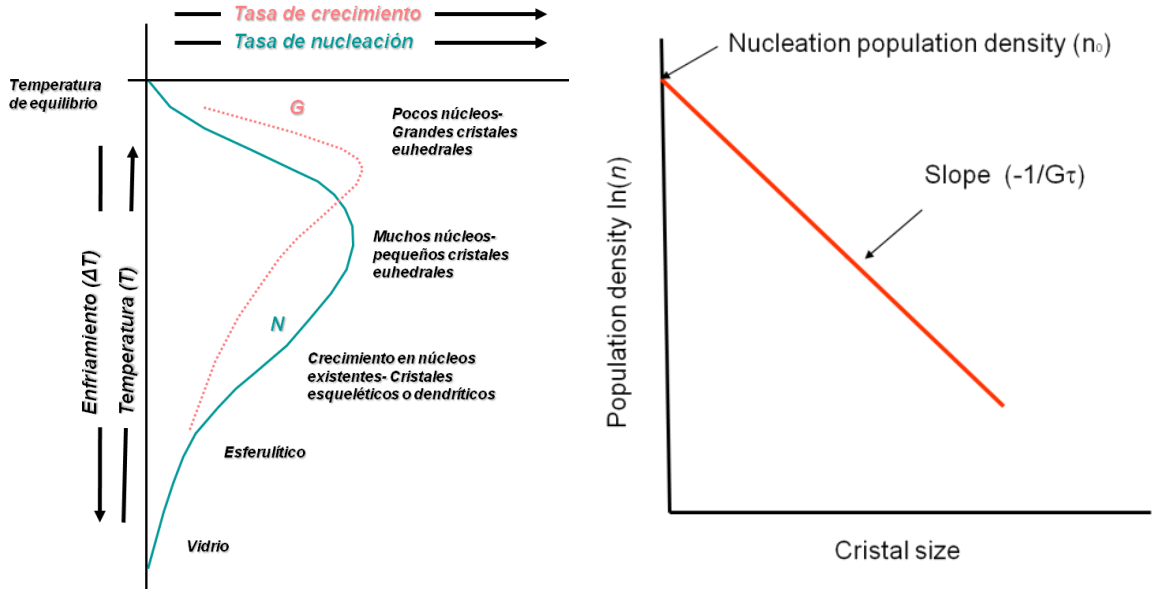
5. Análisis Mineralógicos

5.1 Análisis Cuantitativo de Distribución de Tamaño de Cristales (CSD)

El análisis de distribución de tamaño de cristales (CSD) es un análisis complementario que en conjunto con análisis petrográficos y geoquímicos ayuda a revelar los procesos magmáticos que afecta la evolución del reservorio magmático. Esta técnica se basa en el análisis textural de las rocas y considera el contenido de cristales en función de su tamaño, forma y orientación (Marsh 1998; Higgins 2002).

Figura 5-1: A la izquierda curvas típicas de las tazas de nucleación (N) y crecimiento (G) en relación con el incremento del enfriamiento (ΔT), mostrando el tamaño de los granos y sus formas generados en cada estado. A la derecha diagrama de distribución de tamaño de cristales (CSD) típico para una roca volcánica. Allí se grafica la densidad de población ln(n), donde n es el numero de cristales de tamaño L por volumen, en contra de L. Tomado de Vernon (2004).



La medida de distribución de tamaños de diferentes fases cristalinas también puede proveer información de las escalas de tiempo de cristalización ya que este proceso está controlado por las tasas de crecimiento (G) y nucleación (J). Además brinda información acerca del estado físico del magma en el momento de la erupción y sus cambios a través del tiempo y espacio. En la metodología de CSD se hace uso de la pendiente de la distribución cumulativa (la densidad de distribución n, con unidades de número por volumen por intervalo de tamaño) como una medida estable de la distribución de la población (Blundy and Cashman, 2008) (Figura 5-1).

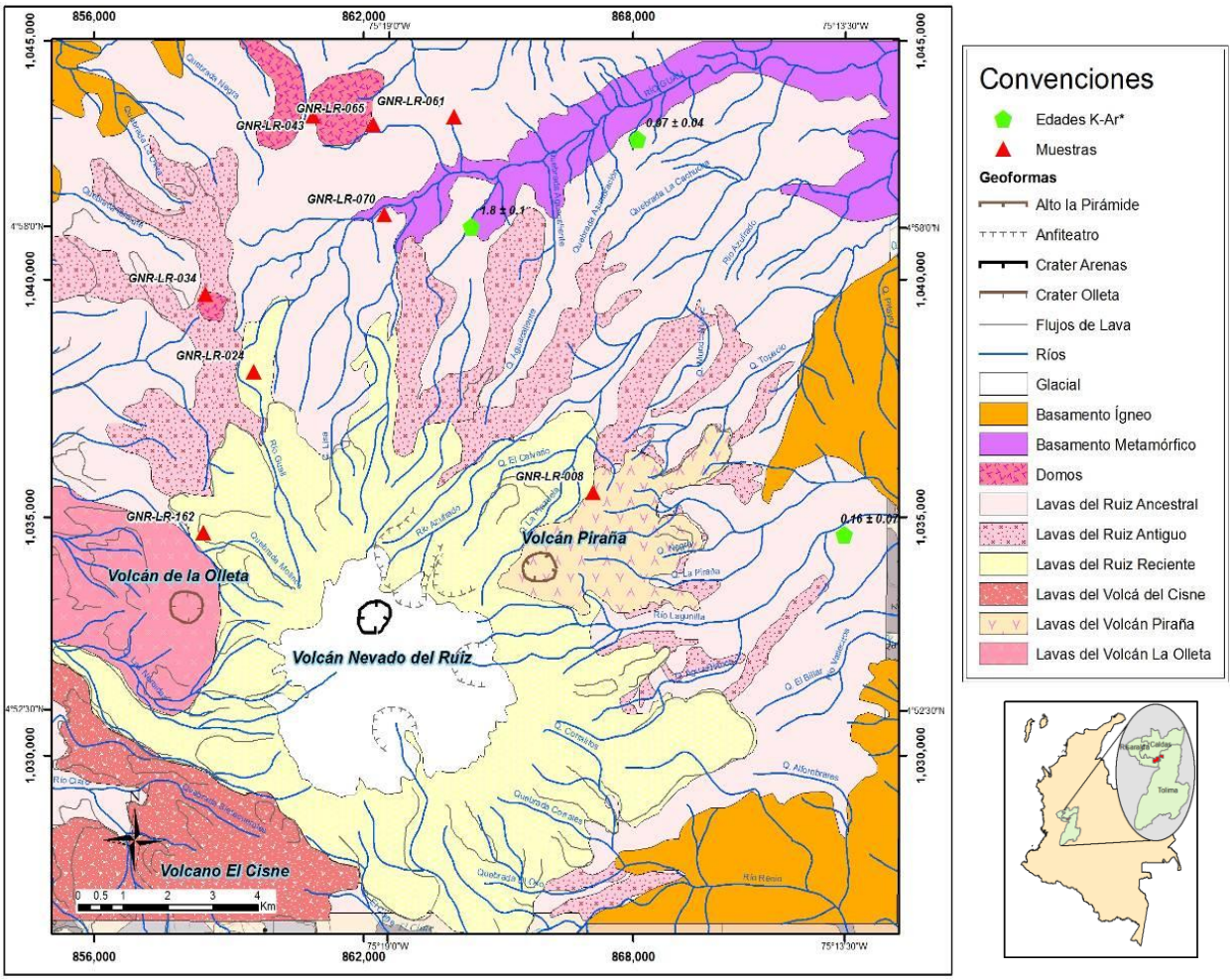
De acuerdo a Blundy and Cashman (2008) los parámetros determinados de un diagrama CSD relacionan las tasas promedio de nucleación (J) y de crecimiento (G). Se asume que el tamaño dominante (Ld) es consecuencia del crecimiento estable del cristal en una duración apropiada de tiempo (τ), se tiene entonces que $Ld=G\tau$, donde τ es el tiempo de cristalización efectivo. La tasa de nucleación está dada por $J=dNv/dt$, donde Nv es el número de cristales por unidad de volumen. A su vez la tasa de nucleación está relacionada con la tasa de crecimiento $J=n°G$, donde n° es el número de densidad de cristales nucleados (intercepto con cero), de manera que el tiempo puede ser determinado para cualquier CSD si se conoce G (Figura 5-1).

En este trabajo se realizó el CSD para plagioclasas de ocho (8) muestras de flujos de lava que representan cada una de las etapas evolutivas del Volcán Nevado del Ruiz (Figura 5-2). Todas las muestras revelan CSDs fuertemente curvados, con patrones cóncavos (C-CSD), excepto la muestra del Domo Santana que tiene una pendiente recta (L-CSD), denotando las características texturales de la roca porfiríticas y microporfiríticas (Figura 5-3).

Los C-CSD fueron divididos en dos segmentos (Figura 5-4), para cada uno de ellos se realizó una regresión lineal con un R2 mayor a 0.86, todos los datos relevantes de pendiente (m_1 y m_2) e intercepto están dados en la Tabla 5-1. De las gráficas obtenidas en este análisis se puede observar coincidencia en la forma de la curva de CSD y de las pendientes para las muestras del mismo estado magmático. Las curvas CSD de las Lavas del Ruiz Reciente tienen una pendiente m_1 promedio de -10.1, en el caso del Ruiz Antiguo el promedio es de -11.4 y para el Ruiz Ancestral el promedio es de -10.4. La muestra

GNR-LR-024, perteneciente al Ruiz Presente exhibe una anomalía en el intervalo de 2-3 mm (Tabla 5-1).

Figura 5-2: Mapa geológico regional con la ubicación de las muestras utilizadas en el análisis de CSD (triángulos rojos), Volcán Nevado del Ruiz, Cordillera Central Colombiana. (Modificado de Ingeominas, 1998; Schaefer, 2005; Thouret *et al.*, 1990).* Edades K-Ar reportadas por Thouret *et al.* (1990).



La curva general para las muestras analizadas tiene pendientes fuertes en los tamaños correspondientes a los microlitos (abundante cantidad de microlitos) y pendientes poco pronunciadas en los tamaños correspondientes a los fenocristales (baja cantidad de micro y fenocristales), esta topología es denominada una curva tipo C-CSD (Higgins 2007)

Figura 5-3: Imágenes binarias de muestras de andesitas porfiríticas del Volcán Nevado del Ruiz. a) GNR-LR-162, b) GNR-LR-034, c) GNR-LR-70 d) GNR-LR- 43.

