

Termometría de dos piroxenos en condros de la condrita ordinaria Nuevo Mercurio H5, México

**Karina Elizabeth Cervantes-de la Cruz^{1,*}, Fernando Ortega-Gutiérrez²,
Adela M. Reyes-Salas² Leticia A. Alba-Aldave², Sonia Ángeles-García²,
Carlos Linares-López³ y Patricia Altuzar-Coello⁴**

¹Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México,
Del. Coyoacán, 04510, México, D. F., México.

²Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México,
Del. Coyoacán, 04510, México, D. F., México.

³Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México,
Del. Coyoacán, 04510, México, D. F., México.

⁴Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México,
Privada Xochicalco s/n, 62580 Temixco, Morelos, México.

* kecervan@hotmail.com

RESUMEN

En este trabajo se reconstruye la historia térmica de algunos condros de la condrita ordinaria Nuevo Mercurio H5. Con base en evidencias texturales fue posible discriminar las temperaturas propias de la formación de condros de aquéllas del régimen metamórfico, lo cual constituye el aporte principal de este trabajo. Para este fin se obtuvieron 149 análisis químicos con microsonda electrónica en texturas de exsolución y bordes de piroxeno rico en Ca de tamaño micrométrico, y en cristales de enstatita en contacto con los anteriores. Debido a que los piroxenos ricos y pobres en Ca son fases en equilibrio metaestable, por medio del geotermómetro para dos piroxenos se calcularon las temperaturas mínimas de cristalización indicadas por las posiciones del solvi en el campo de estabilidad de cada fase. El rango de temperatura de formación y enfriamiento en estos condros ocurrió entre 915 y 1284 °C y quedó registrado en los núcleos de los fenocristales de enstatita e inclusiones de augita. La presencia de fases de temperatura alta está apoyada por espectrometría Raman. Por otra parte, el rango de temperatura entre 817 y 933 °C se interpreta como el resultado de un metamorfismo progresivo, el cual se registra en los bordes y exsoluciones de piroxeno rico en Ca. Por medio de un análisis mineragráfico de la asociación sulfuro de Fe + aleaciones Fe-Ni se verificó que la temperatura de metamorfismo no sobrepasó la temperatura de 988 °C, correspondiente al eutéctico de este sistema. La presencia de plagioclasa sódica detectada únicamente por difracción de rayos X confirma que el tipo petrológico es 5.

Palabras clave: termometría, condros, condritas ordinarias, dos piroxenos, Nuevo Mercurio.

ABSTRACT

In this work we reconstructed the thermal history of some chondrules of Nuevo Mercurio H5 ordinary chondrite. We selected pyroxene-rich chondrules of different textural groups (RP, C and PP) showing diopsidic rims and exsolution textures and obtained 149 WDS microprobe chemical analyses.

In order to calculate the temperature, we used the QUILF program for two-pyroxene thermometry, which yielded minimal values of crystallization because Ca-poor pyroxene formed prior to Ca-rich pyroxene. Presence of contraction cracks, clinoenstatite Raman spectra and enclosed olivine in enstatite phenocrysts suggest formation temperatures much greater than 1200 °C. The highest pyroxene temperatures were obtained for augite blebs and grains (1065–1232 °C), pigeonite lamellae (1037–1103 °C) and enstatite cores (1277–1284 °C). On the other hand, calculated temperatures for augite lamellae and diopsidic rims are 933–817 °C, whilst enstatite reached temperatures from 915–988 °C. We found in the five chondrules of Nuevo Mercurio that diopside rims and Ca-rich augite lamellae reached a minimum temperature range between 817 °C and 933 °C, and interpreted this temperature range as the peak of thermal metamorphism. We conclude that pyroxene temperatures from Nuevo Mercurio chondrules had two origins: the highest, albeit minimum temperatures (1283–915 °C) preserved from chondrule formation, and the lowest temperatures (933–817 °C) reflecting prograde thermal metamorphism well inside the chondritic parental body, as suggested by the low cooling rate reported by other authors of 15 °C/Ma. We performed mineragraphic analysis of troilite + Fe-Ni alloys in order to verify that the metamorphic peak did not reach the eutectic temperature of this opaque minerals association at 988 °C. X-ray diffraction data detected sodic plagioclase, a secondary recrystallization product confirming the thermal metamorphism grade 5.

Key words: thermometry, chondrules, ordinary chondrites, two pyroxenes, Nuevo Mercurio.

INTRODUCCIÓN

Los condros, por constituir los elementos líticos más característicos y en general de los más antiguos en las condritas, nos proporcionan información fundamental acerca de las condiciones físicas y químicas existentes en el disco protoplanetario desde su formación como gotas fundidas en el disco presolar, hasta su acreción en cuerpos parentales, en los cuales ocurrieron otros eventos secundarios a temperaturas variables (Hewins, 1996). El metamorfismo térmico constituye uno de estos sucesos secundarios, y ocurre a temperaturas menores (p. ej., 400–950 °C; Dodd, 1981) que las de la formación de los condros (p. ej., 1550–1950 °C; Hewins, 1997). Se han propuesto dos modelos para explicar el metamorfismo térmico en estos cuerpos parentales: a) como un proceso progrado (Haack *et al.*, 1992; Brearley y Jones, 1993) o b) como uno de tipo retrógrado (Hutchison *et al.*, 1980; Ashworth *et al.*, 1984).

El metamorfismo de las condritas se mide principalmente por criterios cristalográficos y texturales; con base en esto, Van Schmus y Wood (1967) propusieron seis tipos petrológicos: El tipo petrológico 1 se reconoce por la escasez de condros y sólo se observa en las condritas CI. Los tipos 2 y 3 se identifican porque el estado estructural del piroxeno pobre en Ca es predominantemente monoclinico. En el tipo 4 se observa menos del 20 % de clinoenstatita, mientras que en el tipo 5 el polimorfo abundante es la ortoenstatita, y en el 6 predomina la fase ortorrómbica. El vidrio intersticial de los condros se observa translúcido en los tipos 2 y 3, turbio en el 4 y transformado a feldespato en los tipos 5 y 6. Los tipos 5 y 6 se distinguen entre sí porque el vidrio en el tipo 5 sólo cristalizó en agregados microcristalinos de feldespato y en el 6 los feldespatos son granos bien definidos e intersticiales. El rango de temperatura para el tipo petrológico 5 propuesto por Dodd (1981) es de 700–750 °C; sin embargo, existen evidencias de que los tipos 4-5 pueden alcanzar una

temperatura máxima de metamorfismo similar a los de tipo 6 (750–950 °C). La temperatura máxima de metamorfismo en las tipo 6 es fácil de obtener dado el equilibrio alcanzado por sus minerales, pero en los tipos 4 y 5 el rango de temperaturas registradas es muy amplio y confuso (Huss *et al.*, 2006). Sin embargo, con una interpretación textural adecuada, la información proporcionada por estas condritas es la más amplia, ya que su historia abarca desde la formación del condro hasta su evolución en un cuerpo parental. Por lo tanto, el entendimiento de este tipo de fenómenos ayuda a restringir las condiciones físicas y químicas que ocurrieron en la formación temprana del Sistema Solar, pues cabe recordar que los fragmentos meteoríticos representan el rompimiento de los planetesimales que originalmente construyeron a los planetas, incluyendo la Tierra.

El objetivo de este trabajo es evaluar la temperatura de algunos condros de piroxeno de la condrita ordinaria Nuevo Mercurio mediante el uso del geotermómetro para dos piroxenos (Lindsley, 1983; programa QUILF) y de su interpretación textural. De esta manera se puede reconstruir la historia térmica de los condros desde su origen como fundidos, hasta su evolución común en un cuerpo parental debido al metamorfismo térmico. El hecho que la condrita Nuevo Mercurio no sea una brecha o que haya sufrido metamorfismo por impacto la hace un ejemplar ideal para estos fines.

La condrita Nuevo Mercurio

El 15 de diciembre de 1978, un bólido cruzó de noreste a suroeste la región centro-norte de la República Mexicana, explotando en una lluvia de rocas que cubrió un área elíptica de 10 km de diámetro mayor, cerca del pueblo de Nuevo Mercurio, Zacatecas. La masa total es desconocida, pero en 1979 se recogieron hasta 5 kg de material y

es posible que se haya recuperado más material hasta la fecha. Fredrikson *et al.* (1979) clasificaron esta caída como una condrita ordinaria H5, es decir con un metamorfismo térmico intermedio ($\text{Fa}_{17.3}$, $\text{Fs}_{15.8}$), sin metamorfismo por impacto importante, es decir tipo S1 (Stöffler, 2001). Los componentes minerales descritos por Fredrikson *et al.* (1979) fueron olivino y piroxeno principalmente (74 % vol.), kamacita y taenita como fases metálicas (18 % vol.), sulfuros como la troilita (6 % vol.), y como minerales accesorios encontraron fosfatos y cromita (<2 % vol.). En el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México existen varios fragmentos que suman 1558.2 g en total (Sánchez-Rubio *et al.*, 2001).

