52	
Cationes	13.87	13.85	13.92	13.88	13.91	13.85	13.92	13.90	13.88	13.90	13.78	13.69	13.64	13.65	13.62	

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	qtg-3	qtg-5	qtg-5	qtg-5	qtg-5	qtg-5	qtg-5	qtg-5	qtg-5	qtg-5	qtg-5	qtg-5	QTG-7	QTG-7	QTG-7
SiO₂	49.40	47.64	46.30	46.66	46.05	47.30	46.84	46.30	48.43	47.33	47.91	46.99	47.72	46.71	46.27
TiO₂	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.04	0.00	0.02	0.06	0.00	0.09	0.00
Al₂O₃	32.85	35.37	35.36	33.77	36.95	36.36	35.68	35.45	35.16	36.65	34.01	36.34	38.12	37.45	36.81
Fe₂O₃	1.30	0.62	0.69	0.73	0.45	0.53	0.50	0.57	0.65	0.64	0.79	0.47	0.29	0.31	0.43
MnO	0.00	0.03	0.04	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.08	0.10	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00
MgO	1.30	0.65	0.45	0.69	0.33	0.38	0.68	0.50	0.65	0.57	1.15	0.52	0.10	0.06	0.07
CaO	0.01	0.00	0.03	0.08	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.06	0.00	0.03	0.04
Na₂O	0.04	0.10	0.06	0.12	0.13	0.10	0.08	0.10	0.12	0.09	0.15	0.10	0.11	0.09	0.10
K₂O	9.00	9.72	9.52	9.36	9.28	9.29	9.85	9.48	9.25	9.97	9.30	9.47	10.59	10.42	11.07
Cr₂O₃	0.00	0.02	0.00	0.05	0.04	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08
NiO	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.04	0.04	0.01	0.00	0.00
H₂O	4.52	4.54	4.43	4.39	4.48	4.52	4.49	4.43	4.54	4.56	4.48	4.52	4.64	4.55	4.51
Si	6.56	6.29	6.27	6.37	6.16	6.27	6.26	6.26	6.39	6.22	6.41	6.24	6.17	6.16	6.16
Al^{IV}	1.44	1.71	1.74	1.63	1.84	1.73	1.74	1.74	1.61	1.78	1.59	1.76	1.83	1.84	1.85
Al^{VI}	3.69	3.80	3.90	3.81	3.98	3.95	3.87	3.91	3.86	3.89	3.77	3.92	3.98	3.97	3.92
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Fe³⁺	0.14	0.07	0.08	0.08	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.09	0.05	0.03	0.04	0.05
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.26	0.13	0.09	0.14	0.07	0.08	0.14	0.10	0.13	0.11	0.23	0.10	0.02	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Na	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03
K	1.52	1.64	1.64	1.63	1.58	1.57	1.68	1.64	1.56	1.67	1.59	1.60	1.75	1.75	1.88
Cationes	13.63	13.66	13.74	13.71	13.72	13.68	13.77	13.73	13.66	13.78	13.71	13.72	13.81	13.81	13.89

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	QTG-7	QTG-7	QTG-7	QTG-7	QTG-7	QTG-7	QTG-7	QTG-7	QTG-7	QTG-7	QTG-7	QTG-7	QTG-7	QTG-7	QTG-7
SiO₂	46.50	46.15	46.94	45.87	47.51	46.69	45.66	46.68	46.78	45.80	47.00	47.15	47.19	47.26	46.89
TiO₂	0.05	0.00	0.00	0.10	0.01	0.13	0.03	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.12	0.06	0.13
Al₂O₃	37.22	37.36	37.57	35.79	36.44	37.32	37.05	37.64	37.25	36.89	37.49	37.40	37.39	38.19	37.28
Fe₂O₃	0.45	0.53	0.20	0.70	0.70	0.66	0.17	0.15	0.22	0.22	0.54	0.27	0.19	0.24	0.35
MnO	0.09	0.04	0.00	0.13	0.06	0.02	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05
MgO	0.08	0.10	0.23	0.10	0.07	0.01	0.19	0.07	0.28	0.14	0.02	0.07	0.08	0.08	0.04
CaO	0.02	0.10	0.00	0.02	0.09	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.07	0.00	0.00	0.09	0.00
Na₂O	0.10	0.19	0.13	0.07	0.12	0.07	0.09	0.10	0.07	0.17	0.10	0.07	0.08	0.08	0.04
K₂O	10.51	10.73	11.09	11.27	10.71	11.10	11.29	10.73	11.07	10.85	10.66	11.08	10.59	10.91	10.82
Cr₂O₃	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.11	0.00	0.03	0.04	0.03	0.01	0.03	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
H₂O	4.53	4.53	4.58	4.45	4.56	4.56	4.49	4.56	4.56	4.48	4.57	4.58	4.57	4.62	4.56
Si	6.15	6.11	6.14	6.18	6.25	6.14	6.10	6.15	6.15	6.13	6.16	6.18	6.19	6.13	6.17
Al^{IV}	1.85	1.89	1.86	1.82	1.75	1.86	1.90	1.86	1.85	1.87	1.84	1.82	1.81	1.87	1.83
Al^{VI}	3.95	3.93	3.94	3.86	3.89	3.92	3.93	3.98	3.92	3.94	3.95	3.95	3.96	3.97	3.94
Ti	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe³⁺	0.05	0.06	0.02	0.08	0.08	0.07	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06	0.03	0.02	0.03	0.04
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.02	0.02	0.05	0.02	0.01	0.00	0.04	0.01	0.06	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
K	1.77	1.81	1.85	1.94	1.80	1.86	1.92	1.80	1.86	1.85	1.78	1.85	1.77	1.81	1.82
Cationes	13.83	13.89	13.89	13.94	13.83	13.88	13.95	13.84	13.88	13.90	13.83	13.83	13.80	13.85	13.84

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	QTG-7	QTG-7	QTM-4	QTM-4	QTM-4	QTM-4	QTM-4	QTM-4	QTM-4	QTM-4	QTM-4	QTM-4	QTM-4	QTM-4	QTM-4
SiO₂	46.62	47.76	47.27	47.16	47.63	46.76	46.61	46.92	47.61	46.97	47.18	47.20	47.94	47.83	47.52
TiO₂	0.06	0.10	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	37.44	37.34	36.61	37.21	37.39	37.32	37.91	36.35	36.75	35.85	36.73	36.52	37.96	37.35	37.26
Fe₂O₃	0.38	0.40	0.68	0.70	0.25	0.29	0.34	0.77	0.78	0.27	0.71	0.86	0.41	0.48	0.59
MnO	0.05	0.00	0.10	0.00	0.39	0.00	0.07	0.07	0.08	0.08	0.00	0.00	0.05	0.00	0.05
MgO	0.10	0.04	0.39	0.39	0.21	0.24	0.19	0.39	0.46	0.58	0.31	0.28	0.15	0.27	0.43
CaO	0.08	0.00	0.04	0.00	0.02	0.02	0.03	0.05	0.06	0.10	0.03	0.03	0.04	0.07	0.02
Na₂O	0.10	0.06	0.01	0.15	0.11	0.09	0.08	0.07	0.05	0.06	0.08	0.02	0.12	0.06	0.05
K₂O	11.00	10.68	10.81	10.94	11.08	11.08	11.16	10.98	11.47	10.95	11.22	11.15	11.07	10.78	10.84
Cr₂O₃	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H₂O	4.56	4.61	4.57	4.59	4.62	4.56	4.58	4.54	4.61	4.57	4.57	4.56	4.66	4.62	4.61
Si	6.13	6.22	6.21	6.16	6.19	6.15	6.10	6.20	6.20	6.16	6.19	6.21	6.17	6.21	6.18
Al^{IV}	1.87	1.78	1.79	1.84	1.82	1.85	1.90	1.80	1.81	1.84	1.81	1.79	1.83	1.79	1.82
Al^{VI}	3.93	3.94	3.87	3.89	3.90	3.93	3.94	3.85	3.83	3.70	3.87	3.86	3.93	3.92	3.89
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.04	0.04	0.07	0.08	0.03	0.03	0.04	0.09	0.09	0.30	0.08	0.09	0.04	0.05	0.07
Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Mg	0.02	0.01	0.08	0.08	0.04	0.05	0.04	0.08	0.09	0.11	0.06	0.06	0.03	0.05	0.08
Ca	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Na	0.03	0.02	0.00	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01
K	1.85	1.77	1.81	1.82	1.84	1.86	1.86	1.85	1.90	1.83	1.88	1.87	1.82	1.79	1.80
Cationes	13.88	13.79	13.86	13.90	13.88	13.89	13.91	13.90	13.94	13.98	13.91	13.89	13.86	13.83	13.86

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	QTM-4	QTM-6	QTM-6	QTM-6	QTM-6	QTM-6	QTM-6	QTM-6	QTM-6	QTM-6	QTM-6	QTM-6	QTM-6	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat
SiO₂	47.62	46.08	44.80	43.95	45.45	45.70	44.71	44.44	44.34	44.12	44.06	44.40	47.01	46.73	46.25	
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	
Al₂O₃	36.84	35.24	34.24	33.20	35.34	35.04	34.20	34.55	35.01	34.00	34.10	33.85	37.82	38.31	37.71	
Fe₂O₃	0.64	0.46	0.51	0.56	0.55	0.23	1.09	0.69	0.35	0.57	0.41	0.41	0.46	0.29	0.29	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.08	0.00	0.00	0.04	0.08	0.07	0.00	0.00	
MgO	0.35	0.24	0.32	0.42	0.27	0.17	0.35	0.29	0.21	0.25	0.30	0.32	0.44	0.41	0.37	
CaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	
Na₂O	0.15	0.11	0.10	0.04	0.10	0.09	0.03	0.05	0.04	0.09	0.06	0.07	0.09	0.14	0.11	
K₂O	11.09	10.46	9.92	9.62	10.12	10.47	10.48	10.59	10.42	10.24	9.95	10.24	10.69	10.57	10.92	
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	
H₂O	4.60	4.42	4.29	4.19	4.38	4.38	4.31	4.30	4.30	4.25	4.24	4.26	4.61	4.60	4.54	
Si	6.21	6.26	6.26	6.28	6.22	6.26	6.22	6.19	6.18	6.23	6.23	6.26	6.12	6.08	6.09	
Al^{IV}	1.79	1.74	1.74	1.72	1.78	1.74	1.78	1.81	1.82	1.77	1.77	1.74	1.88	1.92	1.91	
Al^{VI}	3.87	3.89	3.89	3.87	3.91	3.92	3.82	3.86	3.92	3.88	3.90	3.87	3.92	3.96	3.94	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe³⁺	0.07	0.05	0.06	0.07	0.06	0.03	0.13	0.08	0.04	0.07	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	
Mg	0.07	0.05	0.07	0.09	0.05	0.04	0.07	0.06	0.04	0.05	0.06	0.07	0.09	0.08	0.07	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	
K	1.85	1.81	1.77	1.76	1.77	1.83	1.86	1.88	1.85	1.84	1.79	1.84	1.78	1.76	1.84	
Cationes	13.89	13.84	13.81	13.80	13.82	13.83	13.91	13.91	13.87	13.87	13.83	13.86	13.87	13.86	13.91	

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat
SiO₂	44.96	47.39	46.71	46.48	47.03	45.82	46.80	46.84	47.42	46.12	45.51	46.94	46.01	46.73	47.03
TiO₂	0.04	0.01	0.00	0.00	0.04	0.06	0.04	0.04	0.00	0.04	0.04	0.06	0.01	0.04	0.04
Al₂O₃	37.15	37.51	37.31	37.75	38.00	37.08	36.46	38.02	36.83	39.10	37.83	37.02	37.57	37.41	37.15
Fe₂O₃	0.30	0.38	0.45	0.36	0.26	0.14	0.19	0.14	0.37	0.06	0.29	0.40	0.11	0.37	0.29
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
MgO	0.45	0.55	0.61	0.38	0.00	0.49	0.55	0.29	0.47	0.12	0.54	0.72	0.27	0.70	0.57
CaO	0.04	0.03	0.00	0.05	0.04	0.11	0.04	0.01	0.01	0.00	0.08	0.03	0.02	0.09	0.08
Na₂O	0.13	0.05	0.08	0.06	0.12	0.13	0.11	0.20	0.09	0.12	0.21	0.17	0.17	0.24	0.21
K₂O	10.84	10.37	10.64	10.69	10.57	10.27	10.38	10.79	10.71	10.92	10.54	10.59	10.67	10.38	10.40
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H₂O	4.42	4.58	4.50	4.55	4.62	4.44	4.46	4.60	4.58	4.60	4.52	4.49	4.52	4.52	4.57
Si	6.04	6.17	6.13	6.11	6.11	6.11	6.21	6.11	6.21	6.01	6.03	6.15	6.10	6.12	6.16
Al^{IV}	1.96	1.83	1.87	1.90	1.89	1.89	1.80	1.89	1.79	1.99	1.97	1.85	1.90	1.88	1.84
Al^{VI}	3.93	3.92	3.90	3.94	3.92	3.94	3.90	3.95	3.90	4.02	3.93	3.87	3.96	3.89	3.90
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03	0.04	0.01	0.04	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.09	0.11	0.12	0.08	0.11	0.10	0.11	0.06	0.09	0.02	0.11	0.14	0.05	0.14	0.11
Ca	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Na	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.02	0.03	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05
K	1.86	1.72	1.78	1.79	1.75	1.75	1.76	1.80	1.79	1.82	1.78	1.77	1.80	1.73	1.74
Cationes	13.95	13.81	13.87	13.87	13.85	13.85	13.82	13.88	13.84	13.89	13.92	13.88	13.88	13.88	13.85