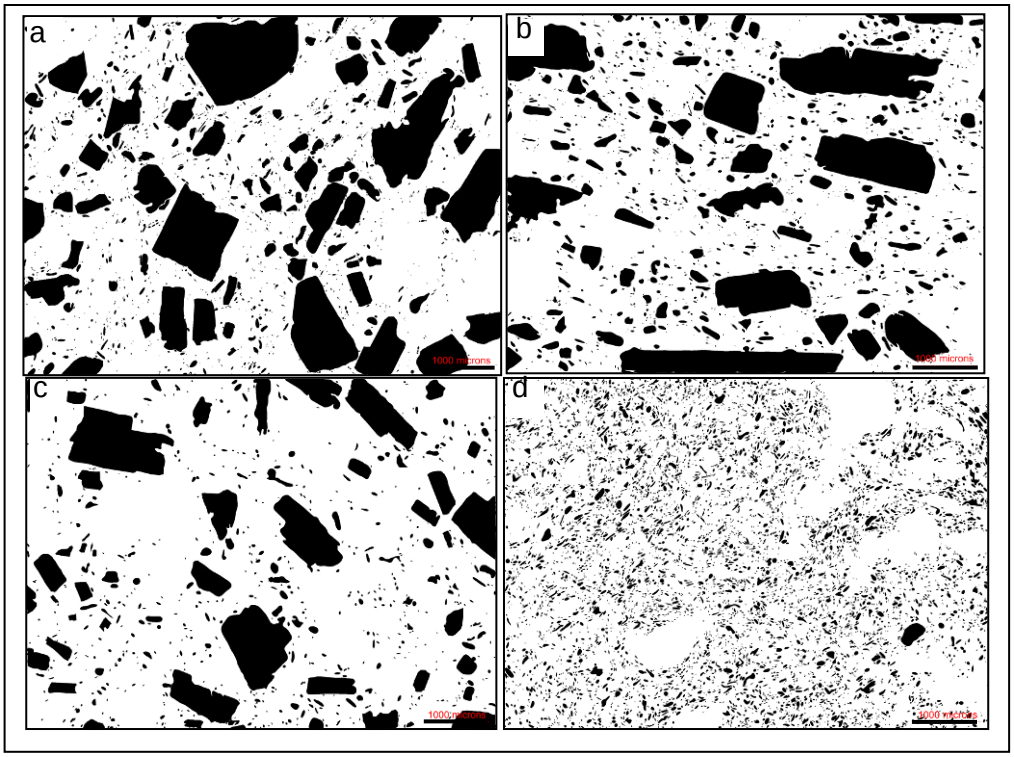
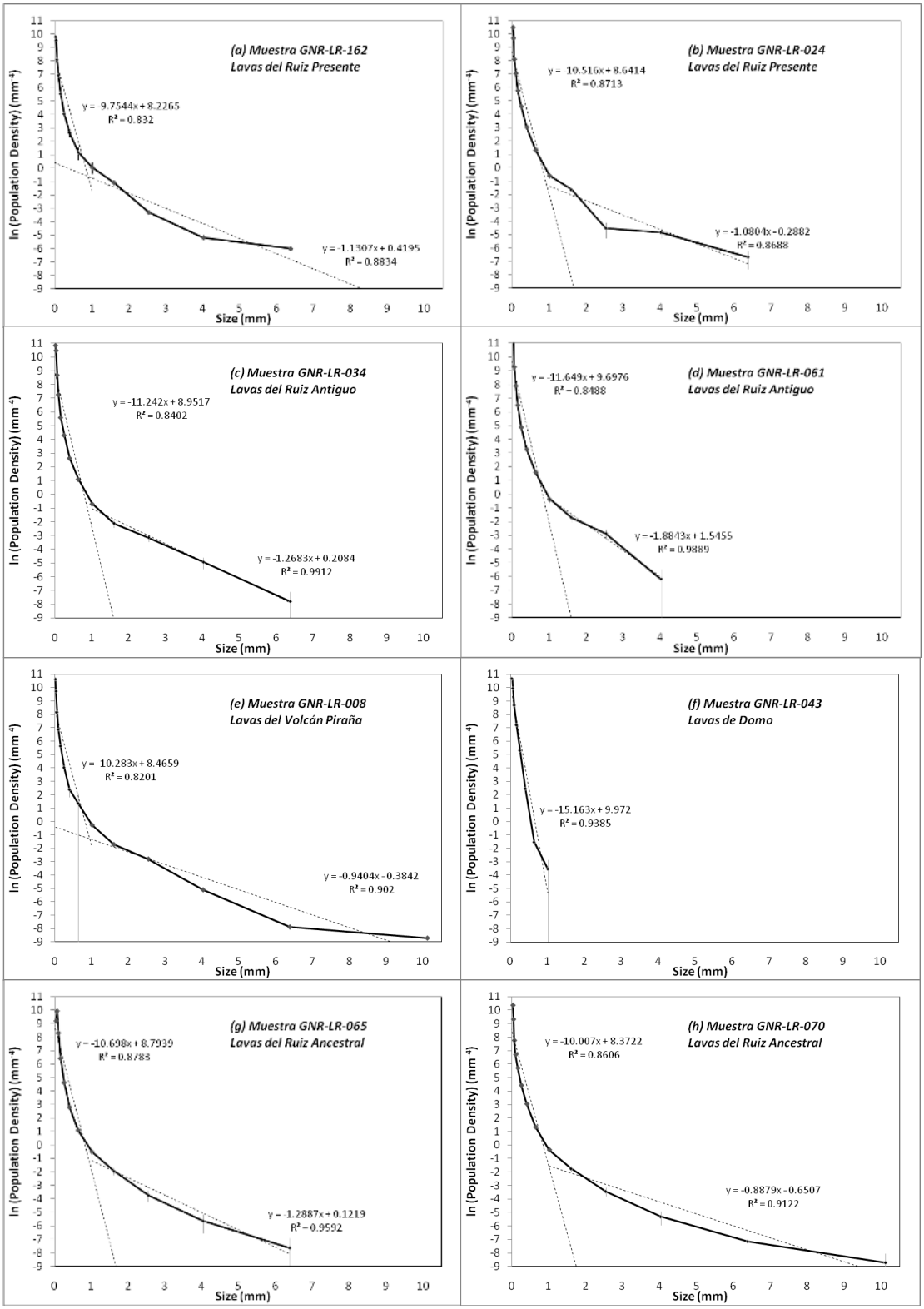


Tabla 5-1: Pendientes (m=-1/Gτ) y los interceptos de los CSDs de plagioclasa. 1 y 2 indican las pendientes de mayor y menor inclinación respectivamente.

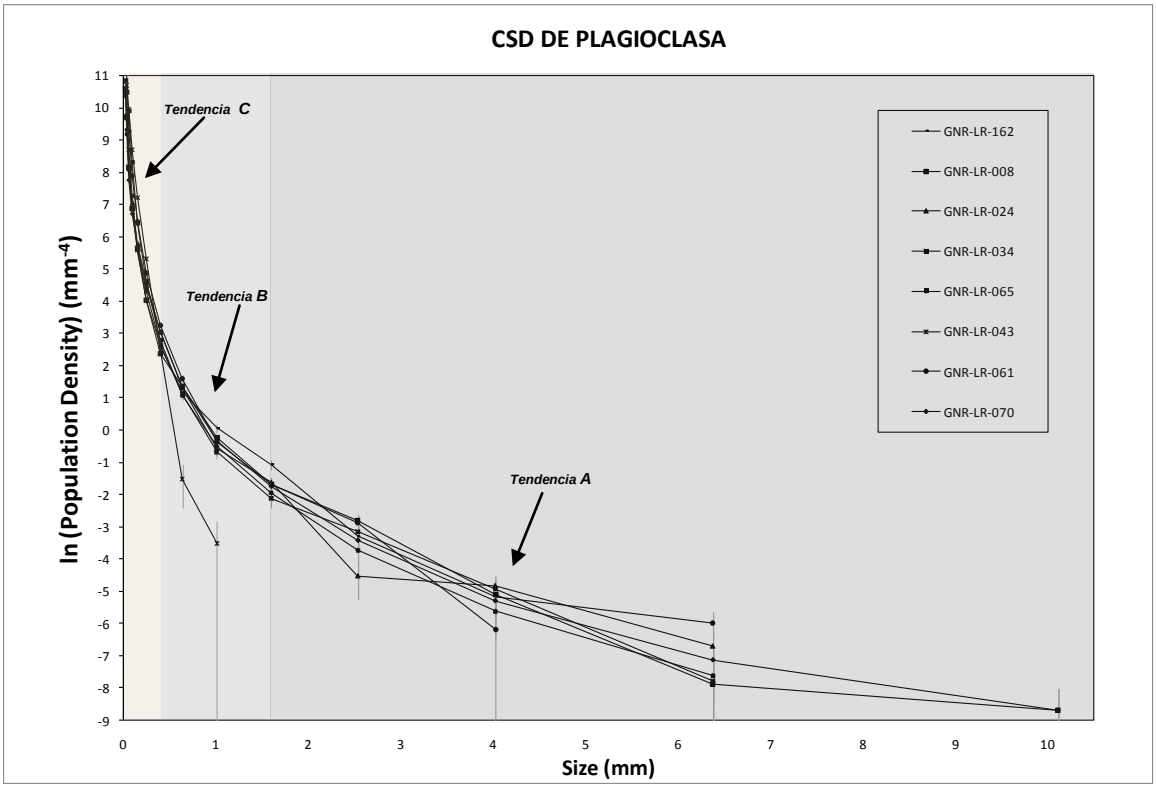
Muestra	Área (mm^2)	Cristales detectados (0.2<L<5 mm)	m_1	Ln n_{o1}	m_2	Ln n_{o2}
GNR-LR-162	163.637	5034	-9.7544	8.2265	-1.1307	0.4195
GNR-LR-024	163.637	6444	-10.516	8.6414	-1.0804	0.2882
GNR-LR-034	163.637	9957	-11.242	8.9517	-1.2683	0.2084
GNR-LR-061	81.8184	9879	-11.649	9.6976	-1.8843	1.5455
GNR-LR-008	163.637	6234	-10.283	8.4659	-0.9404	0.3842
GNR-LR-043	81.8184	9798	-15.163	9.972		
GNR-LR-065	122.728	9330	-10.698	8.7939	-1.2887	0.1219
GNR-LR-070	163.637	5181	-10.007	8.3722	-0.8879	0.6507

Figura 5-4: Diagramas CSD para plagioclasas de muestras de lavas de los diferentes estados del VNR. R2 varía entre 0.86 y 0.99. Las barras verticales simbolizan los errores asociados a la distribución del tamaño de los cristales.



Dado que los procesos magmáticos pueden incluir mezcla de magma, fraccionamiento, adición de xenolitos (entre otros) y dado que método de CSD involucra gran manipulación de datos, algunos autores han discutido la aplicación del método para extraer información relacionada a la evolución temporal del magma. Sin embargo, basados en suposiciones simples y con una selección cuidadosa de las condiciones de frontera del sistema con base en criterios petrológicos, se pueden hacer aproximaciones acerca de los tiempos de residencia de los magmas.

Figura 5-5: Diagrama de CSD para plagioclasas en flujos de lavas del Volcán Nevado del Ruiz. Las muestras exhiben una tendencia similar con excepción de la muestra de Lavas de Domo que muestra un patrón lineal. La tendencia A muestra indica el periodo de estabilidad de la cámara magmática, las tendencias B y C un periodo de enfriamiento rápido a diferentes tasas en el momento de la erupción.



La relación N(L) vs. L refleja cambios en la relación J/G durante la cristalización debido a la dependencia de J y G con el enfriamiento. Esta es la razón por la que la forma de un diagrama de N(L) vs L es equivalente a la forma de un diagrama de enfriamiento vs tiempo. Los tiempos de residencia largos a niveles someros en el conducto resultan en un cambio de cristalización dominada por nucleación a dominada por crecimiento y en un

cambio en el habito cristalino de la plagioclasa de tabular a prismático (Blundy and Cashman, 2008).

Por otra parte, la interpretación de las estructuras porfiríticas de las rocas volcánicas permite identificar una población de cristales de tamaño grande que cristalizaron en condiciones profundas y una población de microfenocristales y microlitos cuya ocurrencia es atribuida al rápido enfriamiento de lavas como consecuencia de su ascenso y erupción. De manera que la distribución de tamaño de los fenocristales permiten correlacionar N(L) con una función donde se interprete la relación de las tasas de nucleación y crecimiento en el tiempo dentro de un sistema estacionario (Figura 5-5).

Para un sistema cerrado y una tasa de crecimiento constante se tiene que:

$Ln(N)= ln(N_o)- L/Gt$ (Blundy and Cashman, 2008) Ecuación 1

Donde N_o representa la densidad de los cristales nucleados (i.e. el valor de N cuando L>0) y t es el tiempo en el cual el sistema es vaciado o recargado. Cuando se grafica N(L) con relación a L, la pendiente de una distribución lineal de N(L) está relacionada con el producto de crecimiento, esto aporta información del tiempo de recarga del sistema. La pendiente m de la distribución lineal de la gráfica está dada por:

$m= -1/Gt$ o $t=-1/Gm$ (Blundy and Cashman, 2008). Ecuación 2

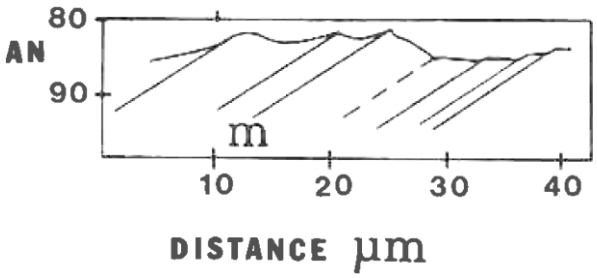
De manera similar a estudios en las lavas en el Monte Etna (Armienti, 2008), en la Figura 5-5 la tendencia A se refiere a un periodo de crecimiento profundo y una tasa baja de enfriamiento, las tendencias B y C están relacionadas con el ascenso del magma e incremento de la velocidad de enfriamiento en el momento de la erupción (la diferencia entre B y C es la tasa de enfriamiento). En este estudio los cristales grandes (correspondientes a la tendencia A) son usados para evaluar el tiempo de crecimiento, ya que se asume que el tamaño de los cristales grandes reflejan el tiempo de formación del cristal en un reservorio estable a una tasa constate de crecimiento. Armienti et al. (2007) reportan una tasa de crecimiento de 1×10^{-10} cm/s para los cristales de plagioclasa. Empleando estas suposiciones y la Ecuación 2 se calculó el tiempo de residencia para el

sistema magmático del VNR, inicialmente determinó el promedio de la pendiente m para la tendencia A o m_2 (m_2 Tabla 5-1) que es igual a -1.21, y a partir de esto se estimó un tiempo de residencia promedio de 262 años para las lavas estudiadas de los diferentes estados del VNR. Este tiempo calculado es bastante corto y no corresponde con estimaciones de tiempos de residencia basados en otros parámetros (Rayo-Rocha and Zuluaga, 2011)

5.2 Microscopía de Contraste de Fase Diferencial (DIC)

La técnica de microscopía de contraste de fase (DIC o Nomarsky) sirve para analizar la estructura interna de los minerales. Con el ataque químico realizado a los cristales de plagioclasa se logra crear un microrelieve (≤0.5 µm) de acuerdo al contenido de anortita, en el cual las zonas más enriquecidas en calcio generan altos y las más enriquecidas en sodio generan valles (Figura 5-6). Con esto se revelan los patrones de zonación de los minerales, así como se resaltan los cambios composicionales abruptos o zonas de reabsorción (Anderson, 1983; De La Rosa and Quintero, 1995).