METODOLOGÍA

Se analizaron dos láminas delgadas del material de Nuevo Mercurio. En primer lugar se tomaron fotografías panorámicas de las láminas con una cámara digital Olympus DP11 montada en un microscopio estereográfico LeicaMZ125. Posteriormente, con un microscopio petrográfico LeicaDMLP con luz transmitida se describieron un total de 166 condros, localizando cada condro en las fotografías panorámicas obtenidas previamente. Se escogieron cinco condros ricos en piroxeno de los tipos criptocristalino, radial y porfídico con diámetros promedio mayores que 480 μm . Todos ellos presentan cristales de piroxeno pobre en Ca (enstatita) con texturas de exsolución y/o bordes de reacción de piroxenos ricos en Ca (augita y/o diópsida).

Los 149 análisis químicos de minerales y las imágenes de electrones retrodispersados de los condros previamente seleccionados, se obtuvieron utilizando una microsonda marca Jeol JXA 8900R con cinco espectrómetros independientes, voltaje de aceleración de 20 keV, corriente del haz de 20 nA, tiempo de conteo de 40 s en el pico y de 10 s en la posición de background para cada estándar, excepto para el Na y K (10 s). El olivino y los piroxenos fueron analizados por Si, Al, Ti, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na y K. Los estándares usados para olivino y piroxeno fueron olivino, ilmenita, kaersutita, bustamita, diópsida y diópsida de cromo. En el caso del feldespato se midió Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na y K utilizando como estándares sanidino, obsidiana, vidrio, y kaersutita. Para el caso de los feldespatos, el diámetro de haz fue de 15 μm , corriente de 10 nA y voltaje de 20 keV, el tiempo de obtención para cada elemento es similar al mencionado anteriormente. Para la corrección de matriz se utilizó el programa ZAF de Jeol. Esta microsonda pertenece al Laboratorio Universitario de Petrología de la Universidad Nacional Autónoma de México. Los análisis se obtuvieron de 43 áreas diferentes de los cinco condros (Tabla 1, Figura 1). Solamente en cuatro de estas áreas se adquirió un análisis puntual, ya que el análisis representativo de las otras se obtuvo del promedio de dos o hasta ocho puntos analizados, con una desviación estándar por elemento <<1 % que permite garantizar la homogeneidad en la composición del

mineral. Los análisis seleccionados para este trabajo fueron aquellos con porcentaje en peso total de $100 \pm 1\%$ y cuya desviación estándar de la suma de cationes determinada para cada análisis fuera menor que ± 0.05

Para calcular la temperatura de las fases se utilizó el geotermómetro para dos piroxenos propuesto por Lindsley (1983), en cuya formulación la presión juega un efecto poco importante e incluso puede corregirse. Esto es importante para los condros, los cuales se formaron a presiones de 10^{-5} bar (Conolly y Love, 1998) y posteriormente muchos estuvieron sometidos a presiones de metamorfismo de 40 bar (Kessel *et al.*, 2004). Otra ventaja de utilizar el termómetro desarrollado por Lindsley (1983) es que los resultados teóricos han sido corroborados por mediciones directas en la naturaleza; por ejemplo en los derrames basálticos de la erupción de 1950-1951 del volcán Mihara-yama la temperatura máxima observada fue de 1125 °C, mientras que la temperatura de cristalización calculada con este termómetro fue de 1100 °C para augita y de 1150 °C para ortopiroxeno (Lindsley, 1983). En el caso de las condritas, dado que la enstatita cristaliza antes que la augita o pigeonita, se obtuvieron sólo valores de las temperaturas mínimas de cristalización, utilizando las posiciones del *solvi* en el campo de estabilidad para cada fase de acuerdo con Lindsley (1983) (p. ej., Folco y Mellini, 2000; Ferraris *et al.*, 2002). Las temperaturas se obtuvieron por medio del programa QUILF versión OS/2 para Windows-95 (Andersen *et al.*, 1998) y la presión utilizada para los cálculos fue de 40 bar (p. ej., Kessel *et al.*, 2004). El error estimado es de ± 50 °C e incluye el error intrínseco del termómetro y el error analítico. Las temperaturas fueron obtenidas para cada análisis y posteriormente se obtuvo el promedio y la desviación estándar para cada área. La ventaja de utilizar el programa QUILF es que sólo se proporcionan los datos químicos de los minerales y el programa hace los cálculos necesarios para la estimación de la temperatura, además de que proporciona una evaluación termodinámica en donde se puede observar la viabilidad de las reacciones estimando el cambio en la energía libre de Gibbs (ΔG) de la reacción, el cual debe ser de cero o cercano al cero. Con el fin de comparar los resultados obtenidos con el termómetro de Lindsley (1983) se calcularon las temperaturas del *solvus* de piroxeno rico en Ca de acuerdo con Kretz (1982), utilizando los mismos parámetros mencionados anteriormente.

El estudio minerográfico se realizó con un microscopio Leica DMLP con sistema de luz reflejada y una cámara digital Olympus DP20, con el fin de verificar las relaciones texturales entre la asociación sulfuro de Fe (troilita) y aleaciones Fe-Ni (Slater-Reynolds y McSween, 2005). Se describieron 30 límites entre estas fases. También se buscó la presencia de asociaciones de taenita+kamacita, las cuales son indicadoras de una tasa de enfriamiento posterior a un metamorfismo térmico relativamente rápido.

La espectrometría Raman se utilizó para identificar los polimorfos presentes del piroxeno pobre en Ca. Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Materiales

Tabla 1. Estequiometría mineral de los piroxenos obtenida a partir de los análisis por microsonda electrónica y presentada en forma de porcentaje molar de enstatita (En) y wollastonita (Wo) y temperaturas mínimas de formación calculadas con el geotermómetro de Lindsley (1983) y obtenidas mediante el programa QUILF. [#]= número de análisis promediados, (#)= desviación estándar de las temperaturas.

	Núcleos de enstatita			Bordes de enstatita			Texturas de desmezcla de piroxeno rico en Ca			Bordes de piroxeno rico en Ca						
	En	Wo	T (°C)	En	Wo	T (°C)	En	Wo	T (°C)	En	Wo	T (°C)				
Condros criptocrystalinos																
NM#2	NM#2-opx-c [3]	80.3	2.8	1051 (97)	NM#2-opx-a [3]	80.3	2.5	1016 (43)	NM#2-cpx-a [6]	51.4	44.0	933 (36)				
	NM#2-opx-e [6]	81.1	1.6	915 (10)	NM#2-opx-b [2]	80.3	2.5	1021 (35)	NM#2-cpx-b [3]	51.4	44.0	930 (20)				
					NM#2-opx-d [3]	80.8	2.0	969 (59)	NM#2-cpx-c [3]	51.6	44.1	927 (35)				
Condros radiales de piroxeno																
NM#5	NM#5-opx-c [2]	81.6	1.6	1281 (4)	NM#5-opx-a [3]	80.5	2.2	991 (50)	NM#5-cpx-a [3]	50.8	44.4	904 (11)	NM#5-cpx-b [4]	50.2	45.4	842 (22)
					NM#5-opx-b [2]	80.6	2.2	988 (71)	NM#5-pig-c [2]	75.5	9.4	1037 (16)				
NM#14	NM#14-opx-b [4]	81.6	1.5	1283 (2)	NM#14-opx-a [7]	81.1	2.3	998 (57)	NM#14-cpx-a [2]	49.6	44.7	869 (54)				
	NM#14-opx-c [4]	81.4	1.7	1281 (3)	NM#14-opx-e [3]	81.7	1.6	910 (5)	NM#14-pig-b [3]	69.8	17.7	1103 (23)				
	NM#14-opx-d [4]	81.5	1.6	1282 (2)	NM#14-opx-f [3]	80.7	2.5	980 (7)	NM#14-cpx-2	56.5	42.3	1065				
					NM#14-opx-g [4]	81.6	1.9	957 (67)								
					NM#14-opx-h [3]	81.2	2.0	962 (44)								
Condros porfídicos de piroxeno																
NM#21	NM#21-opx-c [3]	81.4	1.8	1280 (2)	NM#21-opx-a [6]	81.1	2.3	1002 (72)	NM#21-cpx-5	55.4	41.0	1087	NM#21-cpx-a [4]	49.5	44.3	884 (15)
	NM#21-opx-d [5]	81.6	1.6	1281 (2)	NM#21-opx-b [2]	81.0	2.5	1019 (28)				NM#21-cpx-z3 [5]	47.4	46.5	903 (45)	
	NM#21-opx-f [3]	81.5	1.5	1284 (4)	NM#21-opx-e [3]	81.6	1.8	947 (15)								
	NM#21-opx-h [2]	81.2	1.7	1283 (1)	NM#21-opx-g [3]	80.4	2.9	1093 (79)								
NM#148	NM#148-opx-b [3]	81.5	1.9	1277 (1)	NM#148-opx-a [8]	81.2	2.1	983	NM#148-cpx-30	59.2	32.4	1232	NM#148-cpx-0 [4]	49.4	45.5	823 (19)
					NM#148-opx-c [7]	81.2	1.9	956 (57)				NM#148-cpx-a [3]	49.6	45.6	817 (32)	
												NM#148-cpx-b [2]	49.9	44.6	877 (39)	

y Sensores del Centro de Ciencias Aplicadas y Desarrollo Tecnológico de la Universidad Nacional Autónoma de México. El equipo utilizado es un espectrómetro dispersivo Raman Almega XR equipado con un microscopio Olympus (BX51). Se usó un objetivo Olympus x50 (N.A. = 0.80), tanto para enfocar el láser en la muestra como para colectar la luz dispersada en una configuración retrodispersiva de 180°. La luz dispersada se detectó en una cámara CCD enfriada termoeléctricamente a -50 °C. El espectrómetro

usó una rejilla de 675 líneas/mm para resolver la radiación dispersada y un filtro notch para bloquear la luz Rayleigh. La apertura del monocromador se fijó en 25 µm. El tiempo de adquisición del espectro Raman varió entre 500 y 50 s en el rango de 200 a 4000 cm⁻¹ con una resolución de ~4 cm⁻¹. La fuente de excitación fue una radiación de 532 nm de un laser de Nd (YVO₄) y la potencia incidente en la muestra fue de ~10 mW. Los datos fueron procesados con el programa Origin 7.5, del cual se obtuvieron los valores de los picos