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat
SiO₂	46.76	46.40	47.16	46.66	46.01	47.11	47.29	46.40	46.10	47.67	45.65	47.02	45.10	46.83	47.07
TiO₂	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.06	0.02	0.00	0.02
Al₂O₃	36.70	37.13	37.46	37.44	37.56	37.30	37.00	37.14	37.85	36.00	37.41	36.57	38.41	37.80	38.40
Fe₂O₃	0.35	0.32	0.29	0.21	0.28	0.30	0.24	0.29	0.17	0.27	0.24	0.24	0.16	0.15	0.18
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04
MgO	0.57	0.51	0.51	0.66	0.43	0.49	0.72	0.57	0.37	1.12	0.45	0.60	0.15	0.44	0.35
CaO	0.01	0.06	0.01	0.04	0.00	0.05	0.01	0.06	0.01	0.07	0.02	0.02	0.03	0.03	0.05
Na₂O	0.09	0.10	0.13	0.10	0.11	0.07	0.07	0.12	0.10	0.14	0.08	0.10	0.22	0.10	0.17
K₂O	10.98	10.97	10.71	10.03	10.95	10.95	10.66	10.47	10.91	9.97	10.45	10.66	10.78	10.58	10.79
Cr₂O₃	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02
H₂O	4.53	4.49	4.53	4.51	4.50	4.53	4.58	4.48	4.48	4.52	4.42	4.53	4.52	4.55	4.63
Si	6.17	6.12	6.15	6.14	6.08	6.16	6.19	6.13	6.07	6.26	6.08	6.20	5.99	6.13	6.10
Al^{IV}	1.83	1.88	1.85	1.86	1.92	1.84	1.81	1.87	1.93	1.74	1.92	1.80	2.01	1.87	1.90
Al^{VI}	3.88	3.90	3.91	3.93	3.93	3.90	3.89	3.91	3.95	3.83	3.95	3.88	4.00	3.95	3.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.11	0.10	0.10	0.13	0.09	0.10	0.14	0.11	0.07	0.22	0.09	0.12	0.03	0.09	0.07
Ca	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Na	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.06	0.03	0.04
K	1.85	1.85	1.78	1.68	1.85	1.83	1.78	1.76	1.83	1.67	1.78	1.79	1.83	1.77	1.78
Cationes	13.90	13.91	13.86	13.80	13.92	13.88	13.85	13.86	13.90	13.80	13.87	13.85	13.93	13.85	13.88

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat
SiO₂	46.40	46.73	46.56	46.88	46.16	45.86	47.67	45.50	45.71	46.55	46.62	46.14	46.12	46.48	46.70
TiO₂	0.06	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.03	0.04	0.03	0.01	0.00	0.01	0.02	0.05
Al₂O₃	37.13	36.75	36.17	36.67	36.64	37.47	36.40	36.61	37.41	37.27	36.51	35.18	37.58	37.44	37.40
Fe₂O₃	0.17	0.16	0.17	0.21	0.41	0.07	0.27	0.20	0.14	0.20	0.37	0.37	0.33	0.39	0.21
MnO	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
MgO	0.55	0.28	0.55	0.61	0.50	0.34	0.79	0.16	0.15	0.48	0.55	0.73	0.16	0.26	0.41
CaO	0.04	0.01	0.07	0.06	0.01	0.07	0.05	0.02	0.01	0.06	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03
Na₂O	0.07	0.13	0.23	0.09	0.09	0.19	0.20	0.17	0.10	0.23	0.11	0.13	0.09	0.13	0.16
K₂O	10.77	10.67	10.21	10.68	10.85	10.55	10.45	10.93	11.08	10.76	10.72	10.77	11.12	10.80	10.45
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
NiO	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
H₂O	4.54	4.52	4.48	4.50	4.44	4.49	4.55	4.41	4.47	4.50	4.52	4.44	4.54	4.49	4.49
Si	6.13	6.19	6.21	6.19	6.14	6.10	6.24	6.13	6.09	6.13	6.18	6.23	6.10	6.12	6.14
Al^{IV}	1.87	1.81	1.79	1.81	1.86	1.90	1.76	1.87	1.91	1.87	1.82	1.77	1.90	1.88	1.86
Al^{VI}	3.90	3.93	3.90	3.88	3.89	3.96	3.85	3.93	3.96	3.91	3.88	3.83	3.95	3.93	3.93
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe³⁺	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.11	0.06	0.11	0.12	0.10	0.07	0.16	0.03	0.03	0.09	0.11	0.15	0.03	0.05	0.08
Ca	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.03	0.06	0.02	0.02	0.05	0.05	0.05	0.03	0.06	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04
K	1.81	1.80	1.74	1.80	1.84	1.79	1.75	1.88	1.88	1.81	1.81	1.86	1.88	1.82	1.75
Cationes	13.88	13.85	13.83	13.86	13.90	13.88	13.84	13.92	13.92	13.90	13.88	13.91	13.92	13.88	13.85

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat
SiO₂	46.32	45.67	46.06	46.19	45.76	46.67	45.41	46.55	46.49	47.38	45.85	46.10	47.34	47.00	45.17
TiO₂	0.00	0.03	0.05	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04	0.02
Al₂O₃	38.42	37.29	38.25	37.93	37.79	36.71	38.12	36.55	37.41	36.76	36.46	36.93	36.66	36.75	38.10
Fe₂O₃	0.18	0.24	0.20	0.22	0.40	0.38	0.09	0.36	0.33	0.24	0.25	0.28	0.36	0.18	0.18
MnO	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05
MgO	0.38	0.13	0.13	0.16	0.31	0.40	0.19	0.31	0.39	0.61	0.59	0.68	0.55	0.51	0.23
CaO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.06	0.03	0.00
Na₂O	0.08	0.19	0.12	0.08	0.13	0.10	0.11	0.10	0.14	0.09	0.05	0.10	0.07	0.11	0.08
K₂O	10.78	10.99	11.28	10.79	10.67	10.72	11.10	11.00	10.93	10.46	10.87	10.45	10.58	10.86	11.00
Cr₂O₃	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
H₂O	4.55	4.50	4.56	4.55	4.46	4.50	4.51	4.43	4.55	4.55	4.46	4.51	4.51	4.54	4.51
Si	6.06	6.09	6.05	6.09	6.06	6.18	6.02	6.18	6.12	6.22	6.14	6.13	6.22	6.19	6.01
Al^{IV}	1.94	1.91	1.95	1.91	1.94	1.82	1.98	1.82	1.88	1.78	1.86	1.87	1.78	1.81	1.99
Al^{VI}	3.97	3.95	3.97	3.98	3.95	3.90	3.98	3.90	3.92	3.90	3.89	3.91	3.89	3.89	3.98
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.04	0.01	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.07	0.03	0.03	0.03	0.06	0.08	0.04	0.06	0.08	0.12	0.12	0.13	0.11	0.10	0.05
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.02	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02
K	1.80	1.87	1.89	1.81	1.80	1.81	1.88	1.86	1.84	1.75	1.86	1.77	1.77	1.82	1.87
Cationes	13.89	13.92	13.94	13.87	13.90	13.86	13.94	13.89	13.91	13.82	13.91	13.87	13.83	13.87	13.94

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2
SiO₂	46.08	45.73	47.07	46.50	47.13	45.63	47.84	46.42	45.70	44.42	45.63	45.76	46.01	45.83	45.61
TiO₂	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	37.72	38.30	37.16	36.97	35.87	37.88	37.11	37.00	36.42	36.97	37.57	37.84	37.31	36.75	37.50
Fe₂O₃	0.24	0.05	0.24	0.16	0.22	0.16	0.33	0.15	0.16	0.07	0.15	0.08	0.07	0.32	0.18
MnO	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02	0.07	0.05	0.03	0.00	0.01	0.00
MgO	0.15	0.11	0.51	0.50	0.82	0.34	0.68	0.16	0.13	0.00	0.09	0.12	0.16	0.27	0.11
CaO	0.00	0.01	0.01	0.05	0.06	0.06	0.00	0.07	0.00	0.02	0.03	0.01	0.03	0.00	0.04
Na₂O	0.11	0.12	0.10	0.12	0.09	0.12	0.10	0.18	0.06	0.16	0.08	0.14	0.15	0.10	0.14
K₂O	10.90	10.74	10.78	10.66	10.47	11.00	10.85	10.22	10.30	10.79	10.47	10.22	10.31	10.18	10.19
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00
H₂O	4.54	4.51	4.53	4.47	4.46	4.49	4.60	4.48	4.44	4.36	4.49	4.50	4.46	4.47	4.43
Si	6.09	6.05	6.17	6.15	6.25	6.04	6.20	6.17	6.18	6.06	6.09	6.09	6.13	6.15	6.10
Al^{IV}	1.91	1.95	1.83	1.85	1.75	1.96	1.80	1.83	1.83	1.95	1.91	1.91	1.87	1.85	1.90
Al^{VI}	3.96	4.01	3.91	3.92	3.85	3.95	3.87	3.97	3.97	3.99	3.99	4.01	3.99	3.96	4.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.03	0.02	0.10	0.10	0.16	0.07	0.13	0.03	0.03	0.00	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.05	0.02	0.04	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04
K	1.84	1.81	1.80	1.80	1.77	1.86	1.79	1.74	1.78	1.88	1.78	1.73	1.75	1.74	1.74
Cationes	13.90	13.89	13.87	13.87	13.84	13.94	13.86	13.81	13.81	13.93	13.84	13.82	13.82	13.82	13.83

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2
SiO₂	45.34	47.48	47.80	45.73	49.28	46.65	46.53	47.62	45.66	45.90	45.10	45.61	46.27	46.37	45.67
TiO₂	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	37.16	35.24	35.37	36.29	34.63	35.58	33.40	35.24	36.29	36.63	36.94	37.71	36.40	37.04	36.84
Fe₂O₃	0.11	0.57	0.52	0.24	0.71	0.49	0.62	0.70	0.23	0.25	0.25	0.12	0.52	0.20	0.20
MnO	0.01	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
MgO	0.16	0.55	0.53	0.40	0.69	0.45	0.66	0.67	0.37	0.43	0.27	0.10	0.23	0.16	0.18
CaO	0.04	0.05	0.08	0.06	0.06	0.03	0.02	0.06	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.06
Na₂O	0.14	0.09	0.06	0.15	0.08	0.08	0.05	0.08	0.11	0.11	0.15	0.15	0.12	0.09	0.14
K₂O	10.64	10.04	10.19	10.29	10.08	10.30	11.05	9.83	10.69	10.13	10.36	10.59	10.66	10.25	10.62
Cr₂O₃	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.04	0.02	0.01	0.01
H₂O	4.43	4.46	4.47	4.40	4.53	4.43	4.37	4.44	4.41	4.36	4.42	4.50	4.48	4.50	4.47
Si	6.09	6.33	6.33	6.16	6.45	6.26	6.37	6.33	6.16	6.16	6.09	6.08	6.18	6.17	6.13
Al^{IV}	1.91	1.68	1.67	1.84	1.55	1.74	1.63	1.67	1.85	1.84	1.91	1.92	1.82	1.83	1.87
Al^{VI}	3.97	3.85	3.85	3.93	3.79	3.88	3.75	3.84	3.92	3.94	3.96	3.99	3.91	3.98	3.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.01	0.06	0.06	0.03	0.08	0.06	0.07	0.08	0.03	0.03	0.03	0.01	0.06	0.02	0.02
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.03	0.11	0.10	0.08	0.13	0.09	0.13	0.13	0.08	0.09	0.05	0.02	0.05	0.03	0.04
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.04	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.04
K	1.82	1.71	1.72	1.77	1.68	1.76	1.93	1.67	1.84	1.73	1.79	1.80	1.82	1.74	1.82
Cationes	13.88	13.76	13.77	13.85	13.72	13.81	13.90	13.75	13.89	13.82	13.87	13.87	13.87	13.80	13.88

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

Sample	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2	Qtg-dat2
SiO₂	46.01	47.00	46.22	45.95	45.77	45.56	46.27	46.11	46.13	45.50	46.24
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Al₂O₃	37.45	36.42	36.41	36.90	37.70	36.54	36.30	37.10	37.31	37.18	36.48
Fe₂O₃	0.31	0.53	0.34	0.30	0.19	0.31	0.46	0.24	0.27	0.19	0.59
MnO	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.07	0.04
MgO	0.12	0.39	0.35	0.18	0.14	0.56	0.54	0.45	0.22	0.14	0.26
CaO	0.00	0.03	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Na₂O	0.06	0.06	0.13	0.08	0.11	0.10	0.07	0.11	0.11	0.09	0.08
K₂O	10.57	10.57	10.54	10.59	10.34	10.09	10.05	10.12	10.27	10.59	10.62
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00
NiO	0.04	0.00	0.01	0.00	0.09	0.00	0.00	0.02	0.01	0.05	0.03
H₂O	4.51	4.51	4.48	4.42	4.48	4.46	4.41	4.48	4.51	4.44	4.41
Si	6.11	6.22	6.18	6.15	6.09	6.13	6.19	6.14	6.13	6.10	6.17
Al^{IV}	1.89	1.78	1.82	1.85	1.91	1.87	1.81	1.86	1.87	1.90	1.83
Al^{VI}	3.98	3.89	3.91	3.96	3.99	3.92	3.91	3.95	3.98	3.97	3.90
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe³⁺	0.03	0.06	0.04	0.03	0.02	0.04	0.05	0.03	0.03	0.02	0.07
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	0.03	0.08	0.07	0.04	0.03	0.11	0.11	0.09	0.04	0.03	0.05
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
K	1.79	1.78	1.80	1.81	1.75	1.73	1.72	1.72	1.74	1.81	1.81
Cationes	13.85	13.83	13.86	13.85	13.83	13.84	13.80	13.81	13.82	13.87	13.86

Anexo II.2. Composición química de las moscovitas. Fórmulas estructurales para 22 oxígenos.