Figura 5-6: Relieve de un cristal de plagioclasa con zonación oscilatoria. En el eje Y se observa el contenido de anortita y en el eje X la distancia (Anderson, 1983).



En las secciones analizadas se pudo develar un patrón oscilatorio hacia los bordes de los cristales de espesores de hasta 100 µm, consistentes en la alternancia de bandas rectas concéntricas, paralelas entre sí, con límites bien definidos, estas se encuentran divididas por disconformidades rectas muy marcadas que se interpretan como zonas de reabsorción de carácter cíclico (Figura 5-7, Figura 5-8 y Figura 5-9). La zonación oscilatoria es causada por fluctuaciones composicionales rítmicas pequeñas debidas a una relación local de difusión-crecimiento en la cara del cristal. Las zonas de reabsorción pueden ocurrir como resultado de inestabilidad por movimientos grandes del cristal en el magma, seguida de cristalización parcial de fundido atrapado (Vernon, 2004).

Figura 5-7: Microfotografía cristal de plagioclasa con borde zonado. Nótese en la imagen DIC por lo menos dos zonas de disolución o reabsorción (indicadas por las flechas rojas), y el núcleo limpio. IF- Inclusiones fundidas.

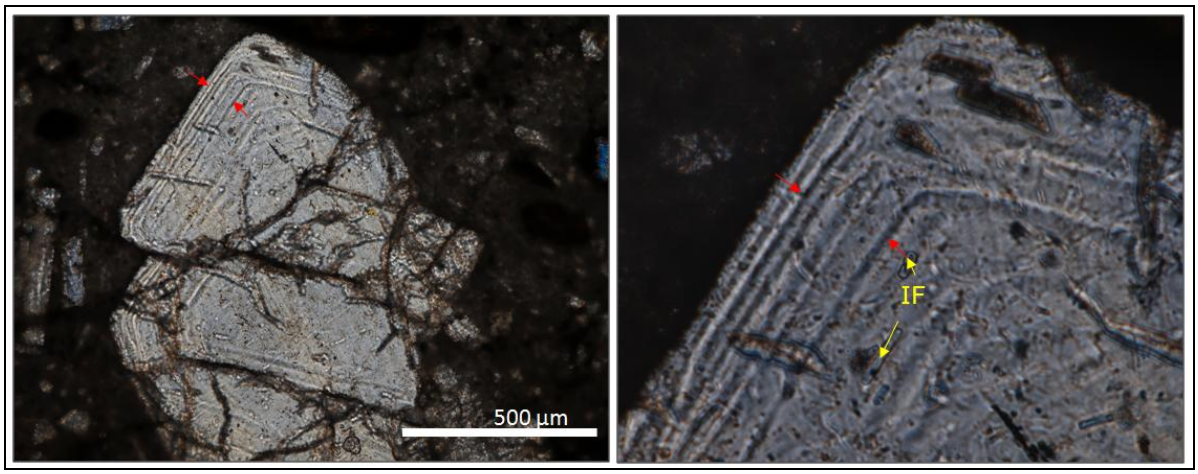
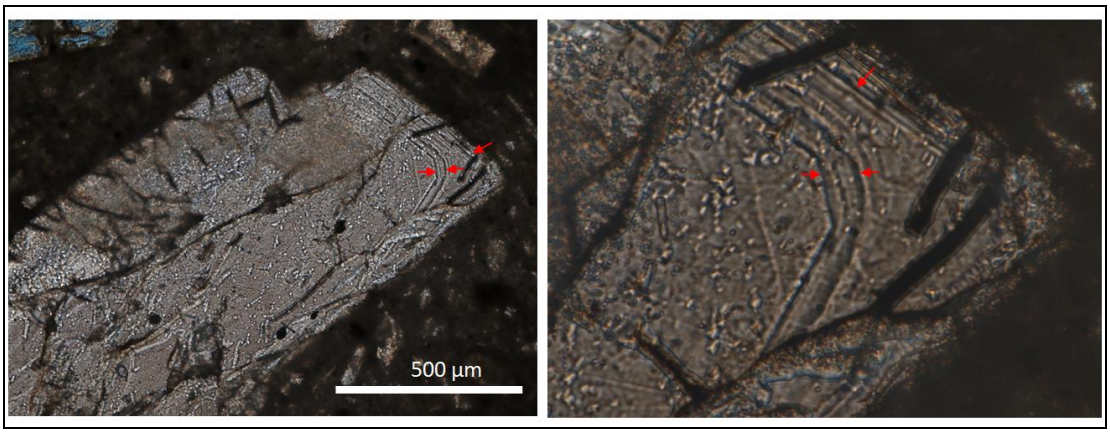


Figura 5-8: Microfotografía cristal de plagioclasa con borde zonado. Nótese en la imagen DIC por lo menos tres zonas de disolución o reabsorción (indicadas por las flechas rojas).



Otros cristales muestran núcleos heredados con textura celular en esponja (Spongy) gruesa (Figura 5-9 y Figura 5-10), rodeados por zonas de reabsorción y un borde con zonación oscilatoria y zonas de reabsorción cíclicas. Las texturas celulares en esponja generalmente se producen por una reabsorción penetrativa del cristal que se encuentra en desequilibrio con el fundido, el cristal es totalmente corroído internamente, luego cuando las condiciones estables se reestablecen el cristal sigue creciendo formando una zonación normal por difusión de los elementos cerca del contacto cristal-fundido. Los análisis de microsonda en plagioclasas con núcleos con textura celular revelaron que el contenido de anortita en el núcleo es ligeramente menor que en el borde (Núcleo An_{60}, borde An_{69}).

Figura 5-9: Microfotografía de cristales de plagioclasa con textura celular gruesa en su interior, seguido de un borde disolución (línea roja) y hacia el borde un patrón de zonación oscilatoria con por lo menos dos superficies de disolución (indicadas por las flechas rojas). Imagen DIC.

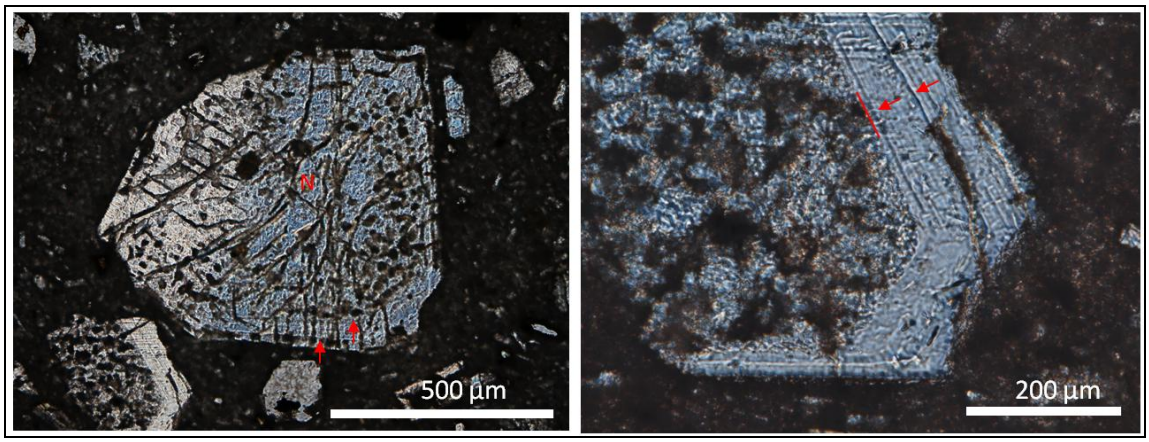
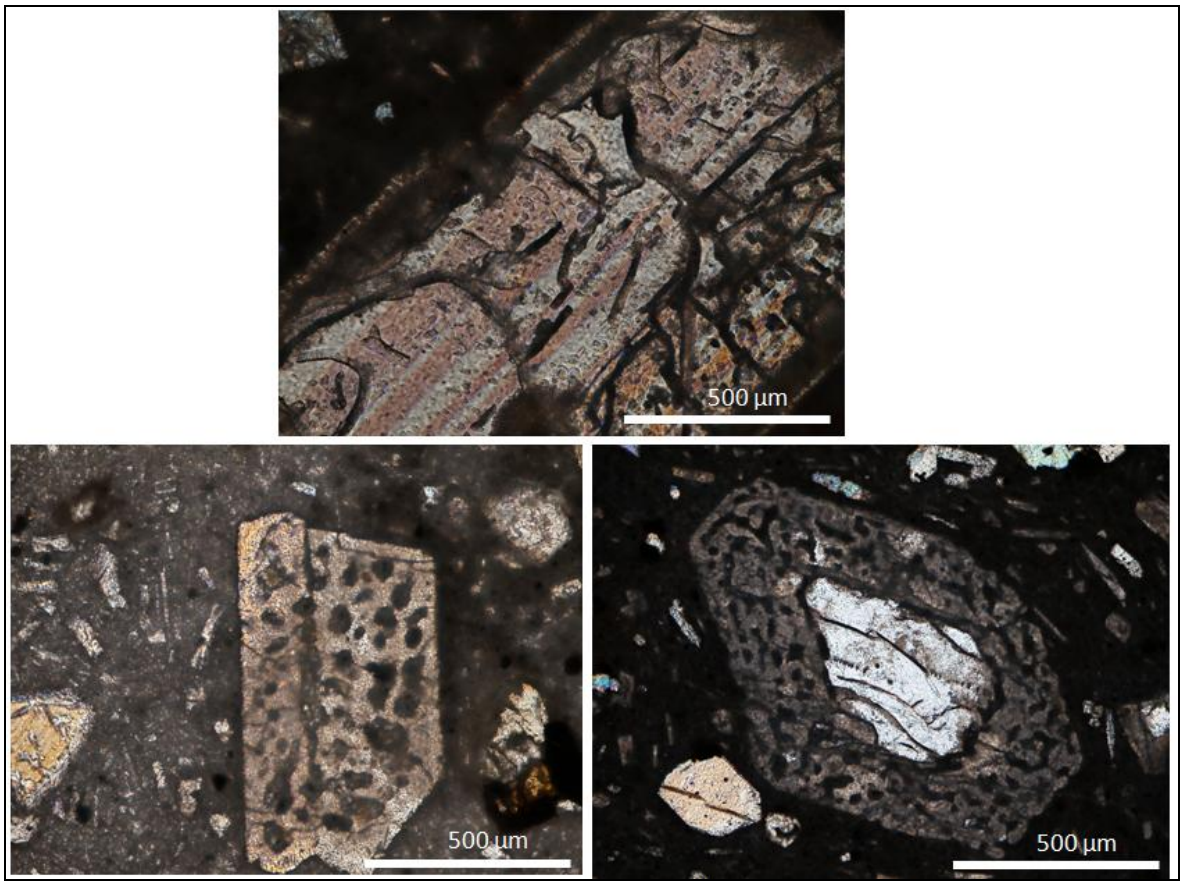


Figura 5-10: Microfotografías de cristales con texturas de reabsorción intensa tipo celular en esponja gruesa (a la izquierda) o en los bordes (a la derecha). En la parte superior cristal con banda concéntrica con textura de celular fina, imágenes DIC.



También se encontraron cristales con textura celular en esponja, restringida a los bordes del cristal, esto sugiere que al momento de la erupción el cristal se encontraba en desequilibrio con el fundido (Figura 5-10).

5.3 Análisis Mineralógicos con Microsonda Electrónica (EPMA)

Se analizaron muestras de los diferentes estadios magmáticos del Volcán Nevado del Ruiz: las muestras GNR-LR-193 y GNR-LR-209 de la unidad Lavas del Ruiz Reciente, la muestra GNR-LR-198 de la Unidad de Lavas del Ruiz Ancestral, las secciones GNR-LR-203 y GNR-LR-205 de la unidad Lavas de Domo y la muestra GNR-LR-212 de las Lavas del Cisne. En cada una se realizaron perfiles composicionales y análisis puntuales en cristales de plagioclasas, piroxenos, anfíboles, óxidos de Fe-Ti y del vidrio, entre otros, para conocer su composición química, zonación mineral y cálculo de geotermómetros.