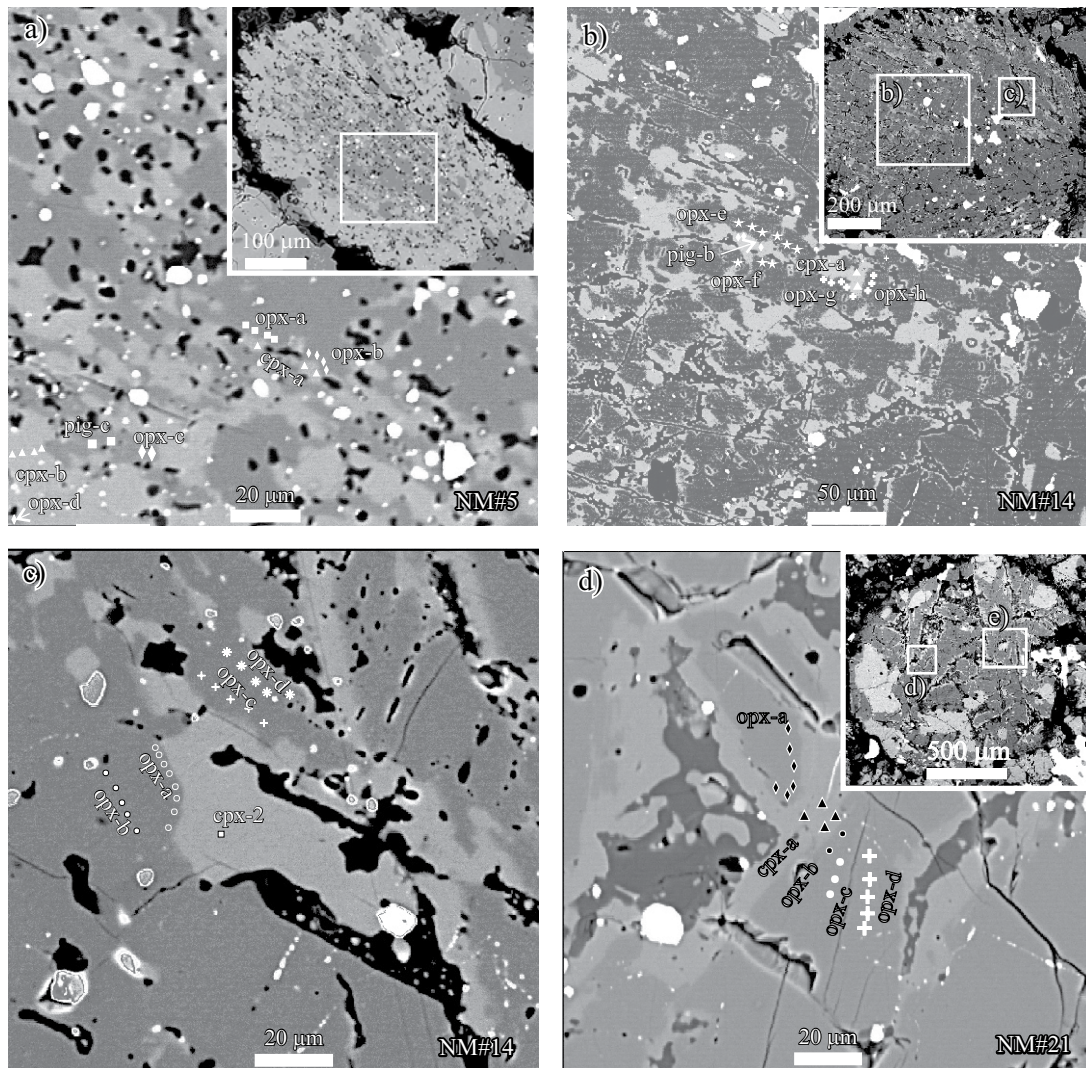


Figura 1. Imágenes de electrones retrodispersados de los condros ricos en piroxeno de la condrita Nuevo Mercurio. Se presentan diferentes tipos texturales: a) condro NM#5 con textura de transición entre criptocristalina y radial de piroxeno; b) y c) zona correspondiente a una parte central del condro radial de piroxeno NM#14; d) zona proveniente de fenocristales del condro porfídico de piroxeno NM#21. Los cuadrados, triángulos, rombos y círculos se refieren a los puntos analizados por microsonda electrónica. Las siglas opx, cpx o pig van seguidas por letras, las cuales se refieren a diferentes promedios de análisis del mineral. Los detalles de la composición química y temperatura se encuentran en la Tabla 1. opx=enstatita, cpx=piroxeno rico en Ca, pig=pigeonita. La imagen de los condros completos se muestra en los recuadros ubicados en las esquinas superior derecha.

máximos, que corresponden a las bandas características de clinoenstatita y ortoenstatitas las cuales se compararon con las publicadas por Ulmer y Stalder (2001).

Para detectar la presencia de plagioclasa sódica se usó un Difractómetro de Rayos X Rigaku Modelo Miniflex II con geometría Bragg-Bretano tipo θ -2 θ , perteneciente al Centro de Física Aplicada y Tecnología Avanzada de la Universidad Nacional Autónoma de México. Se analizaron 0.29 g de roca total, la cual se pulverizó y se montó en seco en un portamuestras de plástico. La muestra fue irradiada con un ánodo de Cu, operado a 30 kV y 15 mA, utilizando un filtro de Ni y un monocromador de grafito, una rendija divergente de 1° y una rendija de detector con un ancho de 0.1°. El rango 2 θ fue cubierto de 2–70° con una velocidad de barrido de 0.5 °/min. El programa utilizado para calcular

los datos fue el MDI Jade 5.0, con el cual las reflexiones observadas se compararon con los archivos PDF reportados por el *International Center for Diffraction Data* (ICDD).

RESULTADOS

Petrografía y química mineral

La clasificación textural de los tipos de condro fue realizada en un microscopio petrográfico de acuerdo con el esquema de Gooding y Keil (1981). Se seleccionaron aquellos condros ricos en enstatita, cuyos cristales presentaran bordes o inclusiones con birrefringencia más alta, la cual está relacionada con el piroxeno rico en Ca.