PARTE IV

ANEXOS

14. Anexos

15. Bibliografía

16. Índice de figuras

17. Índice de tablas

15. BIBLIOGRAFIA

- Allen, R.L. et al., (1998).** "Atlas of alteration: a field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals". Ed: *A.J.B. Thompson & J.F.H. Thompson*, Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, 119 p.
- Alonso, A. & Mas, J.R. (1982).** "Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y al sur del Sistema Central". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8, pp. 145-166.
- Alonso, A.; Floquet, M.; Meléndez, A. y Salomón, J. (1982).** "Camerós-Castilla". En: *El Cretácico de España, Univ. Complutense, Madrid*, pp. 345-456.
- Arenas, R.; Fúster, J.M.; González Lodeiro, F.; Macaya, J.; Martín Parra, L.M.; Martínez Catalán, J.M. y Villaseca, C. (1991).** "Evolución metamórfica Hercínica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama)". *Rev. Sociedad Geológica de España*, 4, pp. 195-201.
- Arthaud, F. & Matte, Ph. (1975).** "Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation". *Tectonophysics*, 25, pp. 139-171.
- Arthaud, F. & Matte, Ph. (1977).** "Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals". *Soc. Geol. Am. Bull.*, 88, pp. 1305-1320.
- Bakker, R.J. & Thiéry, R. (1994).** "Application of clathrates to fluid inclusion studies". *Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Short course of the working group (IMA) "Inclusions in minerals"*, (Pontignano-Siena). Ed: *Virginia Tech*, pp. 191-208.
- Banks, D.A., Davies, G.R., Yardley, B.W.D., McCaig, A.M., Grant, N.T. (1991).** "The chemistry of brines from an Alpine thrust system in the central Pyrenees: an application of fluid inclusion analysis to the study of fluid behaviour in orogenesis". *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, pp. 1021-1030.
- Banks, D.A. & Yardley, B.W.D. (1992).** "Crush-leach analysis of fluid inclusions in small natural and synthetic samples". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, pp. 245-248.
- Barbin, V. & Schvoerer, M. (1997).** "Cathodoluminescence et géosciences". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 325 (3), pp. 157-169.
- Bea, A.; Carnicero, A.; González, J.C.; López-Plaza, M. y Rodríguez-Alonso, M.D. (1987).** "Geología de los granitoides y rocas asociados del Macizo Hespérico". Madrid, Ed. Rueda, 543 p.

- Beucaire, C.; Gassama, N.; Tresonne, N. y Louvat, D. (1999).** "Saline groundwaters in the hercynian granites (Chardon Mine, France): geochemical evidence for the salinity origin". *Applied Geochemistry*, 14, pp. 67-84.
- Behr, H.J.; Horn, E.E.; Frentzel-Beyme, K. y Reutel, Chr. (1987).** "Fluid inclusion characteristic of the Variscan and Post-Variscan mineralizing fluids in the Federal Republic of Germany". *Chemical Geology*, 61, pp. 273-285.
- Behr, H.J. & Gerler, J. (1987).** "Inclusions of sedimentary brines in Post-Variscan mineralizations in the Federal Republic of Germany- A study by neutron activation analysis". *Chemical Geology*, 61, pp. 65-77.
- Behr, H.J.; Reutel, Chr.; Horn, E.E. y van den Kerkhof, A.M. (1994).** "The fluid research program of the continental deep drilling project KTB (Germany): II. Ca-Na-Cl basement brines as tracers of fluid activity and mineralization in an orogenic collapse system". *Program and Abstracts, PACROFI V*, p. 8.
- Bellido, F.; Capote, R.; Casquet, C.; Fúster, J.M.; Navidad, M.; Peinado, M. y Villaseca, C. (1981).** "Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central Español". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, pp. 15-51.
- Belluso, E.; Ruffini, R.; Schaller, M. y Villa, I.M. (2000).** "Electron-microscope and Ar isotope characterization of chemically heterogeneous amphiboles from the Palala Shear Zone, Limpopo Belt, South Africa". *European Journal of Mineralogy*, 12, pp. 45-62.
- Bodnar, J.R. (1983).** "A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties of inclusion fluids". *Economic Geology*, 78, pp. 535-542.
- Bodnar, R.J.; Sterner, S.M. y Hall, D.L. (1989).** "SALTY: a FORTRAN program to calculate compositions of fluid inclusions in the system H₂O-NaCl-KCl". *Computers and Geosciences*, 15, pp. 19-41.
- Bodnar, R.J. (1992).** "The system H₂O-NaCl". *PACROFI IV, Program and Abstracts*, pp. 108-111.
- Bodnar, R.J. (1993).** "Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, pp. 683-684.
- Bodnar, R. J. & Vityk, M.O. (1994).** "Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions". *Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Short course of the working group (IMA) "Inclusions in minerals", (Pontignano-Siena). Ed: Virginia Tech*, pp. 117-130.
- Boiron, M.C.; Dubessy, J.; Andre, N.; Briand, A.; Lacour, J.L.; Mauchien, P. y Mermet, J.M. (1991).** "Analysis of mono-atomic ions in individual fluid inclusions by

laser-produced plasma emission spectroscopy". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, pp. 917-923.

Boiron, M.C.; Essarraj, S.; Sellier, E.; Cathelineau, M.; Lespinasse, M. y Poty, B. (1992). "Identification of fluid inclusions in relation to their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, pp. 175-185.

Boiron, M.C. & Dubessy, J. (1994). "Determination of fluid inclusions composition". *Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Short course of the working group (IMA) "Inclusions in minerals". (Pontignano-Siena). Ed: Virginia Tech*, pp. 45-72.

Boiron, M.C.; Dubessy, J.; Moissette, A.; Geertsen, C.; Banks, D.; Prieto, A.C.; Lacour, J.L. y Mauchien, P. (1995). "Elemental analysis of individual aqueous inclusions. Part I: New developments using micro laser ablation optical emission spectroscopy (MLA-OES)". *Bol. Sociedad Española de Mineralogía*, 18-1, pp. 28-29.

Boiron, M.C.; Moissette, A.; Fabre, C.; Dubessy, J.; Banks, D. y Yardley, B. (1997). "Ion analysis in individual fluid inclusions by Laser Ablation – Optical Emission Spectroscopy. Application to natural fluid inclusions". *Proceedings of the XIV ECROFI, Nancy (Francia)*, pp. 44-45.

Boiron, M.C.; Moissette, A.; Cathelineau, M.; Banks, D.; Monnin, C. y Dubessy, J. (1999). "Detailed determination of palaeofluid chemistry: an integrated study of sulphate-volatile rich brines and aquo-carbonic fluids in quartz veins from Ouro Fino (Brasil)". *Chemical Geology*, 154, pp. 179-192.

Borisenko, A.S. (1975). "Determination of carbonates and bicarbonates of sodium in solutions in gas-liquid inclusions by cryometry method". *Trudy ZSOVMO*, 2, pp. 98-104.

Borisenko, A.S. (1977). "Cryometric technique applied to studies of the saline composition of solution in gaseous fluid inclusions in minerals". *Akad. Nauk SSSR, Sib. Otdel., Geol. i. Geofiz*, 8, pp. 16-27.

Borthwick, J. & Harmon, R. (1982). "A note regarding ClF₃ as an alternative to BrF₅ for oxygen isotope analysis". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, pp. 1665-1668.

Bottrell, S.H.; Yardley, B.W.D. y Buckley, F. (1988). "A modified crush-leach method for the analysis of fluid inclusion electrolytes". *Bulletin de Mineralogie*, 111, pp. 279-290.

Burke, E.A.J. (1994). "Raman microspectrometry of fluid inclusions: the daily practice". *Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Short course of the working group (IMA) "Inclusions in minerals". (Pontignano-Siena). Ed: Virginia Tech*, pp. 25-44.

- Caballero, J.M.; Casquet, C.; Pellicer, M.J. y Tornos, F. (1990a).** "Las episienitas de la Sierra del Guadarrama, propuesta y clasificación petrográfica". *Bol. Sociedad Española de Mineralogía*, 13-1, pp. 148-149.
- Caballero, J.M.; Casquet, C.; Pellicer, M.J. y Tornos, F. (1990b).** "Geoquímica de elementos traza significativos (tierras raras, Y, Nb) en las episienitas de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)". *Bol. Sociedad Española de Mineralogía*, 13-1, pp. 150-151.
- Caballero, J.M.; Casquet, C.; Tornos, F. y Pellicer, M.J. (1991).** "Caracterización petrográfica de las episienitas de la Sierra del Guadarrama, Sistema Central Español". *Bol. Sociedad Española de Mineralogía*, 14, pp. 273-284.
- Caballero, J.M.; Casquet, C.; Galindo, C.; González Casado, J.M.; López García, J.A.; Quílez, E.; Sierra, J.; Tornos, F. y Vindel, E. (1992a).** "La Sierra de Guadarrama: un ejemplo de actividad hidrotermal recurrente en el tiempo y en el espacio". *Bol. Sociedad Española de Mineralogía*, 15-1, pp. 249-252.
- Caballero, J.M.; Casquet, C.; Galindo, C.; González-Casado, J.M.; Snelling, N. y Tornos, F. (1992b).** "Dating of hydrothermal events in the Sierra de Guadarrama, Iberian Hercynian Belt, Spain". *Geogaceta*, 11, pp. 18-22.
- Caballero, J.M. (1993).** "Las episienitas de la Sierra del Guadarrama: un caso singular de alteración hidrotermal de edad posthercínica". Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 313 p.
- Canals, A. & Cardellac, E. (1993).** "Strontium and sulphur isotope geochemistry of low-temperature barite-fluorite veins of the Catalanian Coastal Range (NE Spain): a fluid mixing model and age constraints". *Chemical Geology*, 104, pp. 269-280.
- Capote, R.; Casquet, C. y Fernández Casals, M.J. (1982).** "Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica". *Rev. Real Academia CC. Exactas, Físicas y Naturales*, 76, pp. 313-331.
- Capote, R. (1985).** "Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica". *Rev. Real Academia C.C. Exactas, Físicas y Naturales*, 79, pp. 511-522.
- Capote, R.; González Casado, J.M. y De Vicente, G. (1987).** "Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central, del Sistema Central Ibérico". *Cuadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe*, 11, pp. 305-311.
- Capote, R.; González-Casado, J.M. y de Vicente, G. (1990).** Tectónica tardihercínica y alpina. Mapa geológico de España. Hoja nº 507. El Espinar, Escala 1:50.000, I.T.G.E., pp. 96-112.

- Carpenter, A.B. (1978).** "Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins". *Oklahoma Geological Survey Circ.*, 79, pp. 60-77.
- Casas, A.; Cortés, A.L.; Liesa, C.; Soria, A.R.; Terrinha, P.; Kullberg, J.C. y da Rocha, R. (1998).** "Estudio comparado de la evolución e inversión de distintas cuencas mesozoicas de la Placa Ibérica". *Geogaceta*, 24, pp. 67-70.
- Casquet, C. & Navidad, M. (1985).** "El metamorfismo en el Sistema Central Español. Comparación entre el sector central y el sector oriental en base a zonados del granate". *Rev. Real Academia CC. Exactas, Físicas y Naturales*, 79, pp. 523-548.
- Cathelineau, M. (1988).** "Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature". *Clay Minerals*, 23, pp. 471-485.
- Clarke, L.J. & Jenkyns, H.C. (1999).** "New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere". *Geology*, 27, pp. 699-702.
- Clayton, R.N. & Mayeda, T.K. (1963).** "The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27, pp. 43-52.
- Clayton, R.N.; O'Neil, J.R. y Mayeda, T.K., (1972).** "Oxygen isotope exchange between quartz and water". *J. Geophysical Research*, 77, pp. 3057-3067.
- Charef, A. & Sheppard, S.M.F. (1988).** "The Malines Cambrian carbonate shale-hosted Pb-Zn deposit, France: thermometric and isotopic (H, O) evidence for pulsating hydrothermal mineralization". *Mineralium Deposita*, 23, pp. 86-95.
- Concha, A.; Oyarzun, R.; Lunar, R.; Sierra, J.; Doblas, M. y Lillo, J. (1992).** "The Huelmo epithermal silver-base metal district, Central Spain: tectonic and mineralizing processes". *Mineralium Deposita*, 27, pp. 83-89.
- Crawford, M.L. (1981).** "Phase equilibria in aqueous fluid inclusions". En: *Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology. Mineralogical Association of Canada*. pp. 75-100.
- Dansgaard, W. (1964).** "Stable isotopes in precipitation". *Tellus*, 16, pp. 436-468.
- Davidson, D.W.; Handa, Y.P.; Ratcliffe, C.I.; Ripmeester, J.A.; Tse, J.S.; Dahn, J.R.; Lee, F. y Calvert, L.D. (1986).** "Crystallographic studies of clathrate hydrate. Part I". *Molecular Crystals and Liquid Crystals Science and Technology*, 141, pp. 141-149.
- Davis, D.W.; Lowenstein, T.K. y Spencer, R.J. (1990).** "Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O, and NaCl-CaCl₂-H₂O". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, pp. 591-601.