Los datos obtenidos se corrigieron de acuerdo a la fórmula estructural del mineral, con el fin de obtener la proporción de miembros finales de la respectiva fase mineralógica, este procesamiento de la información se realizó usando hojas de cálculo.

La nomenclatura de los piroxenos siguió las recomendaciones de Morimoto (1989), para los anfíboles se usó la nomenclatura propuesta por Lake *et al.* (1997), de acuerdo con las recomendaciones de la Asociación Internacional de Mineralogía (IMA, 2011).

En el caso de los piroxenos se tiene que la definición de las especies de los piroxenos se ha basado en 13 miembros, que incluyen 20 nombres minerales, a su vez agrupados en 6 subdivisiones químicas con base en la ocupación de cationes del sitio M2, que son: piroxenos ricos en Mg-Fe, piroxenos ricos en Mn-Mg, piroxenos ricos en Ca, piroxenos de Ca-Na, piroxenos de Na y piroxenos de Li (Morimoto, 1989).

Los piroxenos pertenecen al grupo de silicatos en cadena y pueden ser descritos por la fórmula estructural $M_2M_1T_2O_6$ la cual contiene un espacio tetraédrico y dos sitios octaédricos. Por esta razón en el procedimiento usado los piroxenos son clasificados usando el número total de los cationes en los sitios M (M_1 y M_2), con base en 6 oxígenos.

Los números de los cationes de Ca, Mg, Fe, y Na en los sitios M se graficaron en el diagrama Q-J, donde Q es igual a Ca^{+}-Mg^{+}-Fe^{2+}, J es igual a 2 Na (Morimoto, 1989). Todos los cristales analizados, sin excepción, cayeron en el campo composicional del cuadrilátero. En este campo se encuentran los piroxenos de calcio, que son los minerales formadores de roca más comunes, y despliegan una solución solida que cubre el cuadrilátero de los piroxenos del sistema ternario $Ca_2Si_2O_6$(Wo) - $Mg_2Si_2O_6$(En) - $Fe_2Si_6O_6$(Fs) (por esto son conocidos como Ca-Mg-Fe o cuadrilátero de los piroxenos) (Figura 5-11 a Figura 5-16).

En la Tabla 5-4 se presenta un promedio representativo de los análisis químicos puntuales realizados a clinopiroxenos y ortopiroxenos de las 6 muestras de los diferentes estados magmáticos seleccionados para el Volcán Nevado del Ruiz.

En el caso de los anfíboles, su clasificación se basa en el contenido químico de la fórmula estándar del anfíbol dada por: $AB_2VIC_5IVT_8O_{22}(OH)_2$; donde A es el sitio cúbico, B a dos sitios M_4 por unidad de fórmula, C es un compuesto de 5 sitios conformados por dos M_1, dos M_2 y un M_3 por unidad de fórmula, y T con ocho sitios, en dos grupos de cuatro (Leake *et al.*, 1997). Debido a que el contenido de H_2O, más el contenido de halógenos es incierto, la fórmula fue calculada con base en 23 oxígenos.

De acuerdo a Lake *et al.* (1997) los anfíboles son clasificados como primera medida en cuatro grupos dependiendo de la ocupación de los sitios B, en: (1) Cuando (Ca+Na)B es ≥ 1.00 y la suma de los iones tipo L (Mg, Fe, Mg, Li)B es ≥ 1.00, entonces el anfíbol es miembro del grupo de magnesio-hierro-manganeso-litio; (2) Cuando (Ca+Na)B es ≥ 1.00 y NaB < 0.50, entonces el anfíbol es miembro del grupo cálcico. Usualmente, pero no en todos los casos, CaB es > 1.50; (3) Cuando (Ca+Na)B es ≥ 1.00 y NaB está en el rango de 0.50 a 1.50, entonces el anfíbol es miembro del grupo sódico cálcico; y (4) Cuando NaB es ≥ 1.50, entonces el anfíbol es miembro del grupo sódico. Para cada uno de estos grupos existen diagramas bidimensionales que relacionan el contenido de Si en la fórmula estructural y la relación $Mg/(Mg^{+}Fe^{2+})$ o $Mg/(Mg^{+}Mn^{2+})$ y se usan prefijos y modificadores para indicar substituciones mayores o menores respectivamente. Los anfíboles analizados se agrupan en el grupo cálcico.

Para los cálculos geotermométricos y geobarómetricos se usaron programas y hojas de cálculo publicadas en medios científicos. El programa QUILF95 v.6.42 (Andersen, 1998) fue usado para calcular la temperatura de cristalización de los dos piroxenos (Andersen *et al.*, 1993). También se empleó la hoja de cálculo publicada por Putirka (Putirka, 2008) para calcular el geotermómetro y geobarómetro de dos piroxenos (Disponible en capítulo 3 **http://www.minsocam.org/msa/rim/Rim69.html**).

5.3.1 Piroxenos

Estos minerales se encuentran presentes en todas las unidades volcánicas del VNR. Varía la predominancia del orto o clinopiroxeno, aunque en general predomina el ortopiroxeno en las diferentes unidades de lava. Sólo en las muestras de la Unidad de Domos muestran una predominancia de anfíboles sobre los piroxenos.

De acuerdo a los análisis de microsonda los clinopiroxenos de las muestras estudiadas pertenecen al grupo de piroxenos de Ca-Mg-Fe y caen en el campo composicional de la augita, con algunas excepciones en las muestras GNR-LR-203, 205 y 212, donde unos pocos microfenocristales caen el campo del diópsido (Figura 5-11 a Figura 5-16). En la muestra GNR-LR-203 se encuentra una inclusión de diópsido en un fenocristal de plagioclasa.

Así mismo los ortopiroxenos de las muestras analizadas pertenecen al grupo de piroxenos de Ca-Mg-Fe, en especial son ricos en Mg y corresponden a enstatitas, su composición está muy restringida a este campo. A continuación se presentan los diagramas ternarios para la clasificación de los piroxenos cálcicos según Morimoto (1989) para cada una de las muestras analizadas de lavas del VNR:

Figura 5-11. Diagrama de clasificación Quad para los piroxenos de Ca-Mg-Fe, de acuerdo a Morimoto (1989) de la muestra GNR-LR-193, n=17. Nótese que los clinopiroxenos corresponden a augitas y los ortopiroxenos estudiados a enstatita. Las inclusiones en cristales de plagioclasa (circulo verde) corresponde a augita, al igual que los minerales de alteración.

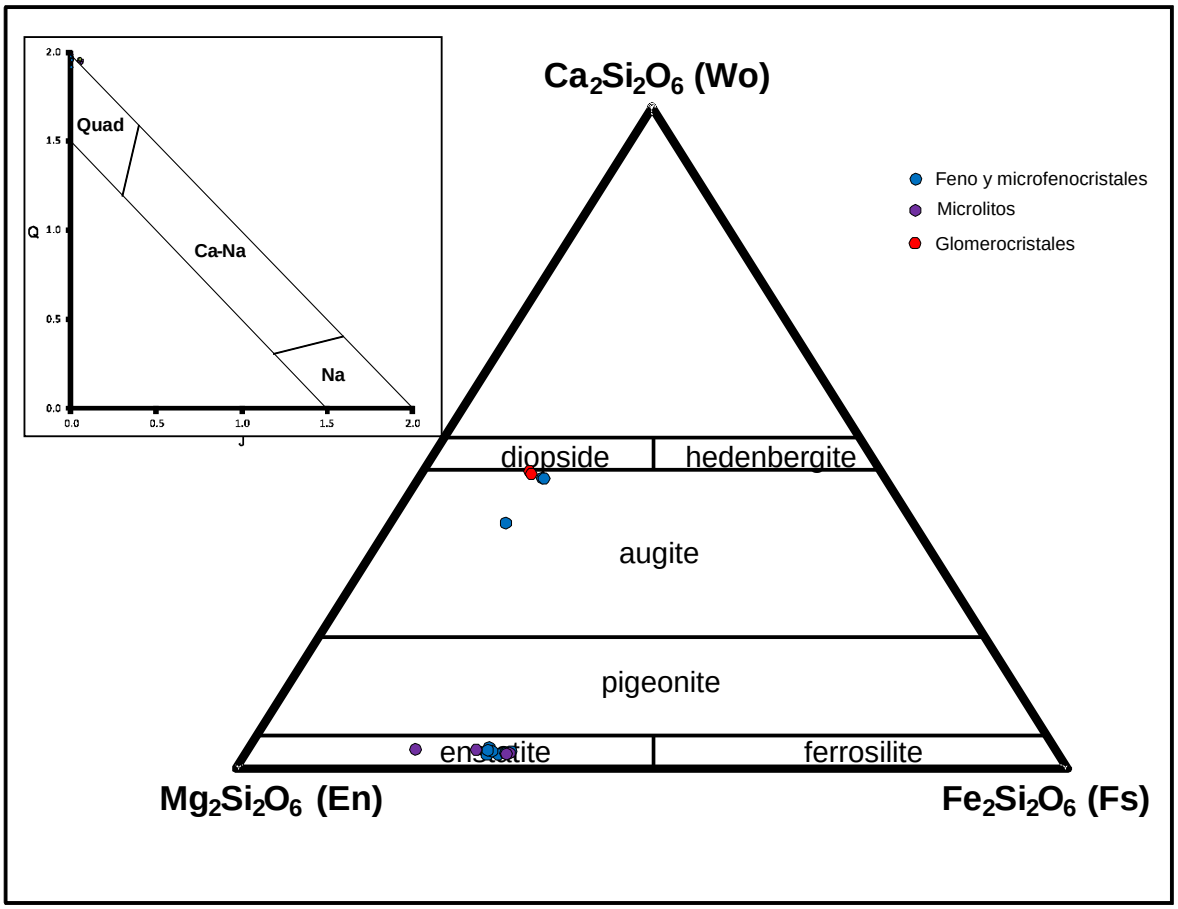


Figura 5-12: Diagrama de clasificación Quad para los piroxenos de Ca-Mg-Fe, de acuerdo a Morimoto (1989), para la muestra GNR-LR-198, n=29. Nótese que los clinopiroxenos corresponden a augitas y los ortopiroxenos estudiados a enstatita. Las inclusiones en cristales de plagioclasa (circulo verde) caen en el campo de las augitas, al igual que los minerales de alteración (circulo naranja). En la parte superior izquierda Diagrama QJ, mostrando que son piroxenos caen en el Quadrilatero.

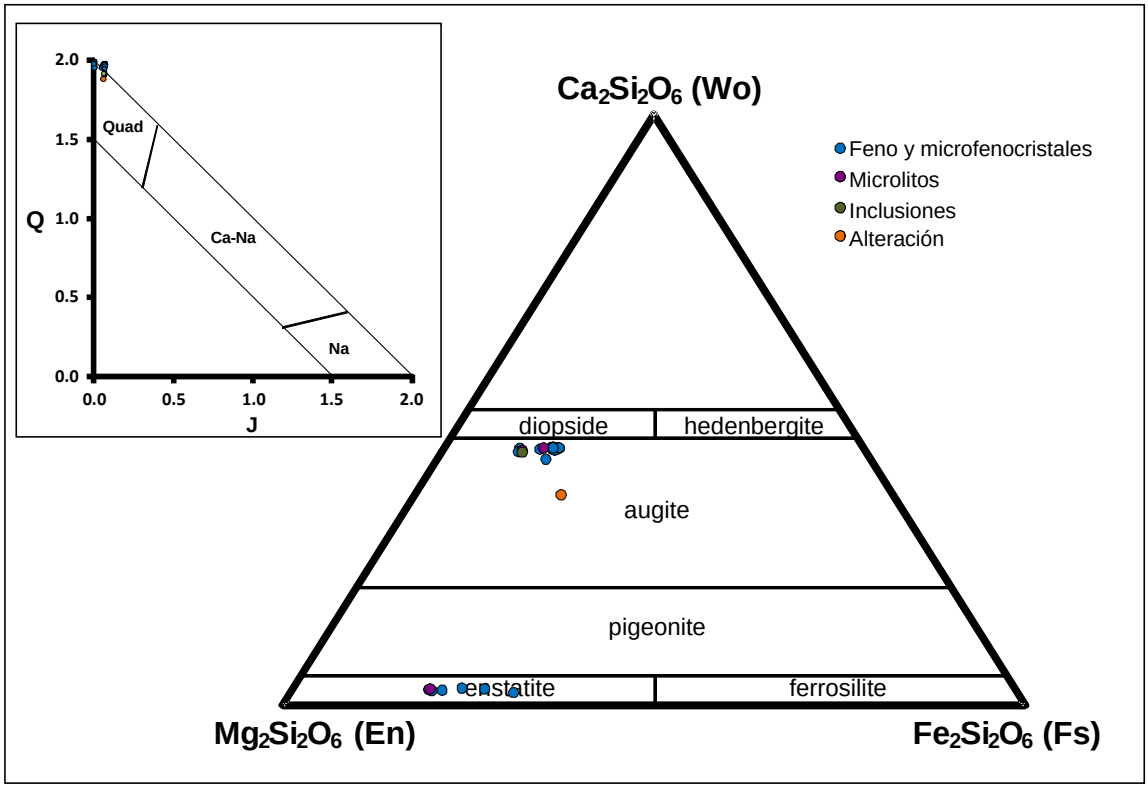


Figura 5-13: Diagrama de clasificación Quad para los piroxenos de Ca-Mg-Fe, de acuerdo a Morimoto (1989) para la muestra GNR-LR-203, n=26. Nótese que los clinopiroxenos corresponden a augitas principalmente y los ortopiroxenos estudiados a enstatita. Las inclusiones en cristales de plagioclasa (circulo verde) caen en el campo del diópsido, y los minerales de alteración (circulo naranja) corresponden a augitas y enstatitas. En la parte superior izquierda Diagrama QJ, mostrando que son piroxenos caen en el Quadrilatero.