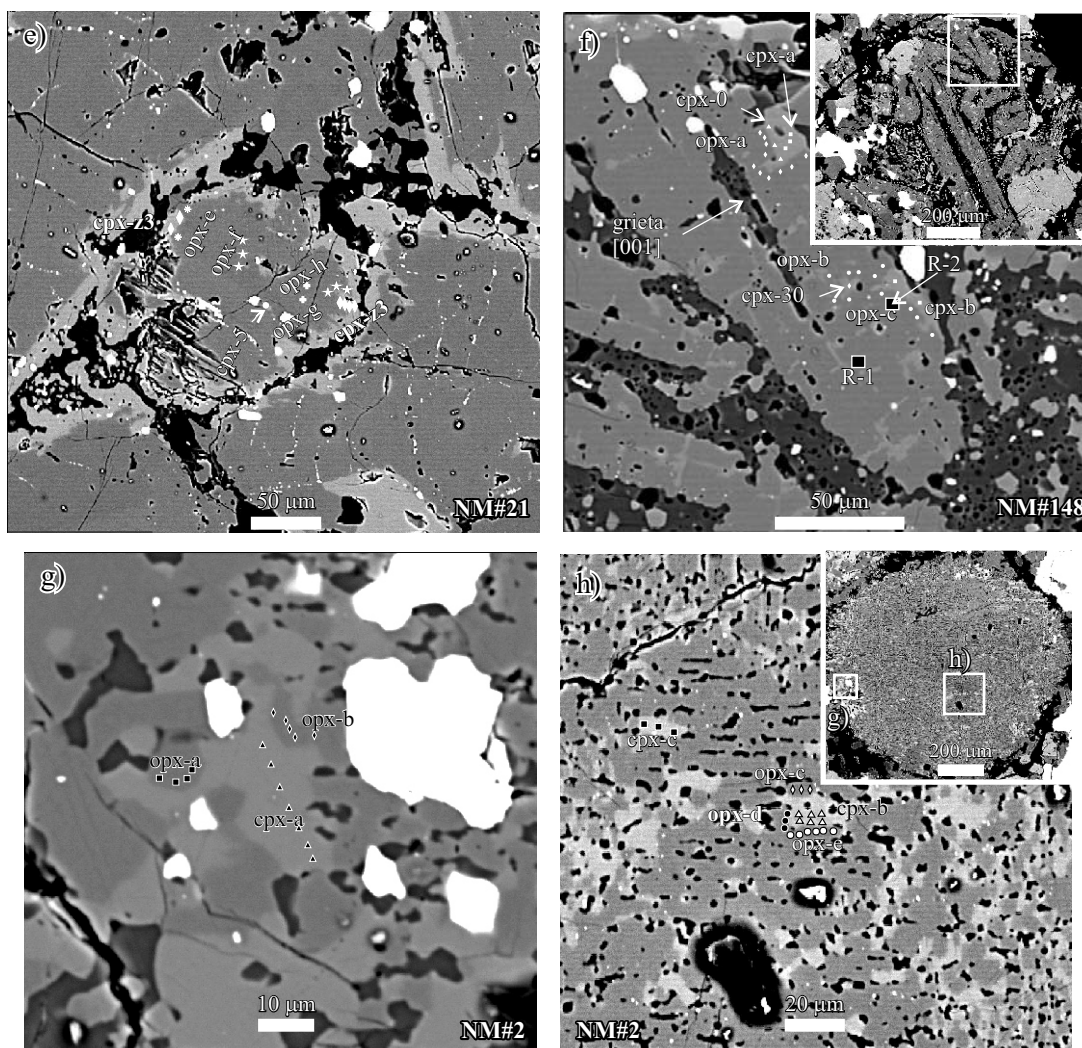


Figura 1 (continuación). Condros ricos en piroxeno de la condrita Nuevo Mercurio. Se presentan diferentes tipos texturales: e) Zona proveniente de fenocristales del condro porfídico de piroxeno NM#21 con textura poiquilítica; f) fenocristal poiquilítico del condro porfídico de piroxeno NM#148, las grietas de contracción se encuentran paralelas al eje [001], mientras que R-1 y R-2 se refieren a las zonas en donde se obtuvieron los espectros Raman de la Tabla 3; g) región correspondiente a la orilla del condro criptocristalino NM#2; h) región de la zona central del condro NM#2. Los cuadrados, triángulos, rombos y círculos se refieren a los puntos analizados por microsonda electrónica. Las siglas opx, cpx o pig van seguidas por letras, las cuales se refieren a diferentes promedios de análisis del mineral. Los detalles de la composición química y temperatura se encuentran en la Tabla 1. opx=enstatita, cpx=piroxeno rico en Ca, pig=pigeonita

Los análisis puntuales de piroxeno tanto rico como pobre en Ca en contacto se realizaron en regiones con exsoluciones y/o en bordes de piroxeno rico en Ca de tamaño adecuado. En la Tabla 1 se muestra la composición promedio para cada área. A continuación se describen las características petrográficas y se reporta la química mineral por grupo textural de condros.

Condros radiales de piroxeno

NM#5 es un condro de piroxeno con textura entre criptocristalina y radial (Figura 1a). Los cristales de enstatita tienden a estar en el centro del condro. Los granos de desmezcla e inclusiones dentro de los cristales de enstatita están constituidos por piroxeno rico en Ca. El borde del

condro está compuesto por diópsida y contiene láminas de enstatita.

La composición del piroxeno pobre en Ca en el núcleo del condro NM#5 (Tabla 1, Figura 1a) es de $En_{81.6}Wo_{1.6}$, mientras que hacia las orillas es de $En_{80.5-80.6}Wo_{2.2}$. Algunos cristales de enstatita tienen un borde de piroxeno rico en Ca ($En_{50.2}Wo_{45.4}$) y texturas de desmezcla con composición de $En_{50.8}Wo_{44.4}$. La composición de una lámina de pigeonita es de $En_{75.5}Wo_{9.4}$.

El condro NM#14 (Figuras 1b y 1c) presenta cristales de ortoenstatita, con 10–20 μm de ancho y 260–650 μm de largo, que contienen texturas de desmezcla de augita y pigeonita en láminas, inclusiones y granos anhedral de 5–30 μm . Los granos de troilita y aleaciones Fe-Ni se encuentran

principalmente en la mesostasis desvitrificada.

La composición química de los minerales de NM#14 es la siguiente (Tabla 1, Figuras 1b y c): $\text{En}_{81.4-81.6}\text{Wo}_{1.5-1.7}$ en los núcleos de los cristales de enstatita y $\text{En}_{80.7-81.6}\text{Wo}_{1.9-2.5}$ en las orillas de los mismos. El grano de desmezcla muestra una composición de $\text{En}_{56.5}\text{Wo}_{42.3}$ y la lámina de desmezcla de $\text{En}_{49.6}\text{Wo}_{44.7}$. Se encontró una lámina de pigeonita cuya composición es de $\text{En}_{69.8}\text{Wo}_{17.7}$.

Condros porfídicos de piroxeno

Los condros NM#21 (Figuras 1d y 1e) y NM#148 (Figura 1f) presentan fenocristales de piroxeno de euhedrales a subhedrales con un rango de tamaño de 15–840 μm . Estos cristales se encuentran embebidos en una mesostasis que se observa turbia con luz natural transmitida y con birrefringencia débil bajo luz polarizada transmitida, más no se percibe el tamaño de los cristales que causan la birrefringencia. Los fenocristales de ortoestatita predominan en estos tipos de condros; sin embargo, algunos cristales en NM#148 tienen estrías o maclas paralelas al plano 001, apenas perceptibles utilizando luz polarizada transmitida, así como grietas de contracción (001), que sugieren la presencia de clinostatita, la fase de temperatura alta (Figura 1f). En algunos casos, los piroxenos de ambos condros presentan texturas poiquilíticas, con oikocristales anhedral de olivino (1–200 μm). Los cristales de enstatita frecuentemente están rodeados por bordes de augita o diópsida de 5–24 μm de ancho; también se observan cristales anhedral de augita (3–8 μm) en la mesostasis. Los bordes de las grietas de contracción frecuentemente son de piroxeno rico en Ca. Las fases opacas presentes son troilita y aleaciones Fe-Ni, las cuales ocurren como inclusiones dentro de los cristales y en la mesostasis.

Los minerales del condro NM#21 poseen la siguiente composición (Tabla 1, Figuras 1d y 1e): $\text{En}_{81.2-81.6}\text{Wo}_{1.5-1.8}$ en los núcleos de los fenocristales de enstatita y $\text{En}_{80.4-81.6}\text{Wo}_{1.8-2.9}$ cerca de los bordes de los cristales. Los bordes de los fenocristales son de piroxeno rico en Ca ($\text{En}_{47.4-49.5}\text{Wo}_{44.3-46.5}$). La composición de una inclusión es de $\text{En}_{55.4}\text{Wo}_{41}$. Los oikocristales de olivino muestran una composición de $\text{Fa}_{18.8}$.

En el condro NM#148, la composición (Tabla 1, Figura 1f) de los núcleos de los fenocristales de enstatita es de $\text{En}_{81.5}\text{Wo}_{1.9}$, mientras que cerca de los bordes es de $\text{En}_{81.2}\text{Wo}_{1.9-2.1}$. Los fenocristales de enstatita están rodeados por bordes de piroxeno rico en Ca ($\text{En}_{49.4-49.9}\text{Wo}_{44.6-45.6}$), mientras que la composición de una inclusión es de $\text{En}_{59.2}\text{Wo}_{32.4}$. Un análisis de la mesostasis dio una composición de plagioclasa cuya estequiometría es $\text{Ab}_{83}\text{An}_{12}\text{Or}_5$.

Condros criptocristalinos

El condro NM#2 (Figura 1g y 1h) tiene cristales de ortoestatita (10–520 μm) con tres tipos de texturas de desmezcla con composición augítica (5–12 μm) y presenta una mesostasis intersticial birrefringente. Los granos de augita se concentran hacia los bordes del condro, mientras que las inclusiones y láminas se forman hacia el interior del condro;

en general estas texturas de desmezcla forman un patrón en cardumen o moteado sobre la enstatita. Los granos de troilita y Fe-Ni están presentes en la mesostasis.

La composición de los minerales (Tabla 1, Figuras 1g y 1h) es de $\text{En}_{80.3-81.1}\text{Wo}_{1.6-2.8}$ para los cristales de enstatita y de $\text{En}_{51.4-51.6}\text{Wo}_{44-44.1}$ para las texturas de desmezcla de augita.

Geotermometría

En los trabajos de Mercier (1976) y Lindsley y Andersen (1983) se reconoce que cada piroxeno de un par coexistente contiene información termométrica independiente y que la temperatura mínima puede ser estimada de una sola fase de piroxeno suponiendo la coexistencia de la pareja. Los resultados obtenidos para los condros de la condrita Nuevo Mercurio se muestran a continuación.

Condros radiales de piroxeno

En el centro del condro NM#5, la lámina de desmezcla de piroxeno rico en Ca dentro de los cristales de enstatita registró una temperatura de 904 °C, mientras que en el borde exterior del condro, compuesto por diópsida, la temperatura fue de 842 °C. Los núcleos de enstatita presentaron una temperatura mínima de 1281 °C y los bordes de los mismos de 988–991 °C. Una lámina de pigeonita dentro del borde exterior del condro, registra una temperatura de 1037 °C y la enstatita junto a ella da una temperatura de 1281 °C (Tabla 1, Figura 1a).

Para el condro NM#14, las temperaturas mínimas registradas en los núcleos de enstatita son de 1281–1283 °C y hacia los bordes de 910–998 °C. Las temperaturas mínimas para piroxenos ricos en Ca para una lámina de augita son de 869 °C y para un grano de augita de 1065 °C. La temperatura mínima para una lámina de pigeonita fue de 1103 °C (Tabla 1, Figuras 1b y c).