- Demars, C.; Pagel, M.; Deloule, E. y Blanc, P. (1996).** "Cathodoluminescence of quartz from sandstones: Interpretation of the UV range by determination of trace element distributions and fluid-inclusion P-T-X properties in authigenic quartz". *American Mineralogist*, 81, pp. 891-901.
- Dickin, A.P. (1997).** Radiogenic isotope geology. *Cambridge*. Ed. *Cambridge University Press*. 490 p.
- Díez-Balda, M.; Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1991).** "Central-Iberian Zone: Structure". *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (eds). *Springer-Verlag, Berlín*, pp.172-188.
- Doblas, M. (1990).** "Estudio de las deformaciones tardihercínicas de los granitoides de un sector del Sistema Central Español (Zona central de Gredos y áreas adyacentes)". *Colección Tesis Doctorales 59/90*, Univ. Complutense, 465 p.
- Doblas, M. & Oyarzun, R. (1990).** "Caledonian and late Caledonian Europe: a working hypothesis involving two contrasted compressional/extensional scenarios". *Estudios Geológicos*, 46, pp. 217-222.
- Doblas, M. (1991).** "Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia". *Tectonophysics*, 191, pp. 325-334.
- Doblas, M.; Oyarzun, R.; Sopena, A.; López Ruiz, J.; Capote, R.; Hernández Enrile, J.L.; Hoyos, M.; Lunar, R. y Sánchez Moya, Y. (1994).** "Variscan-late Variscan-early Alpine progressive extensional collapse of central Spain". *Geodinamica Acta*, 7-1, pp. 1-14.
- Dove, P.M. & Crerar, D.A. (1990).** "Kinetics of quartz dissolution in electrolyte solutions using a hydrothermal mixed flow reactor". *Geoquímica et Cosmochimica Acta*, 54, pp. 955-969.
- Dove, P.M. & Rimstidt, J.D. (1994).** "Silica-water interactions". En: Silica: Physical Behaviour, geochemistry, and materials applications, *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 29, pp. 259-308.
- Dove, P.M. & Nix, Ch.J. (1997).** "The influence of the alkaline earth cations, magnesium, calcium, and barium on the dissolution kinetics of quartz". *Geoquímica et Cosmochimica Acta*, 61, pp. 3329-3340.
- Dove, P.M. (1999).** "The dissolution kinetics of quartz in aqueous mixed cation solutions". *Geoquímica et Cosmochimica Acta*, 63, pp. 3715-3727.
- Dubessy, J. (1984).** "Simulation des équilibres chimiques dans le système C-O-H: conséquences méthodologiques pour les inclusions fluides". *Bulletin de Mineralogie*, 107, pp. 155-168.

- Dubessy, J.; Poty, B. y Ramboz, C. (1989).** "Advances in the C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectroscopic analysis of fluid inclusions". *European Journal of Mineralogy*, 1, pp. 517-534.
- Dubessy, J.; Thiery, R. y Canals, M. (1992a).** "Modelling of phase equilibria involving mixed gas clathrates: Application to the determination of molar volume of the vapour phase and salinity of the aqueous solution in fluid inclusions". *European Journal of Mineralogy*, 4 (5), pp. 873-884.
- Dubessy, J.; Boiron, M.C.; Moissette, A.; Monnin, C. Sretenskaya, N. (1992b).** "Determinations of water, hydrates, and pH in fluid inclusions by micro-Raman spectrometry". *European Journal of Mineralogy*, 4 (5), pp. 885-894.
- Dubessy, J. (1994).** "Single component systems: Phase diagrams and their application to fluid inclusions". *Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Short course of the working group (IMA) "Inclusions in minerals", (Pontignano-Siena). Ed: Virginia Tech*, pp. 95-115.
- Durisova, J. (1988).** "Diversity of fluids in the formation of ore assemblages in the Bohemian Massif (Czechoslovakia)". *Bulletin de Mineralogie*, 111, pp. 477-492.
- Dutta, P.K. & Suttner, L.J. (1986).** "Alluvial sandstone composition and paleoclimate, II. Authigenic mineralogy". *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, pp. 346-358.
- Fabre, C.; Boiron, M.C.; Dubessy, J. y Moissette, A. (1998).** "Laser Ablation- Optical Emission Spectroscopy (LA-OES): new improvements for the analysis of individual fluid inclusions, minerals and glasses". *PACROFI VII*, Las Vegas, pp. 31.
- Fabre, C.; Boiron, M.C.; Dubessy, J. y Moissette, A. (1999).** "Determination of ions in individual fluid inclusions by laser ablation optical emission spectroscopy: development and applications to natural fluid inclusions". *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 6, pp. 913-922.
- Fanlo, I. & Ayora, C. (1998).** "The evolution of the Lorraine evaporite basin: implications for the chemical and isotope composition of the Triassic ocean". *Chemical Geology*, 146, pp. 135-154.
- Faure, G. (1986).** Principles of isotope geology. *Nueva York. John Wiley & Sons*. 590 p.
- Fernández Casals, M.J. (1979).** "Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama (Sistema Central)". *Estudios Geológicos*, 35, pp. 160-191.
- Fitzgerald, E.; Feely, M.; Johnston, J.D.; Clayton, G.; Fitzgerald, L.J. y Sevastopulo, G.D. (1994).** "The Variscan thermal history of west Clare, Ireland". *Geological Magazine*, 131(4), pp. 545-558.

- Fleming, B.A. & Crerar, D.A. (1982).** "Silicic acid ionization and calculation of silica solubility at elevated temperature and pH". *Geothermics*, 11, pp. 15-29.
- Fontes, J.Ch. (1980).** "Environmental isotopes in groundwater hydrology". En: *Handbook of environmental isotope geochemistry*. The terrestrial environment, 1, pp. 75-140.
- Fontes, J.Ch. & Matray, J.M. (1993).** "Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France. 1. Brines associated with Triassic salts". *Chemical Geology*, 109, pp. 149-175.
- Fournier, R.O. & Potter, R.W. (1982).** "An equation correlating the solubility of quartz in water from 25° to 900°C at pressures up to 10,000bars". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, pp. 1969-1973.
- Galindo, C.; Tornos, F.; Darbyshire, D.P.F. y Casquet, C. (1994).** "The age and origin of the barite-fluorite (Pb-Zn) veins of the Sierra del Guadarrama (Spanish Central System, Spain): a radiogenic (Nd, Sr) and stable isotope study". *Chemical Geology*, 112, pp. 351-364.
- García, E.; López García, J.A.; Vindel, E. y Boiron, M.C. (1995).** "Fluid migration in microfissured granites: A fluid inclusion study of W-Sn veins in the Spanish Central System". *Bol. Sociedad Española de Mineralogía*, 18-1, pp. 84-85.
- García, E. (1997).** "Análisis de la circulación hidrotermal en granitos mineralizados con W-Sn (Sierra de Guadarrama)". Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. 259 p.
- García, E.; Vindel, E. y López García, J.A. (1999a).** "Análisis de la geometría de la circulación hidrotermal en granitos mineralizados del área de San Rafael (Sistema Central Español)". *Rev. Sociedad Geológica de España*, 12, pp. 369-376.
- García, E.; Vindel, E. y López García, J.A. (1999b).** "Evolución de los fluidos asociados a la mineralización de As(Ag) de Bustarviejo (Sistema Central Español)". *Bol. Sociedad Española de Mineralogía*, 12-A, pp. 49-50.
- Geyh, M.A. & Schleicher, H. (1990).** Absolute age determination. Berlin. Springer-Verlag, 503 p.
- Gil, J., García, A. y Segura, M. (1993).** "Secuencias deposicionales del Cretácico en el flanco sur del Sistema Central". *Geogaceta*, 13, pp. 43-45.
- Gil, J. & García, A. (1996).** "El Cretácico del borde meridional del Sistema Central: unidades litoestratigráficas y secuencias deposicionales". *Estudios Geológicos*, 52, pp. 37-49.
- Gleeson, S.A., Wilkinson, J.J., Boyce, A.J., Fallick, A.E. y Stuart, F.M. (1999).** "On the occurrence and wider implications of anomalously low δD fluids in quartz veins, South Cornwall, England". *Chemical Geology*, 160, pp. 161-173.

- Godfrey, J.A. (1962).** "The deuterium content of hydrous minerals from the East Central Sierra Nevada and Yosemite National Park". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 26, pp. 1215-1245.
- Goguel, R. (1983).** "The rare alkalies in hydrothermal alteration at Wairakei and Broadlands, geothermal fields, N.Z.". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, pp. 429-437.
- Goldstein, R.H. & Reynolds, T.J. (1994).** Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM Short Course 31.
- González, A. (1989).** "Las mineralizaciones de baritina del sector de Navalagamella (Prov. de Madrid)". Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid. 165 p.
- González-Lodeiro, F. (1981).** "La estructura del anticlinorio del Olló de Sapo, en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español)". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, pp. 535-546.
- Hall, D.L.; Sterner, S.M. y Bodnar, R.J. (1988).** "Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions". *Economic Geology*, 83, pp. 197-202.
- Halliday, A.N. & Mitchell, J.G. (1984).** "K-Ar ages of clay-size concentrates from the mineralization of the Pedroches Batholith, Spain, and evidence for Mesozoic hydrothermal activity associated with the break up of Pangea". *J. Planetary Science Letters*, 68, pp. 229-239.
- Handa, Y.P.; Mishima, O. y Whalley, E. (1986).** "High-density amorphous ice. III. Thermal properties". *J. Chemical Physics*, 84, pp. 2766-2770.
- Hardie, L.A. (1990).** "The roles of rifting and hydrothermal CaCl₂ brines in the origin of potash evaporites: An hypothesis". *American Journal of Science*, 290, pp. 43-106.
- Haynes, F.M. & Kesler, S.E. (1987).** "Chemical evolution of brines during Mississippi Valley-type mineralization: evidence from East Tennessee and Pine Point". *Economic Geology*, 82, pp. 53-71.
- Heijlen, W.; Muechez, Ph.; Banks, D. y Nielsen, P. (2000).** "Origin and geochemical evolution of synsedimentary, syn- and post-tectonic high-salinity fluids at the Variscan thrust front in Belgium". *J. Geochemical Exploration*, 69-70, pp. 149-152.
- Hernando, S.; Schott, J.J.; Thuizat, R. Y Montigny, R. (1980).** "Ages des andésites et des sédiments interstratifiés de la région d'Atienza (Espagne): étude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique". *Bull. Sciences Géologiques, Sedimentologie et géochimie de la surface, Inst. Geologie, Strasbourg*, 33, pp. 119-128.
- Hoefs, J. (1997).** Stable Isotope Geochemistry. *Berlin-Heidelberg. Springer*, 201 p.

- Holser, W. (1979).** "Trace elements and isotopes in evaporites". En: Marine minerals, *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 6, pp. 295-346. Mineralogical Society of America.
- Horita, J.; Friedman, T.J.; Lazar, B. y Holland, H.D. (1991).** "The composition of Permian seawater". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, pp. 417-432.
- Huertas, M.J. (1990).** "Las asociaciones filonianas tardihercínicas en la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. 335 p.
- Huh, Y.; Chan, L.; Zhang, L. y Edmond, J.M. (1998).** "Lithium and its isotopes in major world rivers: Implications for weathering and the oceanic budget". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, pp. 2039-2051.
- Ibarrola, E.; Villaseca, C.; Vialette, Y.; Fúster, J.M. Navidad, M.; Peinado, M. y Casquet, C. (1987).** "Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". En: Geología de los granitoides y rocas asociados del Macizo Hespérico". Madrid, Ed. Rueda, pp. 377-383.
- Icenhower, J.P. & Dove, P.M. (1998).** "Kinetics of amorphous silica dissolution; constructing a general model of SiO₂ polymorph reactivity". *Abstracts with Programs*, Geological Society of America, 30 (7), pp. 188.
- Jacobs, G.K. & Kerrick, D.M. (1981).** "Methane: an equation of state with application to the ternary system H₂O-CO₂-CH₄". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, pp. 607-614.
- Julivert, M.; Fontboté, J.; Ribeiro, A. y Conde, L. (1974).** "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, 1:100.000. Memoria explicativa". *I.G.M.E., Madrid*, pp. 113.
- Kerrick, D.M. & Jacobs, G.K. (1981).** "A modified Redlich-Kwong equation for H₂O, CO₂ and H₂O-CO₂ mixtures at elevated pressures and temperatures". *American Journal of Science*, 281, pp. 735-767.
- Kesler, S.E.; Appold, M.S.; Martini, A.M.; Walter, L.M.; Huston, T.J. y Kyle, J.R. (1995).** "Na-Cl-Br systematics of mineralizing brines in Mississippi Valley-type deposits". *Geology*, 23-7, pp. 641-644.
- Kesler, S.E.; Martini, A.M.; Appold, M.S.; Walter, L.M.; Huston, T.J. y Furman, F.C. (1996).** "Na-Cl-Br systematics of fluid inclusions from Mississippi Valley-type deposits, Appalachian Basin: Constraints on solute origin and migration paths". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, pp. 225-233.