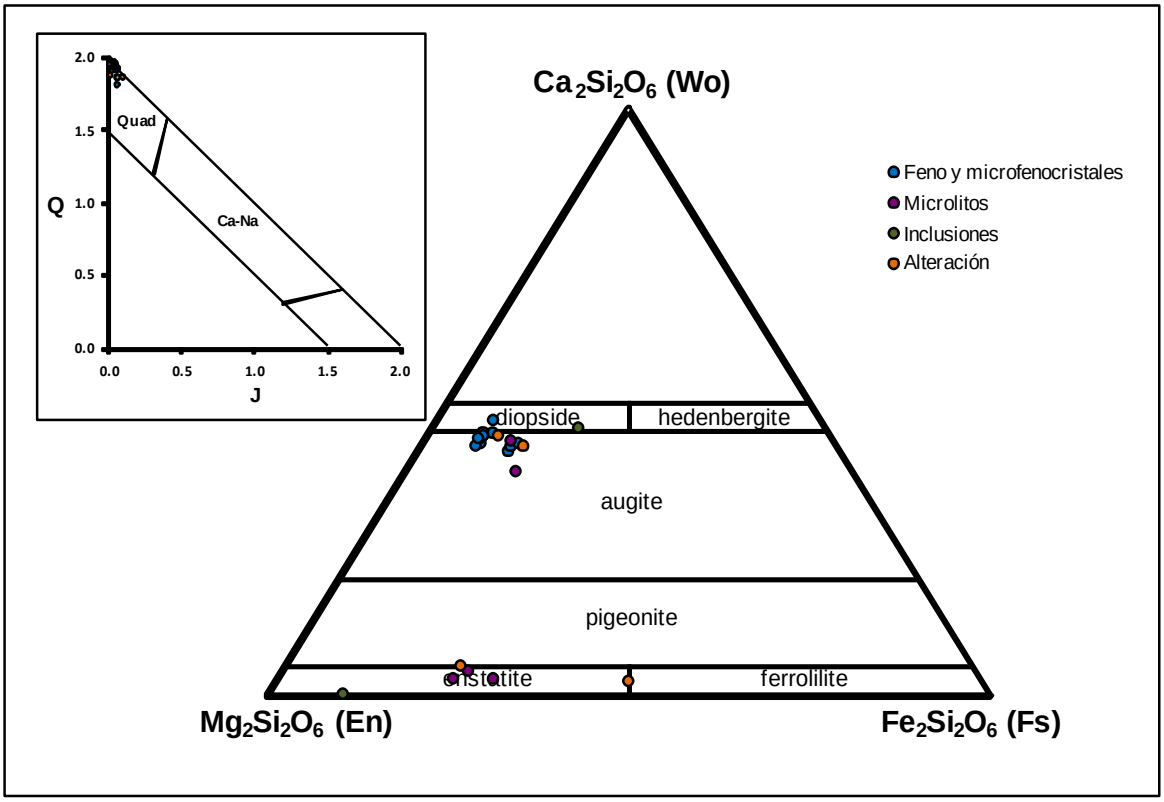


Figura 5-14: Diagrama de clasificación Quad para los piroxenos de Ca-Mg-Fe, de acuerdo a Morimoto (1989) de la muestra GNR-LR-205, n=31. Nótese que los clinopiroxenos corresponden a augitas y los ortopiroxenos estudiados a enstatita. Las inclusiones en cristales de plagioclasa (circulo verde) caen en el campo de la augita. En la parte superior izquierda Diagrama QJ, mostrando que son piroxenos caen en el Quadrilatero.

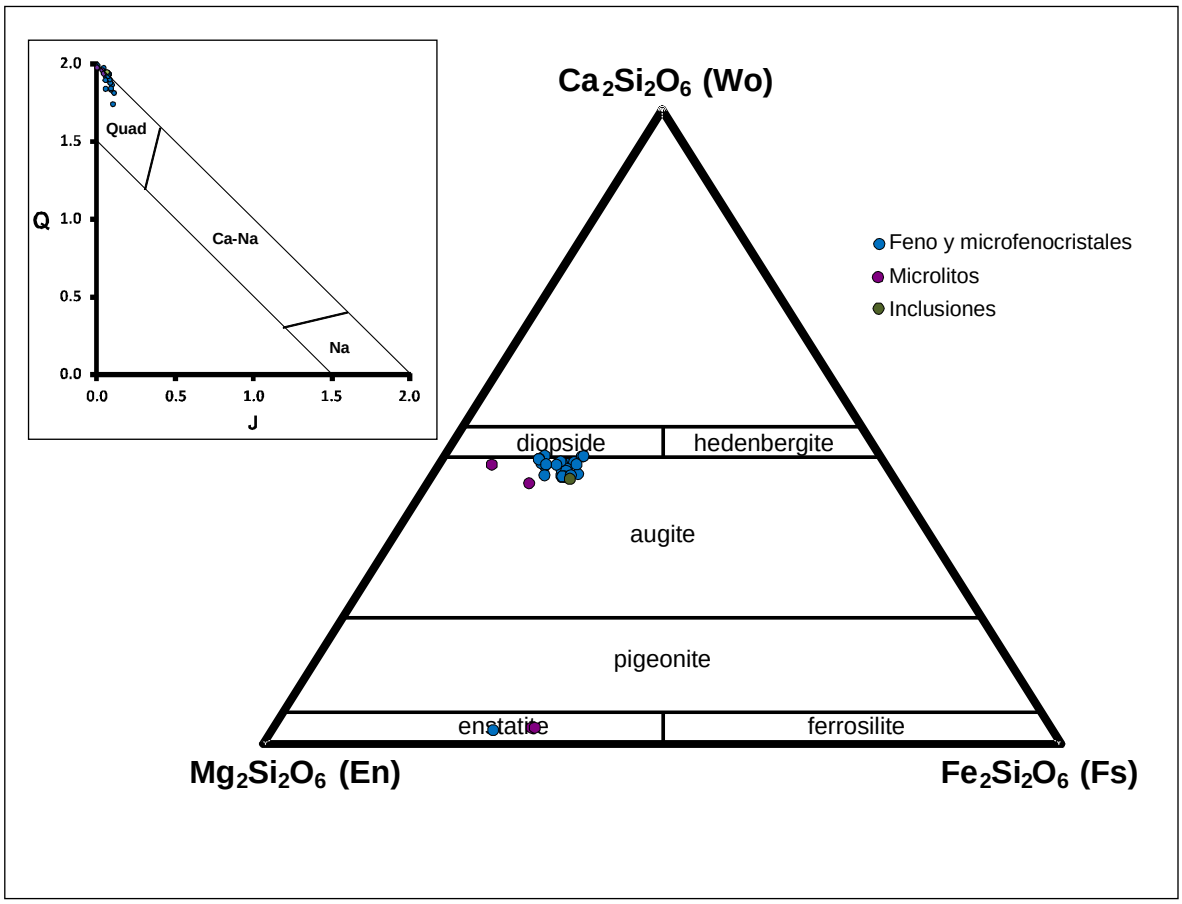


Figura 5-15: Diagrama de clasificación Quad para los piroxenos de Ca-Mg-Fe, de acuerdo a Morimoto (1989) para la muestra GNR-LR-209, n=21. Nótese que los clinopiroxenos corresponden a augitas y los ortopiroxenos estudiados a enstatita. En la parte superior izquierda Diagrama QJ, mostrando que son piroxenos caen en el Quadrilatero.

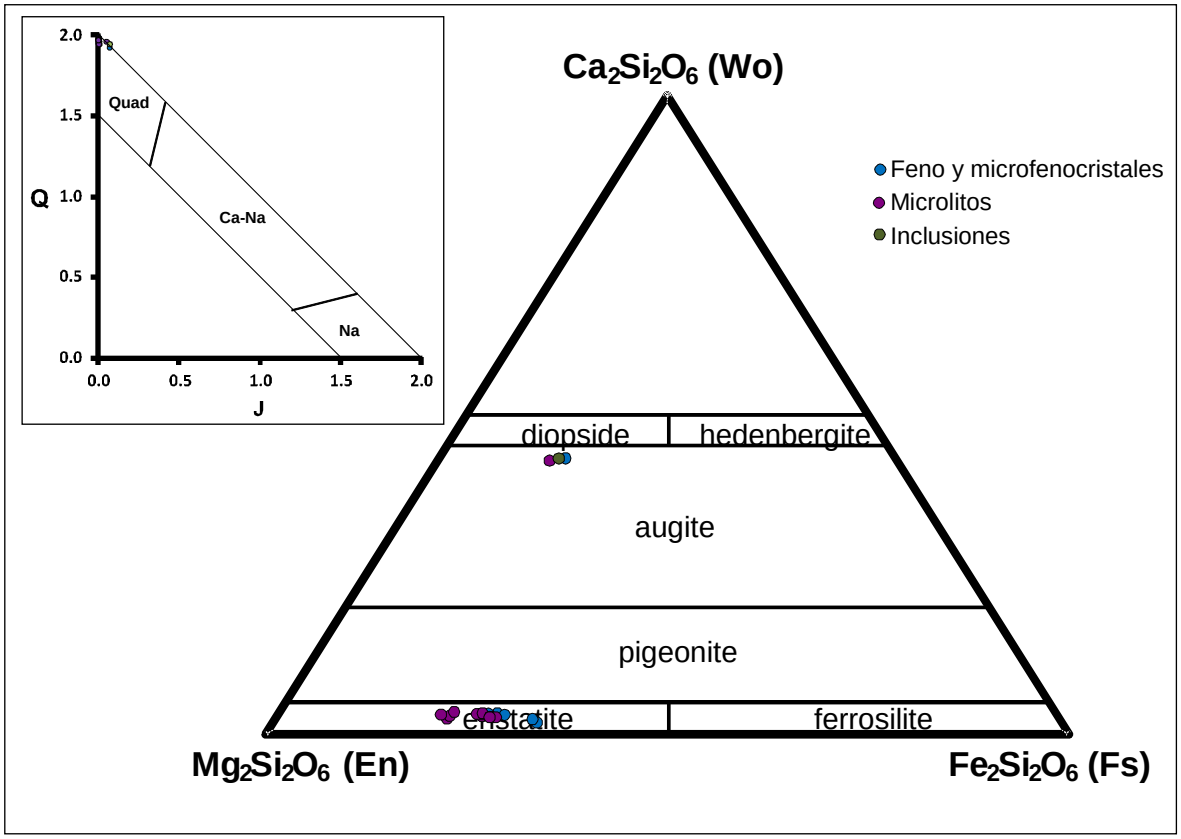
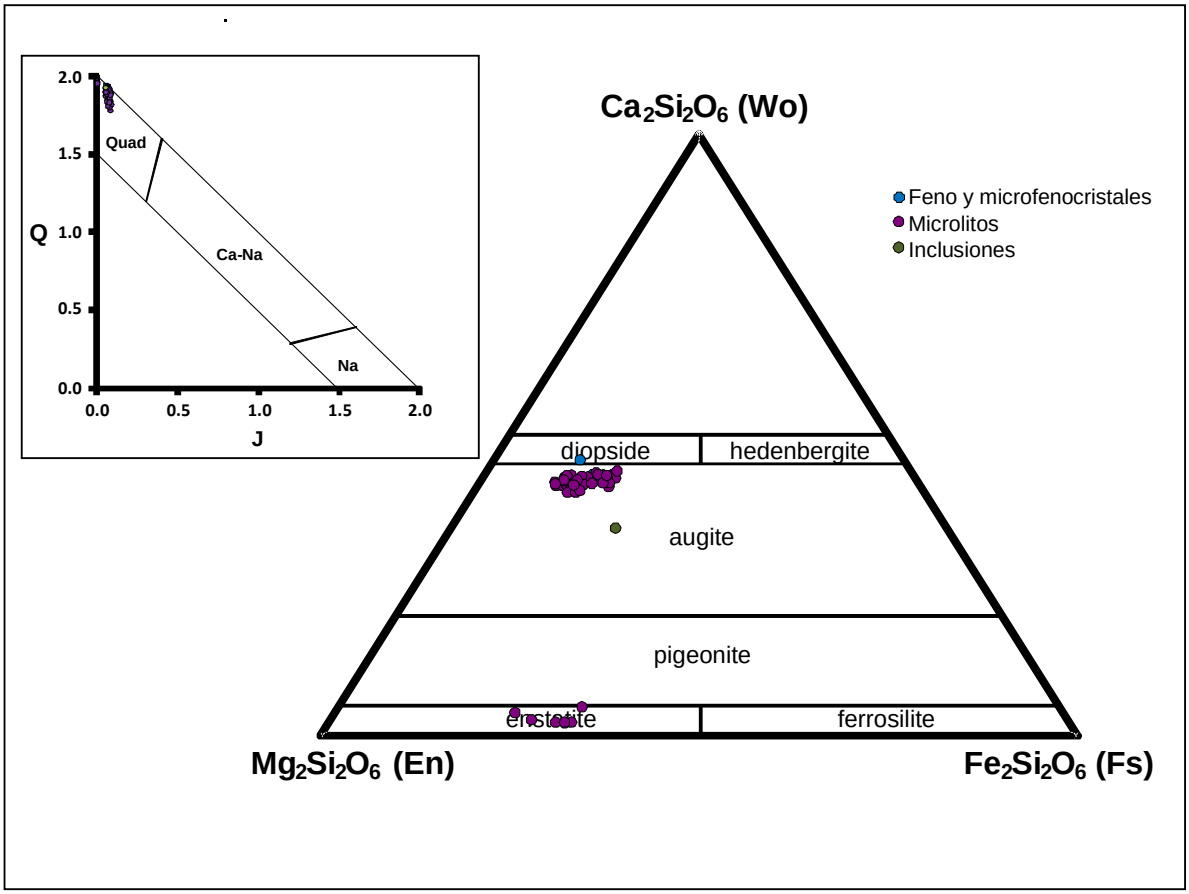