Condros porfídicos de piroxeno

Para el condro NM#21, el geotermómetro de Ca en enstatita registró una temperatura de 1280–1284 °C en los núcleos y de 947–1093 °C en los bordes. La temperatura para el piroxeno rico en Ca, que conforma los bordes de los cristales de enstatita, es de 884–903 °C. En el interior de los cristales de enstatita, la inclusión de augita registró una temperatura mínima de 1087 °C (Tabla 1, Figuras 1d y 1e).

En el condro NM#148, la temperatura del interior de un cristal de enstatita es de 1277 °C y hacia los bordes la temperatura osciló entre 956 y 983 °C. Los bordes de piroxeno rico en Ca reflejan temperaturas de 817–877 °C, mientras que la inclusión de augita registró una temperatura de 1232 °C (Tabla 1, Figura 1f).

Condros criptocristalinos

El geotermómetro de Ca en ortopiroxeno del condro NM#2 registró una temperatura mínima de cristalización en los núcleos de 915–1051 °C y hacia los bordes de 969–

1021 °C. Las texturas de desmezcla de augita registraron una temperatura de 927–933 °C (Tabla 1, Figuras 1g y 1h).

Temperaturas de solvus

Las temperaturas de *solvus* obtenidas según Kretz (1982) para piroxeno rico en Ca se muestran en la Tabla 2. En general, si suponemos que el régimen metamórfico no sobrepasó el punto eutéctico de la asociación FeNi-FeS de 988 °C, el promedio de temperaturas menores a este valor determinadas con el termómetro de Kretz (1982) es de 821 °C, mientras que el promedio de las temperaturas calculadas con el termómetro de Lindsley (1983) es de 883 °C.

Estudio minerográfico

Se encontraron algunos granos metálicos con zonamiento de taenita+kamacita (Figura 2a) similares a los utilizados por Taylor *et al.* (1987), quienes calcularon la tasa de enfriamiento para esta condrita.

Por otra parte, para comprobar si se alcanzó el punto eutéctico entre la asociación sulfuro de Fe (troilita) y aleaciones de Fe-Ni, se observaron 30 granos de estas asociaciones en la matriz y un grano en un condro. Todos los puntos muestran fronteras suaves y bien definidas entre las fases mencionadas, tal como se observa en la Figura 2b y no se encontraron glóbulos de troilita en una matriz de Fe-Ni o texturas plesíticas entre el sulfuro y la aleación de Fe-Ni, confirmando que dicho eutéctico no se alcanzó durante el metamorfismo.

Espectrometría Raman

Con el fin de detectar el tipo de polimorfo presente en algunos cristales del condro porfidico NM#148, se obtuvieron espectros Raman del centro y de la orilla de un mismo fenocristal (Figura 1f). Las bandas características del espectro Raman (Tabla 3) para la lectura del centro del cristal corresponde a clinoenstatita (370 y 430 cm^{-1}) y para la orilla del mismo fenocristal corresponde a ortoenstatita (358 cm^{-1}). Los valores de los minerales en la condrita Nuevo Mercurio son contrastados con valores de Ulmer y Stalder (2001) para su mejor identificación (Tabla 3). Esto indica que el hábito de fenocristal encierra actualmente dos de los polimorfos de la enstatita, en donde predomina al centro el polimorfo monoclinico y a las orillas el polimorfo de inversión que es la ortoenstatita.

Difracción de rayos X

En este trabajo, por medio de la difracción de rayos X de polvo, se reporta la presencia de plagioclasa desordenada de tipo sódico. En la Tabla 4 se observan los valores de 2θ y las distancias interplanares para el feldespato en la

condrita Nuevo Mercurio respecto a valores reportados en el documento PDF 10-339 del ICDD. También se identificaron los minerales reportados anteriormente por Fredrikson *et al.* (1979), tales como el olivino, enstatita y kamacita.

INTERPRETACIÓN

En este apartado se reconstruye la historia térmica de los condros, englobando los resultados de todas las técnicas aplicadas.

La historia térmica para los condros radiales es la siguiente: Algunos de los núcleos de fenocristales de enstatita presentan temperaturas de cristalización mínimas de 1281 °C; ésto, aunado a la presencia de grietas de contracción y algunos vestigios de estriaciones, indican que cuando estos condros se formaron alcanzaron el campo de cristali-

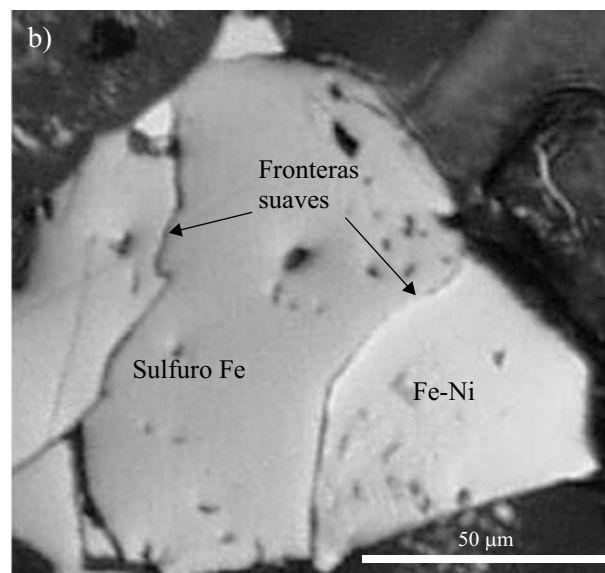
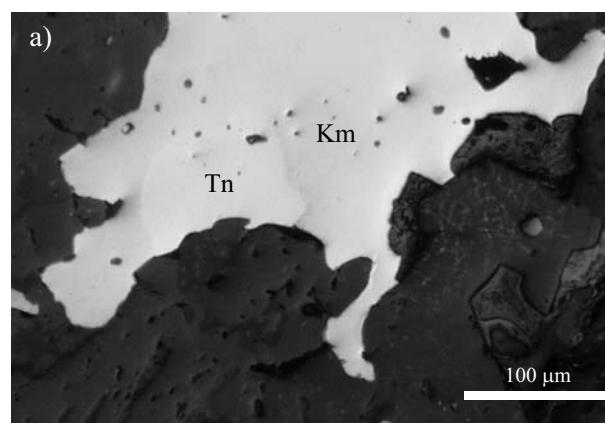


Figura 2. a) Partícula con zonamiento de kamacita + taenita, cuya tasa de enfriamiento postmetamórfico calculada por Taylor *et al.* (1987) es de 15 °C/Ma. b) Límite suave entre sulfuro de Fe y aleaciones de Fe-Ni que sugiere que no se alcanzó el punto de fusión eutéctico. Fotografías tomadas bajo luz natural reflejada.

Tabla 2. Estequiometría mineral de los clinopiroxenos obtenida a partir de los análisis por microsonda y presentada en forma de porcentaje molar de enstatita (En) y wollastonita (Wo) y temperaturas mínimas de formación obtenidas mediante el programa QUILF (Lindsley, 1983) y el termómetro de Kretz (1982). [#]= número de análisis promediados, (#)= desviación estándar.

Texturas de desmezcla de piroxeno rico en Ca	En	Wo	Lindsley T (°C)	Kretz T (°C)	Bordes de piroxeno rico en Ca	En	Wo	Lindsley T (°C)	Kretz T (°C)
NM#2-cpx-a	51.4	44.0	933	872					
NM#2-cpx-b	51.4	44.0	930	855					
NM#2-cpx-c	51.6	44.1	927	886					
NM#5-cpx-a	50.8	44.4	904	924	NM#5-cpx-b	50.2	45.4	842	799
NM#5-pig-c	75.5	9.4	1037						
NM#14-cpx-a	49.6	44.7	869	769					
NM#14-pig-b	69.8	17.7	1103						
NM#14-cpx-2	56.5	42.3	1065	995					
NM#21-cpx-5	55.4	41.0	1087	1062	NM#21-cpx-a	49.5	44.3	884	766
					NM#21-cpx-z3	47.4	46.5	903	801
NM#148-cpx-30	59.2	32.4	1232	1291	NM#148-cpx-0	49.4	45.5	823	785
					NM#148-cpx-a	49.6	45.6	817	784
					NM#148-cpx-b	49.9	44.6	877	787
Promedio de temperaturas <988 °C [39]			883 (42)	821 (54)					

zación de la protoenstatita (1200–1300 °C; Folco y Mellini, 2000). Posteriormente siguió la cristalización de láminas de pigeonita, cuya temperatura se registró entre 1037 y 1103 °C y de un grano de augita con contenido intermedio de Ca ($En_{56.5}Wo_{42.3}$) cristalizada a 1065 °C. Cerca de los bordes de los cristales de enstatita, la temperatura de cierre se calculó entre 957 °C y 998 °C. El borde que rodea los fenocristales de enstatita es de diópsida, cuya temperatura mínima de cristalización de 842 °C. Dos láminas de augita alta en Ca ($En_{49.6-50.8}Wo_{44.4-44.7}$) tienen temperaturas de 869 °C y 904 °C, respectivamente. La forma y tamaño de estas láminas de augita rica en Ca y las de pigeonita son muy similares. Binns (1970) menciona que la pigeonita y la augita baja en Ca en condritas sin equilibrio ocurren como microlitos y bordes alrededor de fenocristales de enstatita; dicha pigeonita se desmezcla constantemente en estado subsólido entre 1050 y 650 °C, dando como producto sigmoides nanométricos de diópsida birrefringente en cristales huésped de enstatita (Ferraris *et al.*, 2002). En el caso de la condrita Nuevo Mercurio, las temperaturas obtenidas en texturas similares sugieren que fueron el resultado de la desmezcla de pigeonita, además de que el tamaño de estas texturas es micrométrico y no nanométrico.