- Khmelevska, O.; Kovalevych, V. y Peryt, T.M. (2000).** "Changes of seawater composition in the Triassic-Jurassic time as recorded by fluid inclusions in halite". *J. Geochemical Exploration*, 69-70, pp. 83-86.
- Kolodny, Y. & Raab, M. (1988).** "Oxygen isotopes in phosphatic fish remains from Israel: paleothermometry of tropical Cretaceous and Tertiary shelf waters". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 64, pp. 59-67.
- Kovalevich, V.M.; Peryt, T.M. y Petrichenko, O.I. (1998).** "Secular variation in seawater chemistry during the Phanerozoic as indicated by brine inclusions in halite". *The Journal of Geology*, 106, pp. 695-712.
- Kyser, T.K. (1995).** "Micro-analytical techniques in stable isotope geochemistry". *Canadian Mineralogist*, 33, pp. 261-278.
- Lagarde, J.L.; Capdevila, R. y Fourcade, S. (1992).** "Granites et collision continentale: l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la Chaîne hercynienne ouest-européenne". *Bull. Société Géologique de France*, 163, pp. 597-610.
- Lécuyer, Ch. & Allemand, P. (1999).** "Modelling of the oxygen isotope evolution of seawater: Implications for the climate interpretation of the $\delta^{18}\text{O}$ of marine sediments". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, pp. 351-361.
- Lillo, J.; Oyarzun, R.; Lunar, R.; Doblaz, M.; González, A. y Mayor, N. (1992).** "Geological and metallogenic aspects of late Variscan Ba-(F)-(base metal) vein deposits of Spanish Central System". *Trans. Inst. Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth Sci.)*, 101, pp. 24-32.
- Lodemann, M.; Fritz, P.; Wolf, M.; Ivanovich, M.; Hansen, B.T. y Nolte, E. (1998).** "On the origin of saline fluids in the KTB (Continental Deep Drilling Project of Germany)". *Applied Geochemistry*, 13-5, pp. 653-671.
- López, J.A.; Vindel, E.; Boiron, M.C.; Cathelineau, M.; Sierra, J. y Prieto, C. (1993).** "W-polymetallic sulphide veins (Spanish Central System): data from fluid inclusions and mineral geothermometers". En: *Current Research in Geology applied to ore deposits*. Ed: Fenoll Hach-Alí, Torres-Ruiz & Gervilla. pp. 151-154.
- Lotze, F. (1945).** "Zur gleiderung der variscian der Iberischen Meseta". *Geotekt. Forsch.*, 6, pp. 78-92.
- Lowell, R.P.; Van Cappellen, P. y Germanovich, L.N. (1993).** "Silica precipitation in fractures and the evolution of permeability in hydrothermal upflow zones". *Science*, 260, pp. 192-194.
- Lozano, R.P.; Bachiller, N. y Casquet, C. (1997).** "Fluidos asociados a la formación de epidota + (clorita + cuarzo) en las pegmatitas del plutón de La Cabrera (Sistema Central Español)". *Geogaceta*, 21, pp. 155-158.

- Macaya, J.; González Lodeiro, F.; Martínez Catalán, J.R. y Alvarez, F. (1991).** "Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian Orogen of Central Spain". *Tectonophysics*, 191, pp. 291-309.
- Machel, H.G. & Burton, A. (1991).** "Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis". En: *Luminescence microscopy and spectroscopy: Qualitative and Quantitative applications*. Eds: Ch.E. Barker & O.C. Kopp. SEPM Short Course 25, pp. 37-57.
- Machel, H.G.; Mason, R.A.; Mariano, A.N. y Mucci, A. (1991).** "Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite". En: *Luminescence microscopy and spectroscopy: Qualitative and Quantitative applications*. Eds: Ch.E. Barker & O.C. Kopp. SEPM Short Course 25, pp. 9-25.
- Mapa geológico de España.** Hoja nº 484. "Buitrago del Lozoya". Escala 1:50.000. ITGE.
- Mapa geológico de España.** Hoja nº 485. "Valdepeñas de la Sierra". Escala 1:50.000. ITGE.
- Mapa geológico de España.** Hoja nº 508. "Cercedilla". Escala 1:50.000. ITGE.
- Mapa geológico de España.** Hoja nº 533. "San Lorenzo del Escorial". Escala 1:50.000. ITGE.
- Marfil, R.; Delgado, A.; Rossi, C.; La Iglesia, A. y Ramseyer, K. (2000).** "Origin and diagenetic evolution of kaolin minerals in reservoir sandstones and associated shales of the Jurassic and Cretaceous, Salam Field, Western Desert (Egypt)". En: *The Clay Cement Spec Publ of the Int Assoc of Sedimentologists*, (en prensa).
- Marshall, D.J. (1988).** Cathodoluminescence of geological materials. Boston. Ed. Unwin Hyman. 146 p.
- Martín, J.T. & Lowell, R.P. (1997).** "On thermoelasticity and silica precipitation in hydrothermal systems: Numerical modeling of laboratory experiments". *J. Geophysical Research*, 102-B6, pp. 12.095-12.107.
- Martín, J.T. & Lowell, R.P. (2000).** "Precipitation of quartz during high-temperature, fracture-controlled hydrothermal upflow at ocean ridges: Equilibrium versus linear kinetics". *J. Geophysical Research*, 105-B1, pp. 869-882.
- Martín Crespo, T.; López, J.A.; Banks, D. y Vindel, E. (1997).** "Fluids associated with late orogenic quartz veins (Spanish Central System)". *ECROFI XIV (abstracts)*, pp. 198-199.

- Martín Crespo, T.; Fabre, C.; López, J.A.; Vindel, E. y Boiron, M.C. (1998).** "Caracterización multidisciplinar de los fluidos con Ca-Li de los filones de cuarzo estéril (Sierra de Guadarrama)". *Bol. Sociedad Española de Mineralogía*, 21-A, pp. 138-139.
- Martín Crespo, T.; López, J.A.; Banks, D.; Vindel, E. y García, E. (1999).** "Hydrothermal fluids in barren quartz veins (Spanish Central System). A comparison with W-(Sn) and F-(Ba) veins". *Bol. Sociedad Española de Mineralogía*, 22, pp. 83-94.
- Martín Romera, C.; Vindel, E.; López García, J.A. y Cathelineau, M. (1995).** "Relationships between fluid migration and regional stress field in mineralized pegmatites: An example from the Spanish Central System". *Bol. Sociedad Española de Mineralogía*, 18-1, pp. 135-136.
- Martínez Frias, J.; Vindel, E. y Lunar, R. (1984).** "Estudio textural y metalogénico de la mineralización de Bustarviejo (Sierra de Guadarrama)". *Materiales y Procesos, F.CC. Geológicas*, 2, pp. 68-75.
- McCaffrey, M.A.; Lazar, B. y Holland, H.D. (1987).** "The evaporation path of seawater and coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite". *J. Sedimentary Petrology*, 57, pp. 928-937.
- McDougall, I. & Harrison, T.M. (1988).** "Geochronology and thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar Method". *Oxford. Oxford University Press*, 212 p.
- Moissette, A.; Dubessy, J.; Boiron, M.C.; Fabre, C.; Mauchien, P. y Lacour, J.L. (1997).** "Laser ablation OES and its application to individual fluid inclusions analysis: state of the art". *Proceedings of the XIV ECROFI, Nancy (Francia)*, 211-212.
- Muchez, Ph.; Slobodnik, M.; Viaene, W.A. y Keppens, E. (1995).** "Geochemical constraints on the origin and migration of palaeofluids at the northern margin of the Variscan foreland, southern Belgium". *Sedimentary Geology*, 96, pp. 191-200.
- Muchez, Ph. & Sintubin, M. (1998).** "Contrasting origin of palaeofluids in a strike-slip fault system". *Chemical Geology*, 145, pp. 105-114.
- Müller, A.; Seltmann, R. y Behr, H.J. (2000).** "Application of cathodoluminescence to magmatic quartz in a tin granite- case study from the Schellerhau Granite Complex, Eastern Erzgebirge, Germany". *Mineralium Deposita*, 35, pp. 169-189.
- Munoz, M., Boyce, A.J., Courjault-Rade, P., Fallick, A.E. y Tollon, F. (1994).** "Multi-stage fluid incursion in the Palaeozoic basement-hosted Saint-Salvy ore deposit (NW Montagne Noire, Southern France)". *Applied Geochemistry*, 9, pp. 609-626.
- Munoz, M.; Boyce, A.J.; Courjault-Rade, P.; Fallick, A.E. y Tollon, F. (1999).** "Continental basinal origin of ore fluids from southwestern Massif central fluorite veins

- (Albigeois, France): evidence from fluid inclusion and stable isotope analyses". *Applied Geochemistry*, 14, pp. 447-458.
- Mutti, M. & Weissert, H. (1995).** "Triassic monsoonal climate and its signature in Ladinian-Carnian carbonate platforms (southern Alps, Italy)". *J. Sedimentary Research*, B65, pp. 357-367.
- Naden, J. (1996).** "CalcicBrine: a Microsoft Excel 5.0 Add-in for calculating salinities from microthermometric data in the system NaCl-CaCl₂-H₂O". *Program and Abstracts, PACROFI VI*, pp. 97-98.
- Newman, A.C.D. & Brown, G. (1987).** The chemical constitution of clays. En: *Chemistry of clays and clay minerals*. London. Ed. A.C.D. Newman.
- Nilni, A.M. & Stöckhert, B. (1996).** "Catodoluminiscencia y microtermometría en cuarzo hidrotermal. Yacimiento Cerro Vanguardia. Provincia de Santa Cruz, Argentina" En: *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Explotación de Hidrocarburos*, Actas III, pp. 181-188.
- Oakes, C.S.; Bodnar, R.J. y Simonson, J.M. (1990a).** "The system NaCl-CaCl₂-H₂O: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, pp. 603-610.
- Oakes, C.S.; Simonson, J.M. y Bodnar, R.J. (1990b).** "The system NaCl-CaCl₂-H₂O. 2. Densities for ionic strengths of 0.1-19.2 mol.kg⁻¹ at 298.15 K and 308.15 K and at 0.1 MPa". *J. Chemical and Engineering Data*, 35, pp. 304-309.
- Oakes, C.S.; Sheets, R.W. y Bodnar, R.J. (1992).** "(NaCl + CaCl₂)_{aq}:Phase equilibria and volumetric properties". *Program and Abstracts, PACROFI IV*, pp. 128-132.
- Oakes, C.S.; Pitzer, K.S. y Sterner, M. (1998).** "The system NaCl- CaCl₂-H₂O: Part 3. Heats of dilution and mixing at 373 to 573 K and 21.5 MPa using a new high-temperature, flow-through calorimeter". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, pp. 1133-1146.
- Olsher, U.; Izatt, R.M.; Bradshaw, J.S. y Dalley, N.K. (1991).** "Coordination chemistry of lithium ion: a crystal and molecular structure review". *Chemical Reviews*, 91, pp. 137-164.
- Onasch, Ch.M. & Vennemann, T.W. (1995).** "Disequilibrium partitioning of oxygen isotopes associated with sector zoning in quartz". *Geology*, 23 (12), pp. 1103-1106.
- Ondrak, R. & Möller, P. (1999).** "Modelling coupled heat and mass transport applied to the hydrothermal system of the Upper Harz Mountains (Germany)". *Chemical Geology*, 155, pp. 171-185.