Figura 5-16: Diagrama de clasificación Quad para los piroxenos de Ca-Mg-Fe, de acuerdo a Morimoto (1989). Muestra GNR-LR-212, n=59. Nótese que los clinopiroxenos corresponden principalmente a augitas y los ortopiroxenos estudiados a enstatita. Las inclusiones en cristales de plagioclasa (circulo verde) caen en el campo de las augitas. En la parte superior izquierda Diagrama QJ, mostrando que son piroxenos caen en el Quadrilatero.



Los cristales de piroxenos ocurren principalmente como microfenocristales y secundariamente como fenocristales y microlitos en la matriz, se encuentran como cristales aislados o en agrupaciones glomeroporfiríticas ocasionalmente con plagioclasa. Su microestructura más común es la zonación oscilatoria y en parches (Figura 5-19)

Generalmente los cristales zonados corresponden a clinopiroxenos, presentan variaciones composicionales en los núcleos el Mg# (100 x Mg / (Mg^+ Fe^{+2})) es de de 0.74, ricos en FeO_t (~9 wt%) y bajos en MgO (~14,5 wt%), con respecto a las bandas más ricas en MgO (~16 wt%) y alto Mg# 0.81, sistemáticas del núcleo al borde, como franjas discontinuas concéntricas (Figura 5-17, Figura 5-18 y Figura 5-19).

Figura 5-17: Cristal de clinopiroxeno zonado de la muestra GNR-LR-198. A la izquierda imagen BSE, a la derecha perfiles composicionales. El cristal muestra un núcleo limpio con abundantes inclusiones de óxidos de Fe-Ti (color gris claro) y apatitos (color gris medio) una composición enriquecida en FeOt (~9 wt%), CaO (~21,2 wt%) y baja en MgO (~14,5 wt%), TiO_2 (~0.25 wt%) y Al_2O_3 (~1.2 wt%), el Mg# es ~0.74, rodeado de dos bandas concéntricas, la primera con borde discontinuo más oscura rica en MgO (~16 wt%) y Mg# 0.82, que se pasa gradualmente a una más clara rica en Fe con una composición similar a la del núcleo.

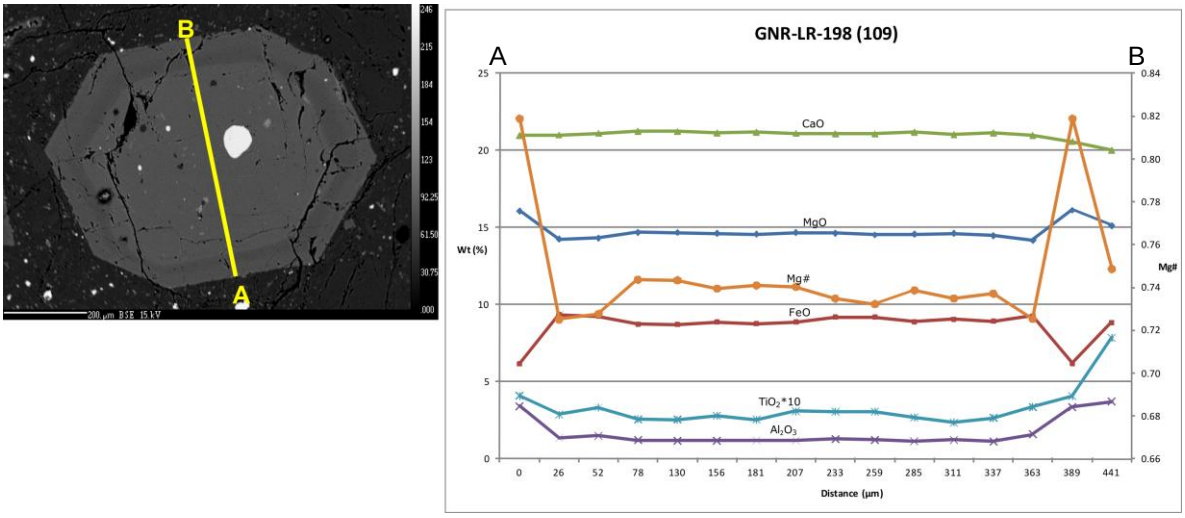
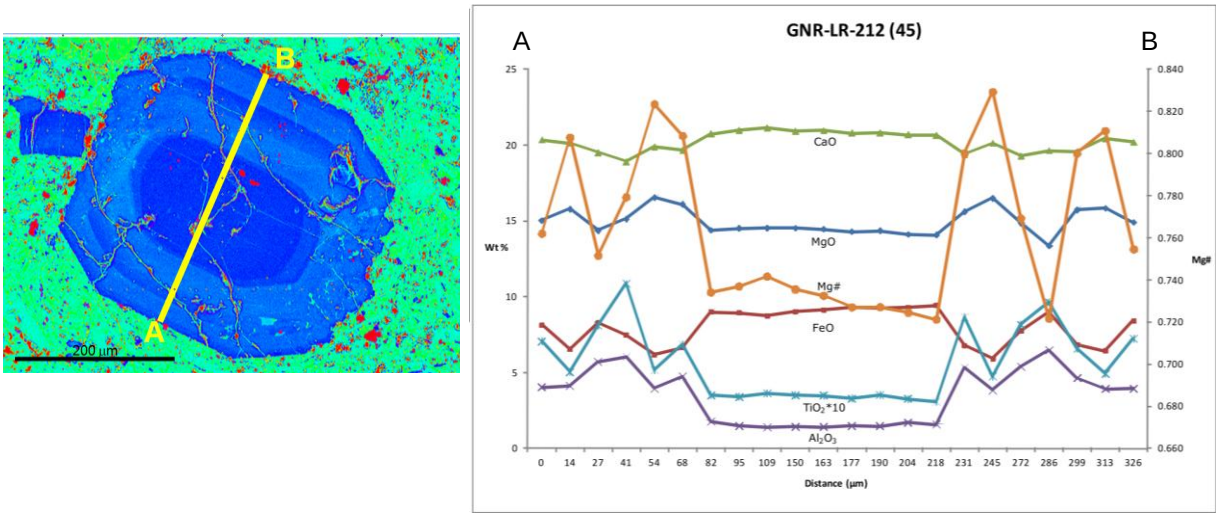


Figura 5-18: Cristal de clinopiroxeno con zonación oscilatoria de la muestra GNR-LR-212. A la izquierda imagen BSE en falso color, a la derecha perfiles composicionales. El cristal muestra zonación oscilatoria en 4 bandas concéntricas discontinuas, el núcleo tiene una composición enriquecida en FeOt (~9 wt%), CaO (~21 wt%) y baja en MgO (~14 wt%), TiO_2 (~0.35 wt%) y Al_2O_3 (~1.5 wt%), el Mg# es ~0.73. Las bandas más oscuras tienen mayor contenido de MgO (~16 wt%) y un Mg# 0.81, las bandas más claras tienen una composición similar a la del núcleo más altas en FeO_t y CaO, los bordes externos de cada banda se disipan progresivamente. El cristal contiene inclusiones de óxidos de óxidos de Fe-Ti (tonos más claros).



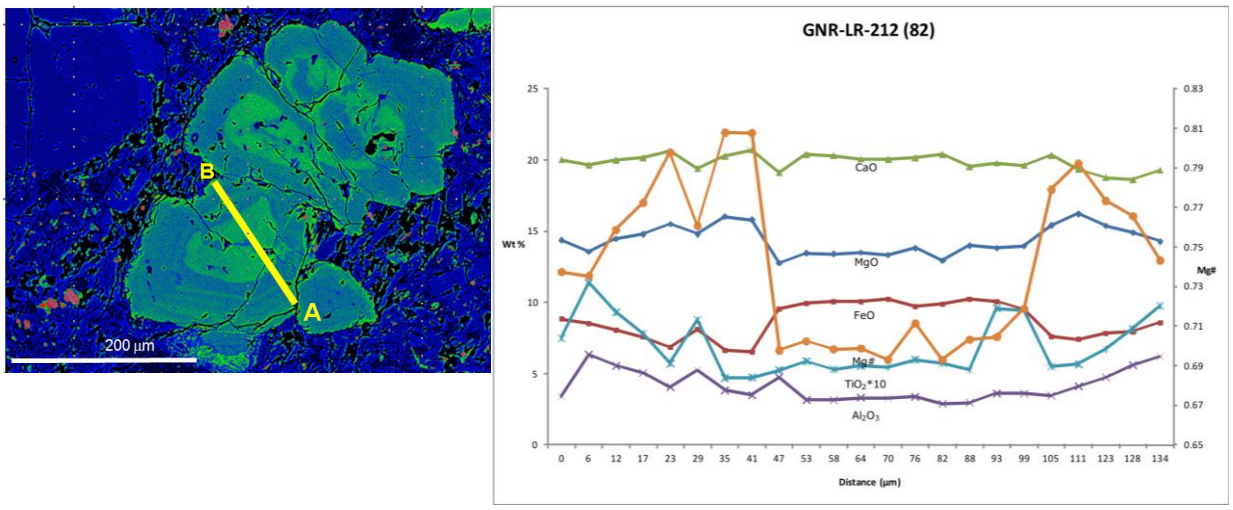
El análisis de ortopiroxenos zonados mostró una zonación progresiva del mineral, donde el núcleo presenta mayor contenido de MgO (~28 wt%) y menor de FeO (~14,5 wt%) y un Mg# 0.75, y a los bordes una relación inversa donde el FeO_t (~17 wt%) aumento y el contenido de MgO (~26 wt%) disminuye al igual que el Mg# 0.73, mostrando un comportamiento típico de zonación normal (Figura 5-20).