Por otra parte, la historia térmica de los condros porfídicos de piroxeno es la siguiente: En el caso del condro NM#148, los fenocristales de enstatita presentan grietas de contracción y estrías paralelas al eje 001 (Figura 1f). Por medio de espectroscopía Raman se detectó en uno de estos fenocristales la presencia de clinoenstatita en el núcleo del cristal (Figura 1f y Tabla 3) y en esta misma área la temperatura mínima de cristalización calculada fue de 1277 °C, lo que sugiere que la fusión del condro por lo menos

alcanzó las condiciones de formación de la protoenstatita y se invirtió durante el enfriamiento del condro al polimorfo monoclinico de la enstatita (Tabla 3). Los núcleos de enstatita del condro NM#21 presentan temperaturas entre 1280 y 1284 °C. Sin embargo, cabe mencionar que estos condros porfídicos son poiquilíticos con oikocristales de olivino, los cuales pueden registrar temperaturas hasta de 1400–1500 °C (Folco y Mellini, 2000). Para los dos condros, las temperaturas registradas cerca de los bordes de los cristales de enstatita oscilan entre 947 y 1093 °C. El espectro Raman de las orillas de los fenocristales de enstatita indica que están constituidas por el polimorfo ortorrómbico (Figuras 1f y Tabla 3). Por otra parte, en ambos condros porfídicos, las inclusiones de augita dentro de los núcleos de los fenocristales de enstatita son más pequeñas que las de los condros radiales, que tienen un contenido de Ca de bajo a intermedio ($En_{55.4-59.2}Wo_{32.4-41.0}$) y representan temperaturas entre 1087 y 1232 °C. Los bordes de piroxeno rico en Ca ($En_{47.4-49.5}Wo_{44.3-46.5}$) de los fenocristales de enstatita tienen temperaturas mínimas de cierre entre 817 y 903 °C.

Finalmente, las temperaturas obtenidas de los cristales de enstatita del condro criptocristalino NM#2 fueron de 915–1051 °C, mientras que el rango para las texturas de desmezcla de forma irregular de augita fue de 927–933 °C.

El rango de diferencias entre las temperaturas mínimas de cristalización de clinopiroxeno obtenidas con el termómetro de Lindsley (1983) y las de *solvus* de Kretz (1982) es de 20–118 °C, con un promedio de temperatura de metamorfismo de 883 °C para el primero y de 821 °C para el segundo (Tabla 2). Lindsley y Andersen (1983) mencionan que las temperaturas que obtienen de sus cálculos son 50 °C más altas que las obtenidas mediante el

Tabla 3. Modos vibracionales activos Raman de piroxeno pobre en Ca de la condrita Nuevo Mercurio. Las bandas de ~ 370 y 430 cm^{-1} sólo ocurren en el patrón de la clinoenstatita (cEn). Los datos marcados con (*) fueron tomados de Ulmer y Stalder (2001) con fines de comparación. oEn: orto-enstatita. ν = modos vibracionales; los valores resaltados en negritas se refieren a los modos vibracionales característicos para cada polimorfo.

	NM1#148- cEn-1606	cEn (*)	NM1#148- oEn-1607	OEn (*)
ν_1		134.5		134.1
ν_2	164.1	153.4	164.1	152.7
ν_3	175.7	178.8		178.8
ν_4	183.4	192.4	195	191.9
ν_5	200.7	200.2	204.6	200.1
ν_6	231.6	232.4	231.6	235
ν_{6c}	252.8	242.3		
ν_7	266.3	275.3	260.5	274.4
ν_8	302.9	298.4		298.5
ν_9		321.2		319.9
ν_{10}	333.8	339.9	333.8	340.7
ν_{11}			358.9	356
ν_{11c}	370.4	367		
ν_{12}	385.9	383.5	380.1	379.8
ν_{13}	399.4	399.3	405.2	398.5
ν_{14}	420.6	415.3	414.8	416.1
ν_{14c}	430.2	428.6		
ν_{15}	449.5	449.7	451.4	441.7
ν_{16}	526.6	523.1	530.5	523
ν_{17}	536.3	540.7	542.1	538.3
ν_{18}		553		549.5
ν_{18c}	571	578.5	571	
	590.3		590.3	
ν_{19}		662	655.9	661.5
ν_{20}	675.1	685.3	675.1	683.4
ν_{21}	748.4	751.6	748.4	749.3
ν_{22}	815.9	822.9	812.1	823.3
ν_{23}	848.7	853.2	854.5	855
ν_{24}	925.8	929		929.2
ν_{25}	1006.8	1010.1	1004.9	1010.3
ν_{26}		1029.1	1039.6	1030.2

termómetro de Kretz (1982), lo que comprueba la validez de las estimaciones para la condrita Nuevo Mercurio. Sin embargo, en este trabajo se seguirá dando más importancia a los resultados obtenidos mediante el método de Lindsley con el objeto de poder compararlos con los resultados de Ferraris *et al.* (2002).

Cada grupo textural de condros se formó en regiones en las cuales las condiciones de fusión y tasas de enfriamiento fueron diferentes; sin embargo, al agregarse a un cuerpo parental en donde tuvieron lugar eventos de calentamiento (o enfriamiento), los minerales de los condros registraron esas condiciones de temperaturas comunes. Otra prueba de este metamorfismo común es la presencia de plagioclasa desordenada de tipo sódico $\text{Ab}_{83}\text{An}_{12}\text{Or}_5$, detectada con el estudio de difracción de rayos X, ya que con el microscopio petrográfico la mesostasis se observaba birrefringente pero no se observaron cristales. Estas características químicas y

la interpretación del análisis por difracción de rayos X son similares a lo reportado por Van Schmus y Ribbe (1968) para la plagioclasa sódica, la cual es el resultado de la cristalización del vidrio presente en todos los condros por efectos del metamorfismo (Tabla 4). Sin embargo, esas temperaturas comunes no sobrepasaron la temperatura del punto eutéctico de $988 \text{ }^\circ\text{C}$ de la asociación sulfuro de hierro y aleaciones de Fe-Ni (Kullerud, 1963), ya que el límite entre estos minerales es suave y no hay presencia de texturas plessíticas, que es lo que se esperaría si la temperatura del metamorfismo sobrepasara el valor del eutéctico (Slater-Reynolds y McSween, 2005).

Al graficar las temperaturas de piroxenos ricos y pobres en Ca en histogramas de frecuencia (Figura 3, Tabla 1), los datos se agrupan en los siguientes tres grupos:

a) El grupo de temperatura alta referente a cristalización de los condros ($1277\text{--}1284 \text{ }^\circ\text{C}$), los cuales provienen de los núcleos de fenocristales de enstatita relacionados con texturas de desmezcla de augita baja en Ca ($\text{En}_{59.2}\text{Wo}_{32.4}$) (ejemplo lámina NM# 148-cpx-30 en Figura 1f).

b) El rango de temperatura intermedia ($998\text{--}1103 \text{ }^\circ\text{C}$) en el que los datos proceden de algunos bordes de enstatita y de las exsoluciones de pigeonita y augita intermedia ($\text{En}_{55.4\text{--}56.5}\text{Wo}_{41\text{--}42.3}$) en Ca. Este grupo representa la evolución del piroxeno en el estado subsólido durante el enfriamiento primario de los condros.

c) Finalmente el grupo de temperatura baja ($817\text{--}988 \text{ }^\circ\text{C}$) relacionado a los bordes de piroxeno rico en Ca y las orillas de los cristales de enstatita en contacto con los mismos y láminas de piroxeno rico en calcio y que se interpretan como el resultado de la acción del metamorfismo térmico ocurrido en el cuerpo parental. Algunas de las temperaturas mínimas de cristalización de enstatita pueden ser un poco altas y se pudieran traslapar algunas temperaturas resultantes del enfriamiento de los condros con las del metamorfismo térmico, es por ello que el subgrupo formado solamente por las temperaturas de cristalización del piroxeno rico en Ca, que va de 817 a $933 \text{ }^\circ\text{C}$, sea el más representativo del metamorfismo térmico.

DISCUSIÓN

La historia térmica de los condros estudiados en la condrita Nuevo Mercurio se puede simplificar a partir de la interpretación de los tres grupos descritos en la sección anterior y dividirse en dos etapas térmicas: la etapa térmica debida a la formación y enfriamiento de los condros y la etapa térmica debida al metamorfismo (Figura 4).

Formación y enfriamiento de los condros

En la condrita Nuevo Mercurio, los cristales de enstatita de los condros radiales y de los condros porfidicos cristalizaron tempranamente como protoenstatita con una

Tabla 4. Resultados de la difracción de rayos X de feldespato. Los resultados presentados en letra negra son los datos experimentales de la muestra de la condrita Nuevo Mercurio (NM) y los presentados en letra normal corresponden a los datos reportados en la tarjeta PDF 10-339 del *International Center for Diffraction Data* (ICDD) correspondiente a una albita alta o desordenada.