- Oreskes, N. & Einaudi, M.T. (1992).** "Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes". *Economic Geology*, 87, pp. 64-90.
- O'Reilly, C.; Jenkin, G.R.T.; Feely, M.; Alderton, D.H.M. y Fallick, A.E. (1997).** "A fluid inclusion and stable isotope study of 200 Ma of fluid evolution in the Galway Granite, Connemara, Ireland". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 129, pp. 120-142.
- Ortega, L. (1987).** "Las mineralizaciones de baritina del sector de Cenicientos-Cadalso de los Vidrios (Prov. de Madrid)". Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid. 118 p.
- Ortega, L.; Vindel, E. y Lunar, R. (1988).** "Estudio de los filones de baritina intragraníticos del sector Cenicientos-Cadalso de los Vidrios (Sistema Central)". *Bol. Sociedad Española de Mineralogía*, 11-1, pp. 89-99.
- Ortí, F.; Rosell, L.; Utrilla, R.; Inglés, M.; Pueyo, J.J. y Pierre, C. (1988).** "Reciclaje de las evaporitas en la Península Ibérica durante el Ciclo Alpino". *Congr. Geológico de España*, V. 5(1), pp. 421-424.
- Ortí, F.; Salvany, J.M.; Rosell, L. e Inglés, M. (1989).** "Sistemas lacustres evaporíticos de lTerciario de la Cuenca del Ebro". *Geogaceta*, 6, pp. 103-104.
- Paquette, J. & Reeder, R.J. (1990).** "New type of compositional zoning in calcite: Insights into crystal-growth mechanisms". *Geology*, 18, pp. 1244-1247.
- Pérez-Soba, C. (1991).** "Petrología y geoquímica del macizo granítico de La Pedriza". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*. 225 p.
- Perny, B.; Eberhardt, P.; Ramseyer, K.; Mullis, J. Y Pankrath, R. (1992).** "Microdistribution of Al, Li, and Na in α quartz: Posible causes and correlation with short-lived cathodoluminescence". *American Mineralogist*, 77, pp. 534-544.
- Pettke, T. & Diamond, L.W. (1995).** "Rb-Sr isotopic analysis of fluid inclusions in quartz: Evaluation of bulk extraction procedures and geochronometer systematics using synthetic fluid inclusions". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, pp. 4009-4027.
- Peucker-Ehrenbrink, B & Behr, H.J. (1993).** "Chemistry of hydrothermal quartz in the post-Variscan "Bavarian Pfahl" system, F.R. Germany". *Chemical Geology*, 103, pp. 85-102.
- Potter; R.W. & Brown, D.L. (1977).** "The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0 °C to 500 °C and pressures up to 2000 bars baseds on a regresion of available data in the literature". *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1421-c, pp. 36.

- Poty, B.; Leroy, J. y Jachimowicz, L. (1976).** "A new device for measuring the temperature under the microscope: the Chaixmeca microthermometry apparatus". *Bull. Société Française Mineralogie-Cristallographie*, 99, pp. 182-186.
- Qiu, H.-N. (1996).** "⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of the quartz samples from two mineral deposits in western Yunnan (SW China) by crushing in vacuum". *Chemical Geology*, 127, pp. 211-222.
- Quílez, E.; Vindel, E. y Sierra, J. (1990).** "A fluid inclusion study and genetic model of wolframite-bearing quartz veins, Garganta de los Montes, Spanish Central System". *Mineralogical Magazine*, 54, pp. 267-278.
- Quílez, E. (1994).** "Mineralizaciones filonianas de wolframio de la Sierra de Guadarrama: modelo y caracterización del proceso hidrotermal". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*. 277 p.
- Ramboz, C.; Schnapper, D. y Dubessy, J. (1985).** "The P-V-T-X-fO₂ evolution of H₂O-CO₂-CH₄ bearing fluid in a wolframite vein: Reconstruction from fluid inclusion studies". *Geoquímica et Cosmochimica Acta*, 49, pp. 205-219.
- Ramseyer, K.; Baumann, J.; Matter, A. y Mullis, J. (1988).** "Cathodoluminescence colours of α -quartz". *Mineralogical Magazine*, 52, pp. 669-677.
- Ramseyer, K. & Mullis, J. (1990).** "Factors influencing short-lived blue cathodoluminescence of α -quartz". *American Mineralogist*, 75, pp. 791-800.
- Ramseyer, K. (1996).** "Geologic application of cathodoluminescence of silicates". International conference on cathodoluminescence and related techniques in geosciences and geomaterials (Nancy), pp. 125-126.
- Rat, P. (1989).** "The Iberian Cretaceous: climatic implications". En: Cretaceous of the Western Tethys; proceedings of the 3rd Internacional Cretaceous Symposium. Ed. J. Wiedmann, (Stuttgart), pp. 17-25.
- Reeder, R.J. (1991).** "An overview of zoning in carbonate minerals". En: *Luminescence microscopy and spectroscopy: Qualitative and Quantitative applications*. Eds: Ch.E. Barker & O.C. Kopp. SEPM Short Course 25, pp. 77-82.
- Remond, G.; Cesbron, F.; Chapoulié, R.; Ohnenstetter, D.; Roques-Carmes, C. y Schvoerer, M. (1992).** "Cathodoluminescence applied to the microcharacterization of mineral materials: a present status in experimentation and interpretation". *Scanning Microscopy*, 6, pp. 23-68.
- Reutel, Chr.; Behr, H.J.; Horn, E.E. y van den Kerkhof, A.M. (1994).** "The fluid research program of the continental deep drilling project KTB (Germany): I. Characteristics of fluid inclusions and their relationship with saline water and gases in crystalline rocks". *Program and Abstracts, PACROFI V*, pp. 80-81.

- Rieder, M.; Cavazzini, G.; D'Yakonov, Y.; Frank-Kamenetskii, V.; Gottardi, G.; Guggenheim, S.; Koval, P.V.; Müller, G.; Neiva, A.M.R.; Radoslovich, E.; Robert, J.-L.; Sassi, F.; Takeda, H.; Weiss, Z. Y Wones, Z. (1999).** "Nomenclature of the micas". *Mineralogical Magazine*, 63, pp. 267-279.
- Rimstidt, J.D. (1997).** "Quartz solubility at low temperatures". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, pp. 2553-2558.
- Roedder, E. (1984).** "Fluid inclusions". *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 12, pp. 644. Mineralogical Society of America.
- Rozanski, K.; Araguás-Araguás, L. y Gonfiantini, R. (1993).** "Isotopic patterns in modern global precipitation". En: A.G.U. (Editor), *Climatic Change in Continental Isotopic Records. Geophysical Monograph*, 78, pp. 1-36.
- Samson, I.M. & Walker, R.T. (2000).** "Crogenic raman spectroscopic studies in the system NaCl-CaCl₂-H₂O and implications for low-temperature phase behaviour in aqueous fluid inclusions". *Canadian Mineralogist*, 38, pp. 35-43.
- Scherer, M. (1977).** "Preservation, alteration and multiple cementation of aragonite skeletons from the Cassian beds (U. Triassic, Southern Alps): Petrographic and geochemical evidence". *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie*, 154, pp. 213-262.
- Schiffries, C.M. (1990).** "Liquid-absent aqueous fluid inclusions and phase equilibria in the system CaCl₂-NaCl-H₂O". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, pp. 611-619.
- Seitz, J.C. & Pasteris, J.D. (1990).** "Theoretical and practical aspects of differential partitioning of gases by clathrate hydrates in fluid inclusions". *Geoquímica et Cosmochimica Acta*, 54, pp. 631-639.
- Sellwood, B.W.; Price, G.D. y Valdes, P.J. (1994).** "Cooler estimates of Cretaceous temperatures". *Nature*, 370, pp. 453-455.
- Serrano Pinto, M.; Casquet, C.; Ibarrola, E.; Corretgé, L.G. y Portugal Ferreira, M. (1987).** "Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico". En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M.D. (eds). Rueda, Madrid. pp. 69-86.
- Seyedolali, A.; Krinsley, D.H.; Boggs, S.; O'Hara, P.F.; Dypvik, H. y Goles, G.G. (1997).** "Provenance interpretation of quartz by scanning electron microscope-cathodoluminescence fabric analysis". *Geology*, 25(9), pp. 787-790.
- Shackleton, N.J. & Kennett, J.P. (1975).** "Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and carbon isotope analyses in DSDP

- Sites 277, 279 and 281". *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, 29, pp. 743-755.
- Shepherd, T.J.; Rankin, A.H. y Alderton, D.H.M. (1985).** "A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies". *Glasgow. Blackie and Son*, 239 p.
- Shepherd, T.J. & Chenery, S.R. (1995).** "Laser ablation ICP-MS elemental analysis of individual fluid inclusions: An evaluation study". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, pp. 3997-4007.
- Sheppard, S.M.F. (1986).** "Characterization and isotopic variations in natural waters". In: *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 16, pp. 165-183. Mineralogical Society of America.
- Sloan, Jr E.D. (1990).** "Clathrate hydrates of natural gases". *Chemical Industries, Marcel Dekker*, 39, 641 p.
- Sopeña, A.; López, J.; Arche, A.; Pérea-Arlucea, M.; Ramos, A.; Virgili, C. y Hernando, S. (1988).** "Permian and Triassic basins of the Iberian Peninsula". *Developments in Geotectonics*, 22, pp. 757-786.
- Spencer, R.J.; Moller, N. y Weare, J.H. (1990).** "The prediction of mineral solubilities in natural waters: A chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄-H₂O system at temperatures below 25°C". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, pp. 575-590.
- Stenina, N.G.; Sotnikov, V.I.; Korolyuk, V.N. y Kovaleva, L.T. (1988).** "Microstructural features of hydrothermal vein quartz as an indicator of mineralization". *Geokhimiya*, 5, pp. 641-653.
- Sterner, S.M.; Hall, D.L. y Bodnar, R.J. (1988).** "Synthetic fluid inclusions. V Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, pp. 989-1006.
- Subías, I.; Recio, R.; Fanlo, I. y Fernández Nieto, C. (1997).** "Stable isotope composition of F-Pb-Zn mineralization in the Valle de Tena (Spanish Central Pyrenees)". *Mineralium Deposita*, 32, pp. 180-188.
- Suchy, V.; Heijlen, W.; Sykorova, I.; Muchez, Ph.; Dobes, P.; Hladikova, J.; Jackova, I.; Safanda, J. y Zeman, Z. (2000).** "Geochemical study of calcite veins in the Silurian and Devonian of the Barrandian Basin (Czech Republic): evidence for widespread post-Variscan fluid flow in the central part of the Bohemian Massif". *Sedimentary Geology*, 131, pp. 201-219.
- Thiéry, R.; Vidal, J. y Dubessy, J. (1994a).** "Phase equilibria modelling applied to fluid inclusions liquid-vapour equilibria and calculation of the molar volume in the CO₂-CH₄-N₂ system". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, pp. 1073-1082.

- Thiéry, R.; Van den Kerkhof, A.M. y Dubessy, J. (1994b).** "V-X properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modelling for T<31°C and P<400 bars". *European Journal of Mineralogy*, 6, pp. 753-771.
- Tornos, F. & Casquet, C. (1985).** "Rasgos generales de los skarns y mineralizaciones asociadas del Sistema Central Español". *Cuadernos Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 10, pp. 311-329.
- Tornos, F. (1990).** "Los skarns y mineralizaciones asociadas del Sistema Central Español. Modelo de caracterización petrológica, geoquímica y metalogénica". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*, 487 p.
- Tornos, F.; Casquet, C.; Locutura, J. y Collado, R. (1991).** "Fluid inclusion and geochemical evidence for fluid mixing in the genesis of Ba-F (Pb-Zn) lodes of the Spanish Central System". *Mineralogical Magazine*, 55, pp. 225-234.
- Tornos, F. (1993).** "Fluid rock interaction in the Carro del Diablo W-Sn skarn (Spanish Central System) as deduced by C-O isotopes". En: *Current Research in Geology Applied to Ore Deposits. Eds. Fenoll Hach-Alí, Torres-Ruíz & Gervilla*, pp. 257-260.
- Tornos, F.; Casquet, C.; Galindo, C. y Caballero, J.M. (1995).** "El skarn de Arroyo Zancado: un caso peculiar de skarn de tipo Ca-(Fe) en la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)". *Bol. Sociedad Española de Mineralogía*, 18, pp. 99-110.
- Tornos, F.; Delgado, A.; Casquet, C.; Galindo, C. y Reyes, E. (1996).** "La evolución isotópica de los fluidos ligados a los Sistemas Hidrotermales tardi y postvariscos del Sistema Central Español". *Geogaceta*, 20, pp. 1501-1503.
- Tornos, F.; Delgado, A.; Casquet, C. y Galindo, C. (2000).** "300 Million years of episodic hydrothermal activity: stable isotope evidence from hydrothermal rocks of the Eastern Iberian Central System". *Mineralium Deposita*, 35, pp. 551-569.
- Tritlla, J. & Solé, J. (1999).** "A newly dated Cretaceous hydrothermal event in the Iberian Ranges (Eastern Spain) and its significance within the Mesozoic thermal history in the Iberian Peninsula". *Ore Geology Reviews*, 15, pp. 243-259.
- Turner, G. & Bannon, M.P. (1992).** "Argon isotope geochemistry of fluid inclusion fluids from granite-associated mineral vein in southwest and northeast England". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, pp. 227-243.
- Ubanell, A.G. (1981a).** "Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, pp. 591-605.
- Ubanell, A.G. (1981b).** "Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, pp. 607-622.