De acuerdo al promedio calculado para los datos de microsonda en análisis puntuales de piroxenos (Tabla 5-4) se obtiene que:

- ✓ En la muestra GNR-LR-193 los ortopiroxenos tienen un contenido de FeO más alto hacia los bordes (Mg# 0,76) que hacia el núcleo (Mg# 0,69), de igual forma un contenido de MgO más bajo en el núcleo comparativamente con los bordes, evidenciando un patrón de zonación inverso.
- ✓ En la muestra GNR-LR-198 los núcleos y bordes de los ortopiroxenos muestran una composición similar (Mg# 0,77). Los clinopiroxenos por el contrario muestran núcleos relativamente enriquecidos en FeO (Mg# 0,74) y bordes empobrecidos en FeO y enriquecidos en MgO (Mg# 0,77), sugiriendo un patrón de zonación inversa. También se observan dos poblaciones de cristales de ortopiroxenos una con núcleos que oscilan de Mg# 0,69 a 0,81. En los clinopiroxenos se observa un comportamiento similar con cristales de Mg# desde 0,72 hasta 0,81.
- ✓ En la muestra GNR-LR-203 los clinopiroxenos muestran una zonación normal con núcleos ricos en MgO (Mg# 0,84) y bordes ricos en FeO (Mg# 0,82). Adicionalmente se observan dos poblaciones de cristales de ortopiroxenos una con núcleos que oscilan de Mg# 0,69 a 0,85. En los clinopiroxenos se observa un comportamiento similar con cristales de Mg# desde 0,75 hasta 0,87.
- ✓ En la muestra GNR-LR-205 no se observa cambios significativos entre el contenido relativo de FeO y MgO en el interior de los cristales. También se observan dos poblaciones de cristales de ortopiroxenos una con núcleos que oscilan de Mg# 0,66 a 0,72. En los clinopiroxenos se observa un comportamiento similar con cristales de Mg# desde 0.68 hasta 0.88.
- ✓ En la muestra GNR-LR-209 no se observa cambios significativos entre el contenido relativo de FeO y MgO en el interior de los cristales.

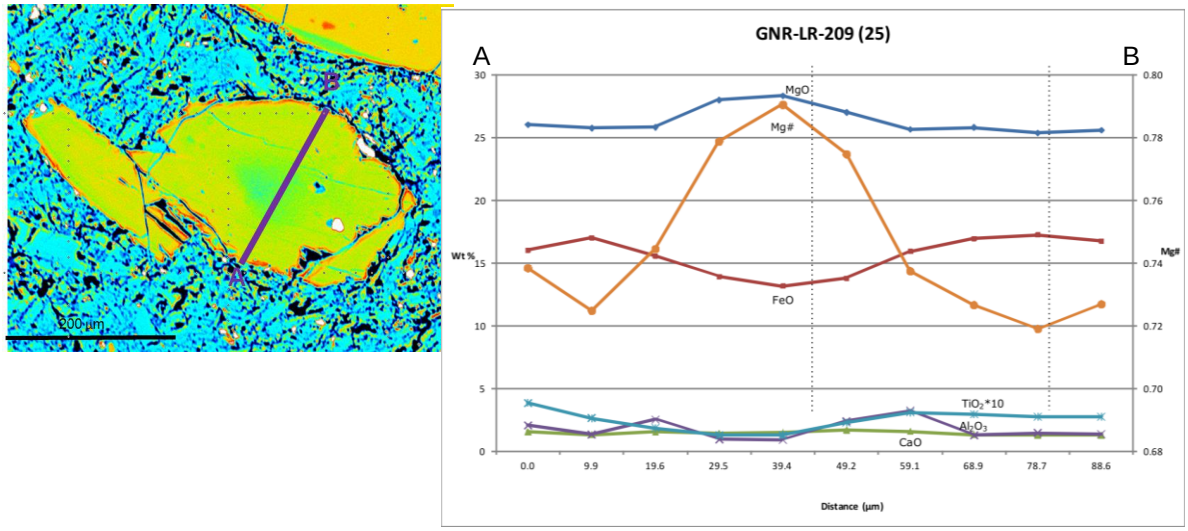
- ✓ En la muestra GNR-LR-212 los ortopiroxenos exhiben núcleos enriquecidos en FeO (Mg# 0,69) y bordes enriquecidos relativamente en MgO (Mg# 0,73). Concordantemente los clinopiroxenos muestran núcleos relativamente enriquecidos en FeO (Mg# 0,73) y bordes empobrecidos en FeO y enriquecidos en MgO (Mg# 0,77), sugiriendo un patrón de zonación inversa. También se observan dos poblaciones de cristales de ortopiroxenos una con núcleos que oscilan de Mg# 0,66 a 0,75. En los clinopiroxenos se observa un comportamiento similar con cristales de Mg# desde 0,69 hasta 0,82

Figura 5-19: Aglomerado de cristales de clinopiroxeno en la muestra GNR-LR-212. A la izquierda imagen BSE en falso color, a la derecha perfiles composicionales. Nótese que el núcleo de los cristales presenta textura de zonación en parches, los bordes tienen zonación oscilatoria concéntrica. El núcleo tiene una composición enriquecida en FeO_t (~10 wt%), CaO (~20 wt%) y baja en MgO (~14 wt%), TiO_2 (~0.55 wt%) y Al_2O_3 (~3.2 wt%), el Mg# es ~0.70. Las bandas más oscuras tienen mayor contenido de MgO (~15.5 wt%) y un Mg# 0.80, las bandas más claras tienen una composición similar a la del núcleo más altas en FeO_t (~8 wt%), CaO (~20,5 wt%) y Mg# 0.76.



Los resultados sugieren que los cristales de piroxeno presentan evidencias de la existencia de una población mezclada de cristales, formada durante la mezcla entre dos tipos de magmas uno más evolucionado y otro más primitivo. La ocurrencia de más bordes magnésicos en muchos cristales en las andesitas sugiere un posible ingreso al sistema de un magma máfico previo a la erupción de las lavas. Sin embargo estas conclusiones deben ser discutidas con las evidencias petrográficas

Figura 5-20: Perfil composicional microlito de ortopiroxeno con zonación normal de la muestra GNR-LR-209. En esta muestra se observa que una zonación progresiva del mineral, donde el núcleo presenta mayor contenido de MgO (~28 wt%) y menor de FeO (~14,5 wt%) y un Mg# 0.75, y a los bordes una relación inversa donde el FeO_t (~17 wt%) aumento y el contenido de MgO (~26 wt%) disminuye al igual que el Mg# 0.73, mostrando un comportamiento típico de zonación normal. A la izquierda imagen BSE en falso color, a la derecha perfiles composicionales.



5.3.2 Anfíboles

Los cristales de anfíboles son muy abundantes en las lavas de Domo, también se encuentran como mineral accesorio en las otras unidades de lava del VNR (<10% en vol.). Aparecen como microcristales a microlitos aislados, o como acumulaciones glomeroporfiríticas con cristales de piroxeno.

Los minerales muestran bordes de reacción que varían de pocos milímetros hasta encontrase totalmente opacitizados. Las coronas de reacción están constituidas por intercrecimientos de grano muy fino de óxidos de Fe-Ti con plagioclasa, anfíbol empobrecido en K y Ca, y piroxenos (Figura 5-21).

El recálculo de los análisis de EPMA indica que se trata de magnesiohastingsitas para los anfíboles cálcicos que presentan una relación (Na+K)A ≥ 0,50 y tshermakitas para los que tiene una relación (Na+K)A < 0,50, de acuerdo con la nomenclatura sugerida por la Leake *et al.* (1997) (Figura 5-22 y Figura 5-23).

Figura 5-21: Cristal de anfibol zonado, núcleo enriquecido en Fe. Borde de reacción del cristal compuesto por un agregado finogranular de óxidos de Fe-Ti, anfíbol empobrecido en K y Ca y plagioclasa.

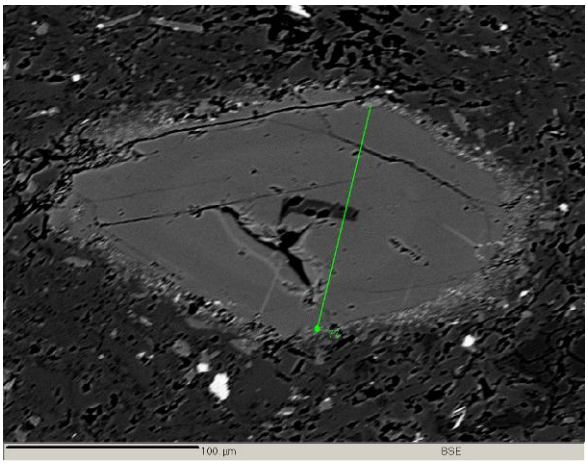
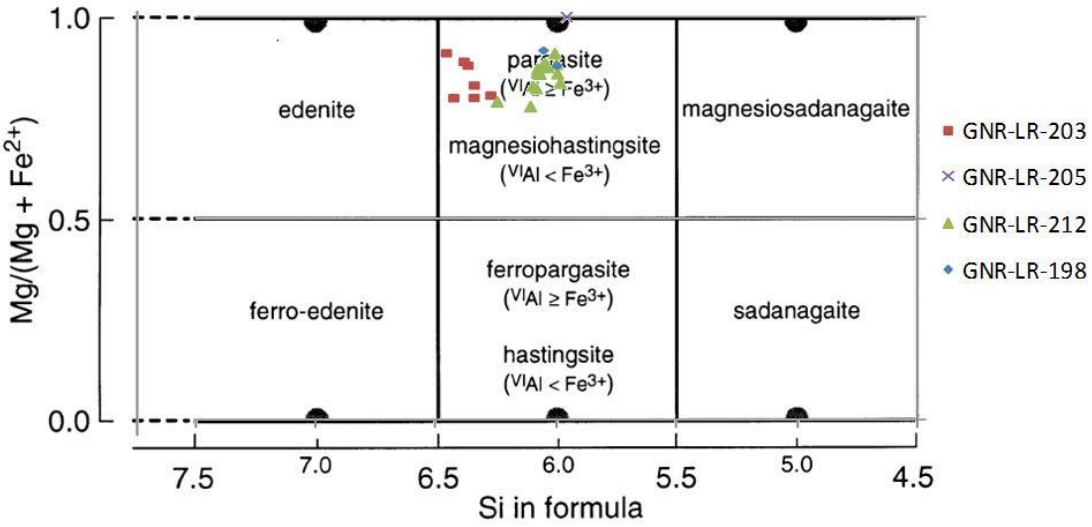
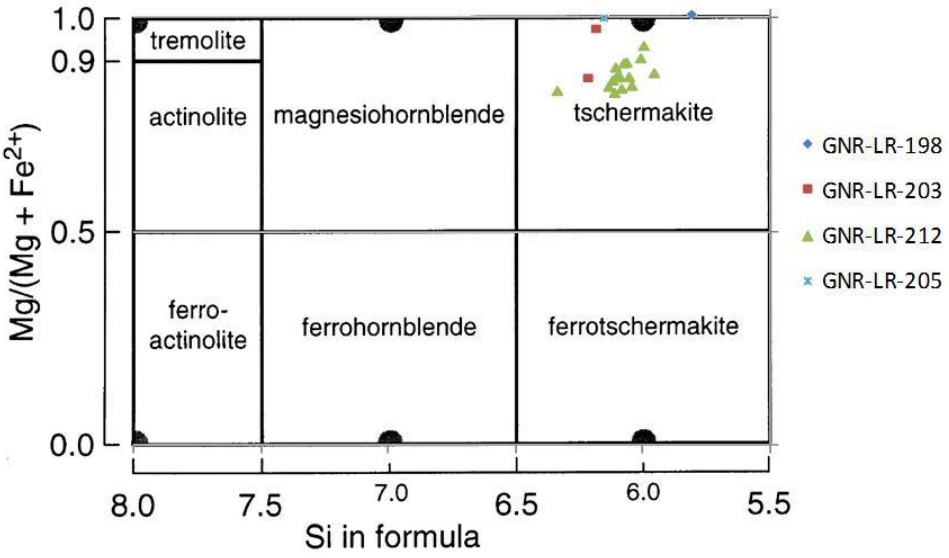


Figura 5-22: Diagrama de clasificación para anfíboles cálcicos de las muestras analizadas con EPMA de lavas del VNR. Parámetros de diagrama: CaB ≥ 1.50; (Na+K)A ≥ 0,50, Ti < 0.50, según Lake *et al.* (1997). Dado que la relaciónVI Al < Fe3+ siempre se cumple se clasifican como magnesiohastingsitas.



Atendido a la subclasificación de las muestras con base en su contenido de Fe^{3+}, se encontró que cinco cristales analizados de las muestras GNR-LR-198, 203 y 205, corresponden a tschermakitas férricas debido a que el Fe^{3+} es mayor a 1 .Las otras muestras presentan contenidos de Fe^{3+} entre 0.75 y 0.99 lo que permite sub clasificarlas además, como tchermalistas ferrianas.