(hkl)	2θ NM	2θ 10-339	d (Å) NM	d (Å) 10-339	I % NM	I % 10-339
(020)	13.765	13.78	6.428	6.421	8	5
(-201)	21.983	22	4.040	4.037	16	24
(-130)	23.694	23.682	3.752	3.754	30.	14
(130)	24.441	24.4	3.639	3.645	12	9
(040)	27.760	27.782	3.211	3.209	30	62
(002)	28.072	28.08	3.176	3.175	100	100
(1-31)	29.594	29.565	3.016	3.019	8	17
(0-41)	30.272	30.28	2.950	2.949	10	37
(131)	31.589	31.6	2.830	2.829	12	19
(-132)	33.744	33.72	2.654	2.656	4	17
(-133)	45.497	45.54	1.992	1.990	2	29

inversión posterior a arreglos de clino y/o ortoestatita (Ferraris *et al.*, 2002), cuyos valores de temperatura de cristalización mínima calculados en este trabajo son entre 1277 y 1284 °C. Esto es consistente con la formación de texturas de desmezcla de pigeonita y augita dentro de los núcleos de los cristales de enstatita (Figuras 3 y 4), la cual ocurre a temperaturas de 1037 °C a ~1230 °C. Por otra parte, las enstatitas muestran otros dos rangos de temperatura menores, el de 998–1093 °C y el de 915–988 °C, lo que indica que al momento de formarse, los condros se enfriaron en todo el rango desde 1280 °C hasta 915 °C o tal vez hasta 600 °C, como sugiere el trabajo de Ferraris *et al.* (2002); sin embargo, en la condrita Nuevo Mercurio no se encontraron evidencias de temperaturas más bajas que 600 °C.

Metamorfismo térmico

El grupo de temperatura baja (817–933 °C) se refiere a puntos procedentes de todos los bordes y texturas de desmezcla de augita rica en Ca y diópsida con composición $En_{-49}Wo_{-44}$. (Figuras 3 y 4). Los trabajos de Binns (1970) y de Huss *et al.* (2006) sugieren que el mineral índice que registra mejor las temperaturas pico del metamorfismo térmico es el piroxeno rico en Ca, por lo que el rango de temperatura de metamorfismo de la condrita Nuevo Mercurio se encuentra entre 817 y 933 °C

Con los análisis difracción de rayos X se comprobó la presencia de plagioclasa de tipo sódico, la cual resulta de la recrystalización de la mesostasis vítrea que se transforma

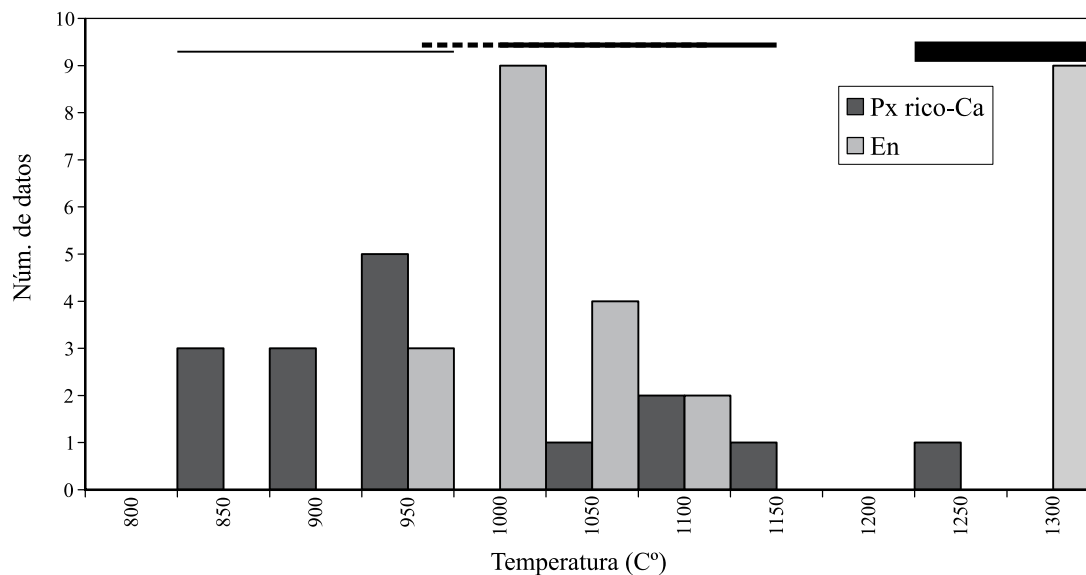


Figura 3. Histograma de frecuencias de temperaturas obtenidas para piroxeno rico en Ca (Px rico-Ca) y pobre en Ca (En). Los datos se agrupan en tres familias de temperaturas, en donde las temperaturas menores que 1000 °C se consideran temperaturas de metamorfismo en cuerpo parental (línea horizontal delgada) y los otros dos grupos corresponden a temperaturas de formación de condros y evolución en estado subsólido (líneas horizontales de espesor grueso e intermedio, respectivamente). Es posible que algunas temperaturas de enstatita en el rango de 950 a 1000 °C sean heredadas del evento de formación, debido a lo cual se translanan las líneas.

por completo las temperaturas del régimen ígneo anterior de temperatura alta. Otro dato derivado de la metalografía de las aleaciones de Fe-Ni de la condrita Nuevo Mercurio realizado por Taylor *et al.* (1987) propone que la tasa de enfriamiento fue de 15 °C/Ma. Reisener y Goldstein (2003) retoman este dato y el de otras condritas ordinarias y plantean que las partículas con zoneamientos de taenita + kamacita (Figura 2a) y partículas plessíticas sin zoneamiento se formaron durante el enfriamiento después del pico de metamorfismo térmico, y que la presencia de estas texturas no concuerda con las teorías de acreción caliente y autometamorfismo, formación de brechas posteriores al metamorfismo o procesos de impacto.

Por otra parte, es importante mencionar que el rango de temperaturas metamórficas propuesto para la condrita Nuevo Mercurio (817–933 °C) es muy similar al de las temperaturas obtenidas en condritas ordinarias de tipo 6, las cuales son de 800–950 °C (McSween y Patchen, 1989). Dodd (1981) compiló datos de temperaturas de metamorfismo de trabajos diferentes realizados hasta esa fecha, y propuso que el rango de temperaturas metamórficas para condritas ordinarias tipo 5 es de 700–750 °C y de 750–950 °C para las tipo 6; es decir, que la temperatura habría aumentado con el tipo textural. Sin embargo, Huss *et al.* (2006) sugieren que hay evidencia de que los tipos 4 y 5 alcanzaron temperaturas similares a las del tipo 6, pero con un enfriamiento más rápido. Las tasas de enfriamiento obtenidas a partir de la metalografía de condritas H5 fluctúan entre 10 y 20 °C/Ma, y para las H6 son de 10 °C/Ma (Reisener y Goldstein, 2003), por lo que la tasa de enfriamiento en la condrita Nuevo Mercurio de 15 °C/Ma, obtenida por Taylor *et al.* (1987), fue comparativamente rápida, pero consistente con su clasificación H5.

CONCLUSIONES

Por medio de las texturas y química mineral de los diferentes condros en la condrita Nuevo Mercurio, se definieron dos etapas en la evolución térmica (Figura 4a y 4b):

1) Formación de condros a partir de un estado fundido o semifundido y evolución en el estado subsólido, lo cual ocurre dentro de un rango de temperatura entre 1280 y 915 °C. Las temperaturas más altas son calculadas en los núcleos de los fenocristales de enstatita, en donde se detectó el polimorfo clinoenstatita, mientras que las temperaturas más bajas se detectan hacia los bordes de estos fenocristales de enstatita en donde el polimorfo presente es ortoestatita. Esto pudo haber ocurrido en el ambiente del disco protoestelar antes de la formación de los planetesimales.

2) Equilibrio metamórfico. El rango de temperaturas calculado para los piroxenos ricos en Ca se encuentra entre 817 y 933 °C, el cual quedó registrado en los bordes de piroxeno rico en Ca y algunas texturas de desmezcla tales como las láminas ($\text{En}_{49}\text{Wo}_{44}$); lo anterior significa que la evolución de estas texturas se dio dentro de un cuerpo

parental relativamente grande.

El hecho de que los rangos de temperatura de la enstatita muestren una evolución constante de 1280 °C a 915 °C, y que los piroxenos ricos en Ca muestren un rango limitado de 817–933 °C, sugiere que el pico de metamorfismo no alcanzó a borrar por completo las temperaturas altas de formación de condros, indicando que el metamorfismo fue un proceso progrado.

La evidencia textural procedente de las asociaciones Fe-Ni y sulfuros con contornos suaves entre sí indica que el pico de metamorfismo no sobrepasó el punto eutéctico de estas fases, el cual está en 988 °C (Kullerud, 1963).

El rango de temperaturas es casi igual al propuesto para las condritas H6; sin embargo, la presencia de plagioclasa secundaria detectada por difracción de rayos X y no por medios ópticos sugieren que el tipo petrológico de la condrita Nuevo Mercurio es 5, aunque con una tasa de enfriamiento relativamente rápida propuesta por Taylor *et al.* (1987) de 15 °C/Ma.