- Utrilla, R.; Pierre, C.; Ortí, F.; Rosell, L.; Inglés, M. y Pueyo, J.J. (1987).** "Estudio isotópico de los sulfatos en formaciones evaporíticas mesozoicas marinas y terciarias continentales. Aplicación a la Cuenca del Tajo". *II Congreso de Geoquímica de España*, pp. 91-94, Soria.
- Utrilla, R.; Ortí, F.; Pueyo, J.J. y Pierre, C. (1989).** "Stable isotope study of Mesozoic and Cenozoic evaporitic formations from Spain". *V Eur. Union Geosci.*, Strasbourg, 1(1), p. 335.
- Utrilla, R.; Pierre, C., Ortí, F. y Pueyo, J.J. (1992).** "Oxygen and sulphur isotope compositions as indicators of the origin of Mesozoic and Cenozoic evaporites from Spain". *Chemical Geology*, 102, pp. 229-244.
- Vanko, D.A.; Bodnar, R.J. y Sterner, S.M. (1988).** "Synthetic fluid inclusions: VIII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-CaCl₂-H₂O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, pp. 2451-2456.
- Vegas, R. (1989).** "Paleomagnetismo y modelos geodinámicos en la Península Ibérica". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 12, pp. 75-82.
- Vegas, R.; Vázquez, J.T.; Suriñach, E. y Marcos A. (1990).** "Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System". *Tectonophysics*, 184, pp. 367-378.
- Veizer, J.; Ala, D.; Azmy, K.; Bruckschen, P.; Buhl, D.; Bruhn, F.; Carden, G.A.F.; Diener, A.; Ebner, S.; Godderis, Y.; Jasper, T.; Korte, Ch.; Pawellek, F.; Podlaha, O.G. & Strauss, H. (1999).** "⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ^{13} C and δ^{18} O evolution of Phanerozoic seawater". *Chemical Geology*, 161, pp. 59-88.
- Vennemann, T. & Smith, H. (1990).** "The rate and temperature of reaction of ClF₃ with silicate minerals, and their relevance to oxygen isotope analysis". *Chemical Geology*, 86, pp. 83-88.
- Villa, I.M.; Grobéty, B.; Kelley, S.P.; Trigila, R. Y Wieler, R. (1996).** "Assessing Ar transport paths and mechanisms in the McClure Mountains hornblende". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, pp. 67-80.
- Villa, I.M. (1998).** "Isotopic closure". *Terra Nova*, 10, pp. 42-47.
- Villa, I.M. (2000).** "Radiogenic isotopes in fluid inclusions". *Lithos*, (en prensa).
- Villaseca, C. (1983).** "Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama". Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. 331 p.

- Villaseca, C.; Huertas, M.J. y Nuez, J. (1992).** "Magmatismo postorogénico y anorogénico en el Sistema Central Español. *Geogaceta*, 11, pp. 34-37.
- Villaseca, C.; Andonaegui, P. y Barbero, L. (1993a).** Mapa geológico del plutonismo Hercínico de la Región Central Española (Sierra de Guadarrama y Montes de Toledo). Escala 1:150.000. Servicio de publicaciones C.S.I.C.
- Villaseca, C.; Barbero, L.; Huertas, M.J.; Andonaegui, P. y Bellido, F. (1993b).** "A cross-section through hercynian granites of Central Iberian Zone. Excursion Guide". Servicio de Publicaciones del C.S.I.C., Madrid. 122 p.
- Villaseca, C.; Barbero, L. y Andonaegui, P. (1993c).** "Diversity of peraluminous granites types in Hercynian Central zone of Spain". *Terra Abstract*, 5, pp. 433-434.
- Villaseca, C.; Barbero, L. y Rogers, G. (1998).** "Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints". *Lithos*, 43, pp. 55-79.
- Vindel, E.; López, J.A.; Boiron, M.C.; Cathelineau, M. y Prieto, A.C. (1995).** "P-V-T-X-fO₂ evolution from wolframite to sulphide depositional stages in intragranitic W-veins. An example from the Spanish Central System". *European Journal of Mineralogy*, 7, pp. 675-688.
- Vindel, E.; López, J.A.; García, E.; Boiron, M.C. y Cathelineau, M. (1996).** "Estudio de inclusiones fluidas en granitos microfisurados. Mineralizaciones de W-Sn del Sistema Central Español". *Geogaceta*, 20(7), pp. 1558-1560.
- Vindel, E.; López, J.A.; Martín Crespo, T. y García, E. (2000).** "Fluid evolution and hydrothermal processes of the Spanish Central System". *J. Geochemical Exploration*, 69-70, pp. 359-362.
- Waals, J.H. Van der & Plateauw, J.C. (1959).** "Clathrate solutions". *Advances in Chemical Physics*, 2, pp. 1-57.
- Watt, G.R.; Wright, P.; Galloway, S. y McLean, C. (1997).** "Cathodoluminescence and trace element zoning in quartz phenocrysts and xenocrysts". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, pp. 4337-4348.
- Wayne, C.M.; Miller, M.F.; Scrivener, R.C. y Banks, D.A. (1996).** "U-Pb and Rb-Sr isotopic systematics of fluids associated with mineralization of the Dartmoor granite, southwest England". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, pp. 653-666.
- Werre, Jr. R.W.; Bodnar, R.J.; Bethke, P.M. y Barton, Jr. P.B. (1979).** "A novel gas flow fluid inclusion heating/freezing stage (abst.)". *Geol. Soc. America Abstracts And Programs*, 11, pp. 539.

- Wiewióra, A. & Weiss, Z. (1990).** "Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group". *Clay Minerals*, 25, pp. 83-92.
- Wildberg, H.G.H.; Bischoff, L. y Boumann, A. (1989).** "U-Pb ages of zircons from meta-igneous and metasedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103, pp. 253-262.
- Wilkinson, J.J.; Jenkin, G.R.T.; Fallick, A.E. y Foster, R.P. (1995).** "Oxygen and hydrogen isotopic evolution of Variscan crustal fluids, south Cornwall, U.K.". *Chemical Geology*, 123, pp. 239-254.
- Williams-Jones, A.E. & Samson, I.M. (1990).** "Theoretical estimation of halite solubility in the system NaCl-CaCl₂-H₂O: Applications to fluid inclusions". *Canadian Mineralogist*, 28, pp. 299-304.
- Williams-Jones, A.E.; Schrijver, K.; Doig, R. y Sangster, D. (1992).** "A model for epigenetic Ba-Pb-Zn mineralization in the Appalachian Thrust Belt, Quebec: evidence from fluid inclusions and isotopes". *Economic Geology*, 87, pp. 154-174.
- Xu, G. (2000).** "Fluid inclusions with NaCl-CaCl₂-H₂O composition from the Cloncurry hydrothermal system, NW Queensland, Australia". *Lithos*, 53, pp. 21-35.
- Yanatieva, O.K. (1946).** "Polytherms of solubility of salts in the tropic system CaCl₂-MgCl₂-H₂O and CaCl₂-NaCl-H₂O". *Jour. Applied Chemistry*, 19, pp. 709-722.
- Yapp, C.J. (1982).** "A model for the relationships between precipitation D/H ratios and precipitation intensity". *J. Geophysical Research*, 87, C12, pp. 9614-9620.
- Yardley, B.W.D.; Banks, D.A.; Bottrell, S.H. y Diamond, L.W. (1993).** "Post-metamorphic gold-quartz veins from N.W. Italy: the composition and origin of the ore fluid". *Mineralogical Magazine*, 57, pp. 407-422.
- You, C.F.; Castillo, P.R.; Gieskes, J.M.; Chan, L.H. y Spivack, A.J. (1996).** "Trace element behaviour in hydrothermal experiments: Implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones". *Earth and Planetary Science Letters*, 140, pp. 41-52.
- Zhang, Y. & Frantz, D. (1987).** "Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions". *Chemical Geology*, 64, pp. 335-350.
- Ziegler, A.M.; Scotese, C.R. y Barret, S.F. (1983).** "Mesozoic and Cenozoic paleogeographic maps". En: P. Broesche and J. Surdermann (Editors), Tidal friction and the Earth's rotation II. Springer-Verlag, Berlin, pp. 240-252.

Ziegler, P.A. (1990). Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., La Haya, 239 p.

Ziegler, P.A. (1992). "Plate tectonics, plate moving mechanisms and rifting". *Tectonophysics*, 215, pp. 9-34.

Zwart, E.W. & Touret, J.L.R. (1994). "Melting behavior and composition of aqueous fluid inclusions in fluorite and calcite: Applications within the system H₂O-CaCl₂-NaCl". *European Journal of Mineralogy*, 6, pp. 773-786.

PARTE IV

ANEXOS

14. Anexos

15. Bibliografía

16. Índice de figuras

17. Índice de tablas

16. INDICE DE FIGURAS

CAPITULO 2

- Figura 2.1.-** Distribución idealizada de los distintos tipos de inclusiones P, S y PS en un cristal zonado de cuarzo (Shepherd et al., 1985). 5
- Figura 2.2.** Fotografía del equipo microtermométrico Linkam, utilizado en este trabajo, donde se pueden apreciar las partes de que consta. 11
- Figura 2.3.** Diagrama de fases del sistema H₂O-NaCl en el que se muestran las fases que se presentan a baja temperatura, todas ellas en equilibrio con el vapor (Shepherd et al., 1985). 14
- Figura 2.4.** Representación gráfica de las diferentes trayectorias y modos de homogeneización de inclusiones con sólido hijo de halita del sistema H₂O-NaCl (Isocoras A, B y C). Las líneas H+L/L, L/L+V y L+V/H+L+V delimitan los campos de estabilidad para las distintas fases para un 38% de NaCl (Shepherd et al., 1985). 17
- Figura 2.5.** Diagrama de fases del sistema H₂O-NaCl-CaCl₂ donde se han representado las tres trayectorias principales de fusión definidas por Schiffries (1990) para este sistema (1a, 1b y 1c). Los puntos a1, a2, b1, b2, c1, c2 y c3 representan las temperaturas a las que funden las fases sólidas en cada secuencia. 19
- Figura 2.6.** Representación esquemática de las distintas partes de que consta la técnica *LA-OES*, *Espectroscopía de Emisión Óptica mediante Ablación Láser* (Boiron et al., 1991). 26
- Figura 2.7.** Relaciones Cl/Br y Na/Br para soluciones acuosas con solutos de diferentes orígenes. El triángulo representa la composición del agua del mar de Horita et al., (1991) (diagrama binario de Kesler et al., 1995). 31
- Figura 2.8.** Rangos isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD (relativos al patrón SMOW) de algunos tipos de agua y de los principales tipos de rocas (en Hoefs, 1997). 40

CAPITULO 4

Figura 4.1. Línea de extracción y análisis isotópico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del Instituto de Mineralogía y Petrografía de la Universidad de Berna, donde se han llevado a cabo los análisis. 52

CAPITULO 5

Figura 5.1. Esquema geológico del Sector Central del Sistema Central Español (*Dominio de Guadarrama*), (modificado de Villaseca et al., 1998). 55

Figura 5.2. Tabla resumen de las características generales del Sistema Central: H1 y H2: Hercínico, TH: Tardi Hercínico, CA: comienzos del Alpino, C: compresión, E: extensión (modificado de Doblas et al., 1994). Tres trabajos previos: 1. Las clásicas cuatro etapas compresionales (F1, F2, F3 y F4, Capote, 1985), 2. Evento tardihercínico transcurrente (Arthaud & Matte, 1977), 3. Tres eventos tardihercínicos E: extensional, D: dúctil y F: frágil (Doblas, 1990). Tres etapas metamórficas M1, M2 y M3 (Bellido et al., 1981; Wildberg et al., 1989; Arenas et al., 1991), así como cinco episodios ígneos I, II, III, IV y V (Bea et al., 1987). Diques E-O y N-S (Villaseca et al., 1992), vulcanismo andesítico y dacítico (Hernando et al., 1980) y actividad hidrotermal (Concha et al., 1992). Moladas postorogénicas divididas en tres ciclos diferentes P1 y P2: Pérmico y T: Triásico (modificado de Sopeña et al., 1988). 59

CAPITULO 6

Figura 6.1. Esquema geológico de la Sierra de Guadarrama con la situación de los afloramientos estudiados, (modificado de Villaseca et al., 1998). 67

Figura 6.2. Esquema geológico de la zona de Colmenarejo donde se han señalado los filones muestreados. 70

Figura 6.3. Esquema geológico de la zona de Cerceda con los filones muestreados. 70

Figura 6.4. Fotografías de los filones de cuarzo intragraníticos. (a) Filón donde se puede apreciar el buzamiento subvertical, (b) ejemplo de filones de Colmenarejo, (c) fotografía de una cavidad con cristales de cuarzo QII, (d) fotografía de SEM de una plagioclasa atrapada, (e) fotografía donde se pueden apreciar cubos de halita como sólidos atrapados. 73

Figura 6.5. Mineralogía fundamental de los granitoides encajantes: (a) Cristal de plagioclasa, NX; (b) feldespato potásico porfídico, NII; (c) cristales deformados de biotita, NII; (d) moscovita de alteración de plagioclasa, NX; (e) clorita de alteración de biotita, NII; (f) cristales de cuarzo, NX. 77

Figura 6.6. Tipos de inclusiones y sólidos atrapados. (a) Inclusiones de tipo Lw1, (b) agregado de micas fibrosoradiadas en el interior de una inclusión abierta para su estudio mediante SEM, (c) inclusiones primarias de tipo Lw2, (d) inclusiones secundarias de tipo Lw2, (e, f) inclusiones de tipo Lw-h en las que también se pueden observar micas fibrosoradiadas atrapadas. 93

Figura 6.7. (a) Esquema representativo de las relaciones texturales entre los distintos tipos de inclusiones Lw1, Lw2 y Lw-h, donde se puede ver la distribución de los sólidos atrapados, (b) diagrama T^h -Salinidad de los tres tipos de inclusiones descritos. 94

Figura 6.8. Histograma de frecuencias de las temperaturas de homogeneización (T_h) de las inclusiones Lw1. 100

Figura 6.9. Microfotografías de una inclusión de tipo Lw2 durante los procesos de enfriamiento-calentamiento: (1) $T = -67^\circ\text{C}$, la inclusión congelada presenta un color marrón característico de la presencia de Ca; (2) $T = -55.7^\circ\text{C}$, el color marrón que adquiere la inclusión al recuperar temperatura se hace más anaranjado cuando recristaliza, y se observan cristales individualizados; (3) $T = -23.6^\circ\text{C}$, el punto eutéctico ha pasado, y se observan cristales globulares de mayor tamaño de hielo, y cristales irregulares más pequeños de hidrohalita; (4) $T = -17^\circ\text{C}$, sólo se aprecian cristales de hidrohalita porque el hielo ha fundido a -23°C . La hidrohalita funde a -11.6°C ; (5) $T = -35^\circ\text{C}$, cuando es difícil distinguir el hielo de la hidrohalita, el último cristal (en este caso hidrohalita) es enfriado rápidamente, y crece hasta que se agota el NaCl en solución; (6) $T = -24^\circ\text{C}$, en el posterior calentamiento de este ciclo se observan cristales globulares de hielo y el monocristal de hidrohalita. La inclusión mide $150\mu\text{m}$ 102

Figura 6.10. Diagrama ternario del sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ con las secuencias de fusión de las inclusiones Lw2 de las 4 zonas estudiadas. 104

Figura 6.11. Gráfico $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ con la proyección de las inclusiones Lw2. 106

Figura 6.12. T_h frente a $\text{NaCl}/\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ de las inclusiones Lw2. 107

Figura 6.13. Histograma de frecuencias de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones Lw2. 109

Figura 6.14. Diagrama ternario del sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$ con las secuencias de fusión de las inclusiones Lw-h de las zonas donde aparecen. También se ha representado la composición de éstas inclusiones a temperatura ambiente (25°C).	111
Figura 6.15. NaCl frente a $CaCl_2$ de las inclusiones Lw-h.	112
Figura 6.16. Temperatura de homogeneización (T_h) frente a NaCl (a) y $CaCl_2$ (b) en las inclusiones Lw-h.	113
Figura 6.17. Histogramas de frecuencia de las temperaturas de homogeneización y de fusión de halita de Colmenarejo (a) y de Cerceda (b).	114
Figura 6.18. Histogramas de frecuencia donde se comparan las temperaturas de homogeneización (a) y de fusión de halita (b).	115
Figura 6.19. Relaciones NaCl / $CaCl_2$ de las inclusiones Lw2 y Lw-h. Se ha proyectado el campo de estabilidad de la hidrohalita.	116
Figura 6.20. Temperatura de homogeneización (T_h) frente a salinidad total de las inclusiones Lw2 y Lw-h.	117
Figura 6.21. Temperatura de homogeneización (T_h) frente a la relación NaCl/NaCl+ $CaCl_2$ de las inclusiones Lw2 y Lw-h.	118
Figura 6.22. Salinidad total frente a la relación Na/Ca obtenida mediante LA-OES.	120
Figura 6.23. Esquema de la localización de los complejos acuosos en la estructura del cuarzo (Müller et al., 2000).	121
Figura 6.24. Proyección de las relaciones Cl/Br y Na/Br de las muestras de cuarzo y del agua del mar a partir de los datos que aparecen en la Tabla 6.4.	123
Figura 6.25. Relación Log Br frente a Log Cl de los análisis de “crush-leach”. Se ha proyectado la secuencia composicional de la evaporación del agua del mar.	124
Figura 6.26. Tipos de zonado, y ejemplos en las muestras de cuarzo intragranítico: (a) Zonado concéntrico; 1, 2 y 3 son zonas con diferente composición; (b) zonado oscilatorio desarrollado en las zonas 2 y 3 del cristal en A; (c) zonado sectorial en un cristal similar a A pero con dos sectores de crecimiento (SC-1 y SC-2)	

crystalográficamente no equivalentes que a su vez presentan sectores con cantidades específicas de elemento traza; (d) zonado intrasectorial en el SC-2 del cristal C (Machel & Burton, 1991). Ejemplos de zonado en cristales de cuarzo intragranítico: (e) zonado concéntrico; (f) zonado oscilatorio; (g) zonado sectorial; (h) zonado intrasectorial. 127

Figura 6.27. Perfiles de LA-OES que muestran los contenidos en Li de áreas con zonados de catodoluminiscencia. 129

CAPITULO 7

Figura 7.1. Esquema geológico de la Sierra de Guadarrama con la situación de las dos zonas de filones encajados en gneises (modificado de Villaseca et al., 1998). 131

Figura 7.2. Esquema geológico de la zona intrametamórfica de Colmenarejo con los filones muestreados. 133

Figura 7.3. Esquema geológico de la zona de Colmenar Viejo con los filones muestreados. 133

Figura 7.4. Fotografías de los filones de cuarzo intrametamórfico. (a) Filón de la zona de Colmenarejo, (b) ejemplo de filón de Colmenar Viejo, (c) filón con ramificaciones laterales, (d) cristales de cuarzo de Colmenar Viejo, (e) agregados fibrosoradiados como sólidos atrapados en el borde de los cristales. 135

Figura 7.5. Características petrográficas de los filones encajados en gneises: (a) Feldespato potásico glandular, NX; (b) cristales de plagioclasa, NX; (c) agregado de cristales de biotita, NII; (d) sillimanita en el borde de biotitas, NII; (e) cristales de moscovita, NX; (f) clorita de alteración de biotitas, NII. 140

Figura 7.6. Tipos de inclusiones Lw1 en filones intrametamórficos. (a) Inclusión Lw1 primaria, (b) población de inclusiones de tipo Lw1, (c) inclusión pseudosecundaria Lw1 de morfología irregular, (d) agregados de micas fibrosoradiadas atrapadas en inclusiones. 143

Figura 7.7. Histogramas de frecuencia de las temperaturas de homogeneización (T_h) de las inclusiones Lw1 en las zonas encajadas en gneises. 145

Figura 7.8. Fotografías que muestran distintos zonados en cuarzos de filones intrametamórficos: (a) y (b) zonados oscilatorios, (c) y (d) zonados sectoriales e intrasectoriales. 146

Figura 7.9. (a) Contenidos en Li de un perfil de LA-OES sobre cuarzo; (b) Zonado de catodoluminiscencia de la misma zona del perfil de LA-OES; (c) Superposición de A y B donde se observa que las zonas más luminiscentes presentan un mayor contenido en Li. 148

Figura 7.10. Fotografías del filón y de las inclusiones de la zona de La Parra. (a) Vista del filón, (b) fotografía donde se aprecia la foliación general de las pizarras y su relación con el filón, (c) Inclusiones Lw-c, (d) inclusiones Lw-m, y (e) inclusiones Lw. 152

Figura 7.11. Histograma de frecuencia de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones Lw-c y Lw-m. 154

Figura 7.12. Histograma de frecuencia de las temperaturas de homogeneización de las inclusiones Lw. 155

CAPITULO 8

Figura 8.1. Ejemplos de alteraciones de los filones intragraníticos: (a) biotita del granito encajante parcialmente reemplazada por clorita; (b) biotita totalmente reemplazada por clorita en el contacto con el filón; (c) feldespato parcialmente reemplazado por moscovita (*tipo i*); (d) plagioclasa con el núcleo cálcico reemplazado por moscovita (*tipo i*); (e) micas (*tipo ii*) atrapadas en inclusiones fluidas; (f) moscovitas atrapadas (*tipo ii*) en el borde de un cristal de cuarzo. 161

Figura 8.2. Clasificación de las moscovitas analizadas a partir de la modificación de los diagramas ternarios de clasificación de Newman & Brown, (1987). (Gra): tipo (i); (Inmeta): tipo (ii) en filones intrametamórficos; (Ingra): tipo (ii) en filones intragraníticos; (Dat2): tipo (ii) datadas en 276 M.a. 163

Figura 8.3. Relación Si/Al^{VI} donde se pueden diferenciar las moscovitas de los dos grupos. Se ha utilizado la leyenda de la Fig. 8.2. 164

Figura 8.4. (a) Relación Si/Fe^{3+} , y (b) relación Al^{VI}/Fe^{3+} de las moscovitas analizadas. Se ha utilizado la leyenda de la Fig. 8.2. 165

Figura 8.5. Relación Mg/Fe^{3+} . Se ha utilizado la leyenda de la Fig. 8.2. 166

Figura 8.6. (a) Vista general de la alteración de un filón intrametamórfico encajado en gneises; (b) ejemplo de ramificaciones laterales del filón principal; (c) biotita completamente alterada a moscovita; (d) biotita alterada a moscovita en los planos de exfoliación; (e) biotita parcialmente alterada a clorita. 169

CAPITULO 9

Figura 9.1. $\delta^{18}\text{O}$ - δD de las inclusiones Lw1, Lw2 y Lw-m con la distribución de los campos que delimitan los distintos orígenes de los fluidos (a partir de Sheppard, 1986). IG: filones intragraníticos, IM: filones intrametamórficos; Los rangos de $\delta^{18}\text{O}$ corresponden a los rangos de temperaturas mínimas de atrapamiento (Tabla 9.1) y el campo de los granitoides del Sistema Central Español se ha extraído de Tornos et al., (2000).

172

CAPITULO 10

Figura 10.1. Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida para la muestra analizada mediante la técnica de calentamiento escalonado..

178

Figura 10.2. Diagrama que muestra la relación Cl/K-edad de la muestra analizada. 178

CAPITULO 11

Figura 11.1. Diagrama Presión-Temperatura que muestra las isocoras de los distintos tipos de inclusiones. Se han utilizado las isocoras modales para delimitar (relleno) las condiciones P-T más representativas para cada tipo de inclusiones. El campo de las inclusiones Lw2 y Lw-h se ha determinado por la intersección de las isocoras (rango modal) con la presión máxima de fluido P_{max} en condiciones hidrostáticas. 183

Figura 11.2. (a) Solubilidad del cuarzo en función del pH y la temperatura a partir de los datos de Fleming & Crerar, (1982), (b) solubilidad del cuarzo en función de la temperatura y de la presión a partir de la ecuación de Fournier & Potter, (1982). 189

CAPITULO 12

Figura 12.1. Paleogeografía del Triásico Superior del oeste de Europa donde se muestra el desarrollo de las evaporitas (modificado de Holser et al, 1988). Abreviaturas: BG= Banco de Galicia; CA= Cuenca del Algarve; CAQ= Cuenca Aquitaniense; CL= Cuenca Lusitana; FC= Flemish Cap; MA= Macizo Armoricano; MI= Macizo Ibérico; MLB; Macizo de Londres-Brabant; MM= Macizo de Marruecos; MN= Mar del Norte; SC= Subcuenca de Carson. 200

PARTE IV

ANEXOS

14. Anexos

15. Bibliografía

16. Índice de figuras

17. Índice de tablas

17. INDICE DE TABLAS

CAPITULO 2

Tabla 2.1. Condiciones P-T de los puntos triple y crítico de las principales moléculas del sistema C-O-H-N (Dubessy, 1994).	32
--	----

CAPITULO 6

Tabla 6.1. Características principales de los diferentes tipos de filones intragraníticos estudiados.	68
Tabla 6.2. Características microtermométricas de los tipos de inclusiones descritos en los filones intragraníticos.	97
Tabla 6.3. Resultados de los análisis realizados con LA-OES de las inclusiones y del cuarzo.	120
Tabla 6.4. Resultados de los análisis de iones. Los valores del agua del mar son los que aparecen en Horita et al., (1991).	122

CAPITULO 7

Tabla 7.1. Características principales de los diferentes tipos de filones intrametamórficos estudiados.	132
Tabla 7.2. Características microtermométricas de los tipos de inclusiones descritos en los filones intrametamórficos encajados en gneises.	144
Tabla 7.3. Características microtermométricas de las inclusiones identificadas en el filón intrametamórfico encajado en las pizarras de La Parra.	154
Tabla 7.4. Resumen de los datos de Raman de los dos tipos de inclusiones acuoso-gaeosas de La Parra.	156

CAPITULO 9

Tabla 9.1. Datos de isótopos estables. Valores de δD y $\delta^{18}O$ medidos para las inclusiones fluidas y el cuarzo respectivamente. Valores de $\delta^{18}O$ calculados a partir de los factores de fraccionación a las temperaturas adecuadas (Clayton et al., 1972). También se muestran la temperatura y salinidad de estas muestras. 171

CAPITULO 10

Tabla 10.1. Datos analíticos Ar/Ar obtenidos mediante el proceso de calentamiento escalonado. 179