La presencia de partículas con zoneamiento de taenita + kamacita indica que éstas se formaron durante el enfriamiento después del pico de metamorfismo térmico, y que la presencia de estas texturas no concuerda con las teorías de acreción caliente y autometamorfismo, formación de brechas posteriores al metamorfismo, o procesos de choque (Reisener y Goldstein 2003).

El ancho de las láminas de desmezcla es micrométrico, lo cual justifica el uso de la microsonda electrónica para su análisis. Además, estos tamaños reflejan en cierta forma que el tiempo para alcanzar el equilibrio es tan importante como la duración del pico de temperatura dentro del régimen de metamorfismo térmico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por CONACYT (Proyecto 43227 del Programa de Ciencia Básica y beca doctoral 177354). Agradecemos a los técnicos académicos Diego Aparicio Aparicio y Consuelo Macías Romo adscritos al Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México por su apoyo en etapas diversas del trabajo petrográfico y analítico. Celebramos la labor realizada por el comité organizador del coloquio Origen y Estructura del Sistema Solar: M.C. Daniel Flores Gutiérrez, Dr. Héctor Durand Manterola y Dra. Susana Alaniz Álvarez. Damos gracias a los árbitros que ayudaron considerablemente a mejorar la calidad del artículo. Externamos nuestro agradecimiento al Dr. Hugo Delgado Granados por facilitarnos el acceso a la microsonda. Nuestro reconocimiento al Dr. Gustavo Tolson Jones, director del Instituto de Geología por el apoyo otorgado al Seminario Mexicano de Meteorítica y por la beca otorgada para finalizar este artículo. Damos gracias al Dr. José Manuel Saniger Blesa, responsable del laboratorio de Materiales y Sensores y director del Centro de Ciencias Aplicadas y Desarrollo Tecnológico de la

Universidad Nacional Autónoma de México por permitirnos el acceso al espectrómetro Raman. Finalmente agradecemos al Dr. Eric Rivera, al Dr. Víctor Castaño y a la Dra. Beatriz Millán del Centro de Física Aplicada y Tecnología Avanzada de la Universidad Nacional Autónoma de México por el uso del equipo de difracción de rayos X.

REFERENCIAS

- Amelin, Y., Krot, A.N., Hutcheon, I.D., Ulyanov, A.A., 2002, Lead isotopic ages of chondrules and calcium-aluminium-rich inclusions: *Science*, 297(5587), 1678-1683.
- Andersen, D., Lindsley, D. H., Davidson, P. M., 1998, QUILF for Windows 95: A program to assess equilibria among Fe-Mg-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: *Computer and Geosciences*, 19(9), 1333-1350.
- Ashworth, J.R., Mallison, L.G., Hutchison, R., Biggar, G.M., 1984, Chondrite thermal histories constrained by experimental annealing of Quenggouk orthopyroxene: *Nature*, 308(15), 259-261.
- Binns, R.A., 1970, Pyroxenes from non-carbonaceous chondritic meteorites: *Mineralogical Magazine*, 37(290), 649-669.
- Brearley, A.J., Jones, R.H., 1993, Chondrite thermal histories from low-Ca pyroxene microstructure: Autometamorphism vs. prograde metamorphism revisited (resumen), *en* Lunar and Planetary Institute, 24 Lunar and Planetary Science Conference, Houston, Texas, EUA, 24 (parte 1: A-F), 185-186.
- Conolly, H.C., Love, S.G., 1998, The formation of chondrules: Petrologic tests of the Shock Wave Model: *Science* 280 (5360), 62-67.
- Dodd, R. T., 1981, *Meteorites: A petrologic-chemical synthesis*: New York, Cambridge University Press, 368 pp.
- Ferraris, C., Folco, L., Mellini, M., 2002, Chondrule thermal history from unequilibrated H chondrites: A transmission and analytical electron microscopy study: *Meteoritics and Planetary Science* 37(10), 1299-1321.
- Folco, L., Mellini, M., 2000, Enstatite chemical composition and microstructures in the La Villa H4 chondrite: *Meteoritics and Planetary Science*, 35(4), 733-742.
- Fredriksson, K., Treviño, R., Montemayor, F., King, E.A., Sánchez-Rubio, G., 1979, The Nuevo Mercurio, México, Chondrite: *Meteoritics*, 14(12), 400.
- Gooding, J.L., Keil, K., 1981, Relative abundances of chondrule primary textural types in ordinary chondrites and their bearing on conditions of chondrule formation: *Meteoritics*, 16, 17-43.
- Göpel, C., Manhès, G., Allègre, C.J., 1994, U-Pb systematics of phosphates from equilibrated ordinary chondrites: *Earth and Planetary Science Letters*, 121(1-2), 153-171.
- Haack, H., Taylor, G.J., Scott, E.R., Keil, K., 1992, Thermal history of chondrites: Hot accretion vs. metamorphic reheating: *Geophysical Research Letters*, 19(22), 2235-2238.
- Hewins, R.H., 1996, Chondrules and the protoplanetary disk: An overview, *en* Hewins, R.H., Jones, R.H., Scott, E.R.D. (eds.), *Chondrules and The Protoplanetary Disk*: Cambridge, U.K., Cambridge University Press, 3-9.
- Hewins, R.H., 1997, Chondrules: *Annual Reviews in Earth and Planetary Science*, 25, 61-83.
- Huss, G.R., Rubin, A., Grossman, J.N., 2006, Thermal metamorphism in Chondrites, *en* Lauretta, D.S., Richard, P., Binzel, R.P. (eds), *Meteorites and the Early Solar System*: Tucson, Arizona, The University of Arizona Press, 567-586.
- Hutchison, R., Bevan, A.W.R., Agrell, S.O., Ashworth, J.R., 1980, Thermal history of the H-group chondritic meteorites: *Nature*, 287, 787-790.
- Kessel, R., Beckett, J.R., Huss, G.R., Stolper, E.M., 2004, The activity of chromite in multicomponents spinels: Implications for T-fO₂ conditions of equilibrated H chondrites: *Meteoritics and Planetary Science*, 39(8), 1287-1305.
- Kretz, R., 1982, Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 411-421.
- Kullerud, G., 1963, The Fe-Ni-S system: *Carnegie Institute of Washington Year Book* 61, 175-189.
- Lindsley, D.H., 1983, Pyroxene thermometry: *American Mineralogist*, 68(5-6), 477-493.
- Lindsley, D.H., Andersen, D.J., 1983, A two-pyroxene thermometer: *Proceedings of the thirteenth Lunar and Planetary Conference*, part 2: *Journal of Geophysical Research* 88 (supplement), A887-A906.
- McSween, H.Y., Patchen, A.D., 1989, Pyroxene thermobarometry in LL group chondrites and implications for parent body metamorphism: *Meteoritics*, 24(12), 219-226.
- Mercier, J.C.C., 1976, Single-pyroxene geothermometry and geobarometry: *American Mineralogist*, 61(7-8), 603-615.
- Reisener, R.J., Goldstein, J.I., 2003, Ordinary chondrite metallography: Part 2. Formation of zoned and unzoned metal particles in relatively unshocked H, L, and LL chondrites: *Meteoritics and Planetary Science*, 38(11), 1679-1696.
- Rubin, A.E., 2000, Petrologic, geochemical and experimental constraints on models of chondrules formation: *Earth Science Review*, 50(1-2), 3-27.
- Sánchez-Rubio, G., Rubinovich-Kogan, R., Lozano-Santa Cruz, R., Medina-Malagón, S., Flores-Gutiérrez, D., 2001, Las Meteoritas de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Instituto de Geofísica e Instituto de Astronomía, 85 pp.
- Slater-Reynolds, V., McSween, H.Y., Jr., 2005, Peak metamorphic temperatures in type 6 ordinary chondrites: An evaluation of pyroxene and plagioclase geothermometry: *Meteoritics and Planetary Science*, 4 (5), 745-754.
- Stöffler, D., 2001, Shock classification of ordinary chondrites: Manual for the determination of shock stages with descriptions of thin sections of select samples (en línea): *Museum für Naturkunde, Humboldt-University of Berlin*, <[www.naturkundemuseum-berlin.de/min/forsch/Schockklassifikation/Stoeffler/Final Version/title.htm](http://www.naturkundemuseum-berlin.de/min/forsch/Schockklassifikation/Stoeffler/Final%20Version/title.htm)>, consulta: 1 de noviembre de 2003.
- Taylor, G. J., Maggiore, P.L., Scott, E.R.D., Rubin, A.E., Keil, K., 1987, Original structures and fragmentation and reassembly histories of asteroids: Evidence from meteorites: *Icarus*, 69(1), 1-13.
- Ulmer, P., Stalder, R., 2001, The Mg(Fe)SiO₃ orthoenstatite-clinoenstatite transitions at high pressures and temperatures determined by Raman-spectroscopy on quenched samples: *American Mineralogist*, 86, 1267-1274.
- Van Schmus, W.R., Ribbe, P.H., 1968, The composition and structural state of feldspar from chondritic meteorites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32, 1327-1342.
- Van Schmus, W.R., Wood, J.A., 1967, A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(5), 747-765.

Manuscrito recibido: Noviembre 14, 2007

Manuscrito corregido recibido: Mayo 16, 2008

Manuscrito aceptado: Noviembre 23, 2009