Figura 5-23: Diagrama de clasificación para anfíboles cálcicos para las muestras analizadas con EPMA de lavas del VNR. Parámetros de diagrama: CaB ≥ 1.50; (Na+K)A < 0,50, CaA < 0.50, según Lake *et al.* (1997). Como se observa en el gráfico todas los anfíboles analizados corresponden a tschermakitas.



5.3.3 Plagioclasas

Los cristales de plagioclasa se encuentran en el rango de andesinas hasta labradorita, como cristales aislados o como agrupaciones glomeroporfiríticas. Ocurren como dos poblaciones cristalinas: una con texturas de desequilibrio (texturas sieve y bordes de reabsorción) y otra población con cristales completamente limpios.

Presentan evidencias de desequilibrio tales como: texturas celulares gruesas y finas en el núcleo del cristal, o un borde concéntrico de pocas micras con textura celular fina. Algunos muestran textura celular gruesa penetrativa en todo el cristal. Ocurren típicamente en feno y microfenocrisatales (Figura 5-8 y Figura 5-9).

Estas características son evidencias que sugieren procesos de mezcla de magmas, debido a la cristalización temprana del feldespato que es inestable a las nuevas condiciones de composición y temperatura generadas por el ingreso de magma al

sistema. Adicionalmente la identificación de dos poblaciones con características contrastantes apoya esta afirmación.

Como microestructura típica se presenta zonación oscilatoria, especialmente hacia los bordes de los cristales. Tal como se observó en el microscopio de contraste de fase diferencial-DIC (Sección 5.2), algunos núcleos poseen texturas en parches limitados por franjas con zonación oscilatoria (Figura 5-24).

La zonación en parches, consiste de núcleos irregulares corroídos, que han sido llenados y rodeados por plagioclasa más sódica. Esta microestructura se interpreta como resultado de la cristalización inicial de una plagioclasa relativamente cálcica en un magma a profundidad insaturado en agua, seguido por un decrecimiento en la presión de confinación, causando reabsorción debido a que el punto de fusión decrece con la caída de la presión en la mayoría de los sistemas deficientes en agua. La reabosorción aparece seguida de nueva cristalización de plagioclasa más sódica que es estable bajo condiciones de baja presión, como los bordes de los núcleos rellenado las cavidades, formando seudo inclusiones sódicas en una plagioclasa más cálcica; otro posible fenómeno que conlleva a estas texturas es atribuido a procesos de mezcla de magmas (Vernon, 2004).

También se encontraron cristales con zonación normal progresiva en el núcleo, la Figura 5-25, muestra un cristal con el núcleo rico en Ca (An_{59}), con disminución del contenido de anortita (An_{35}) hacia los bordes, en el borde del cristal una banda simple concéntrica discontinua rica en calcio (An_{62}). La zonación normal es producto de un proceso de cristalización debido al descenso de la temperatura (Vernon, 2004).

El rango de composiciones de las plagioclasas en las lavas del Ruiz es muy constante y varía entre andesina y labradorita (Tabla 5-2). Los microlitos de plagioclasa muestran un carácter más cálcico, presentando mayor contenido de anortita que los feno y/o microfenocristales. Merece especial atención lo registrado en las lavas de Domo, donde se observa que los microlitos de plagioclasa tienen un alto contenido de anortita (62-64%) que no se superpone con la composición de los fenocristales (An_{33-55}), esta observación es concordante con las texturas de desequilibrio mostradas por los fenocristales de plagioclasa, que presentan bordes con texturas celulares finas y cristales con disolución

periférica (tanto plagioclasas como cuarzos). Con base en lo anterior se evidencia mezcla de poblaciones de cristales de plagioclasas y además, que la población de feno y microfenocristales se encontraba en desequilibrio con el fundido en el momento de la erupción.

Tabla 5-2: Resumen de la composición de las plagioclasas en las muestras del VNR. La composición varía en el rango de andesina a labradorita.

Muestra	Litología	Unidad	Matriz	Micro y fenocristales
GNR-LR-193	Andesita	Lavas del Ruiz Reciente	An 39-50	An 37-49
GNR-LR-209	Andesita	Lavas del Ruiz Reciente	An 41-58	An 37-54
GNR-LR-198	Andesita	Lavas del Ruiz Ancestral	An 40-60	An 37-46
GNR-LR-203	Andesita	Lavas de Domo	An 62-64	An 33-55
GNR-LR-205	Dacita	Lavas de Domo	An 35-45	An 42-53
GNR-LR-212	Andesita	Lavas del Cisne	An 57-60	An 37-56

En la Figura 5-26Figura 5-26 se observan los patrones de zonación oscilatoria en plagioclasas y piroxenos del VNR, en una muestra de lavas del Ruiz Ancestral. La zonación oscilatoria se manifiesta como zonas discretas con alternancia de bandas ricas en Ca con zonas ricas en Na y pobres en Ca. Esto se debe a un empobrecimiento relativo del contenido de anortita en el fundido adyacente a las caras cristalinas, debido a que la tasa de difusión de los componentes en el fundido es menor que las tasas de crecimiento en los cristales (Vernon, 2004).

Figura 5-24: Perfil composicional A-B de un fenocristal de plagioclasa con zonación oscilatoria de la muestra GNR-LR-209. A la izquierda mapa composicional del elemento Ca, donde se evidencia que el núcleo de la plagioclasa presenta zonación en parches, hacia el borde del cristal se evidencia zonación oscilatoria con franjas concéntricas discontinuas, con alternancia de zonas enriquecidas en anortita (las más brillantes) y otras empobrecidas (zonas oscuras). Imagen BSE en falso color.

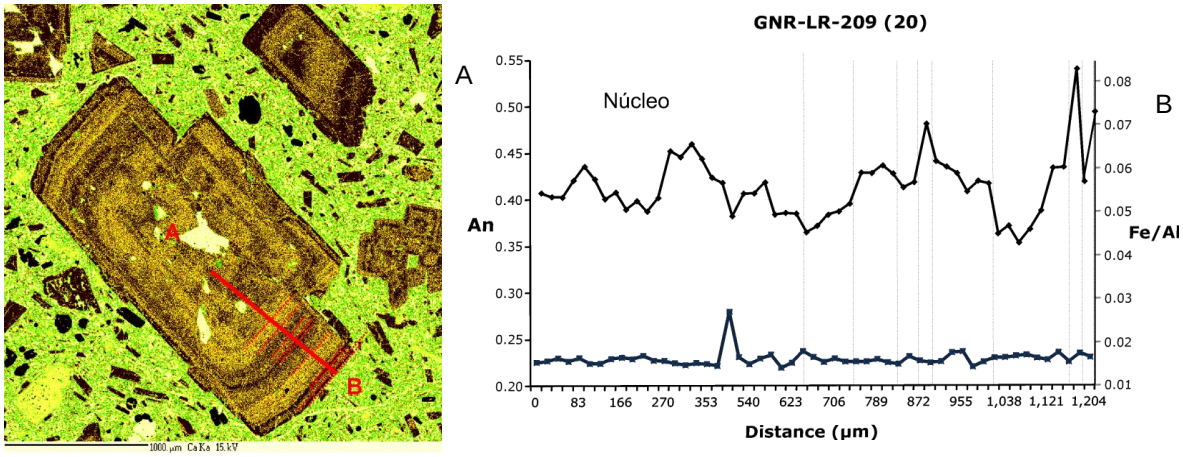


Figura 5-25: Perfil composicional A-B realizado a un cristal de plagioclasa de la muestra GNR-LR-212. Se observa un núcleo rico en Ca, An_{59} con zonación normal progresiva hacia los bordes y disminución del contenido de anortita (An_{35}), en el borde del cristal una banda simple concéntrica discontinua rica en calcio (An_{62}). A la izquierda imagen BSE.

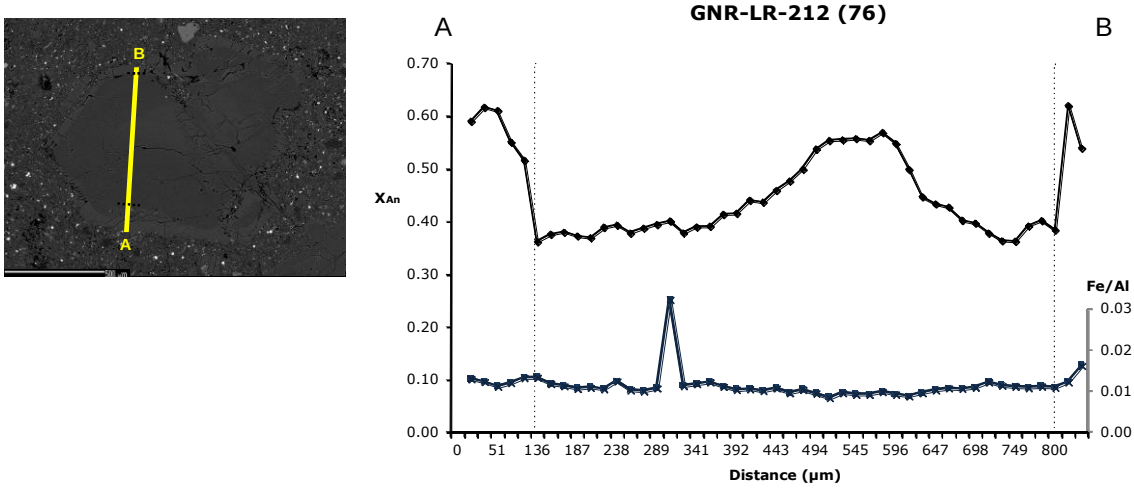
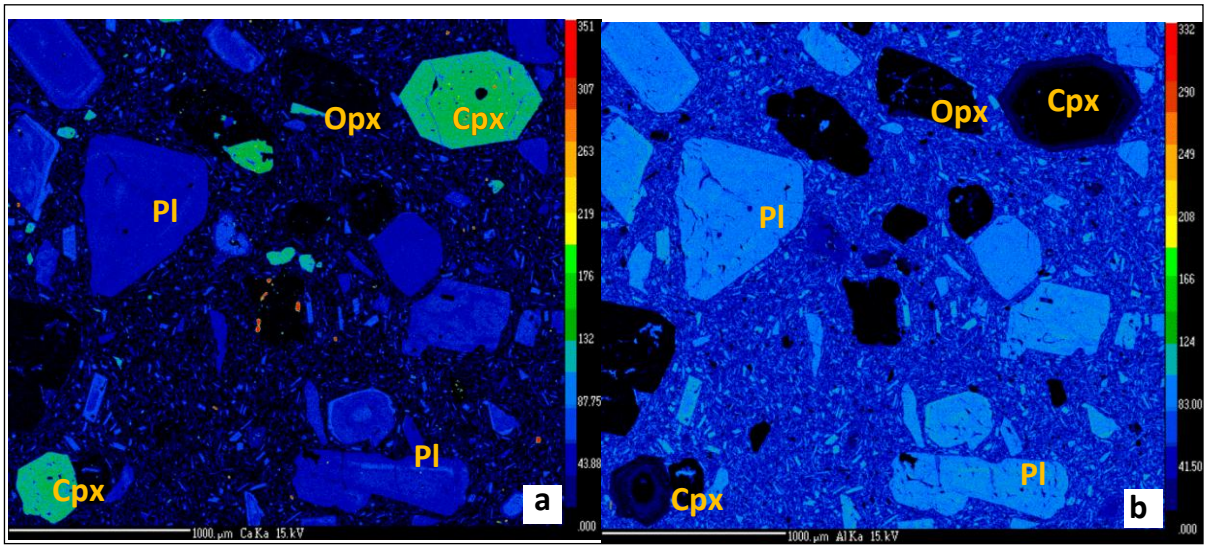


Figura 5-26: Mapas composicionales de la sección GNR-LR-198. Figura a) muestra el mapa composicional de Ca, se observa claramente la zonación oscilatoria de las plagioclasas en tonos azules medios y tonos verdes para los piroxenos La figura b) corresponde al mapa de Al, se evidencia la zonación oscilatoria de los piroxenos en color azul oscuro**.**



5.3.4 Cuarzo

El cuarzo es una fase accesoria muy escasa en las muestras analizadas. Solamente se encontraron como xenocristales en las lavas de la unidad Lavas de Domo como cristales aislados, anhedrales, de menos de 1,5 mm de diámetro, con bordes con disolución periférica, tonos de interferencia grises de primer orden y una corona de reacción, producida por el crecimiento de un agregado finogranular perpendicular a los bordes del cristal, compuesto por plagioclasa y ortopiroxeno (Figura 5-27 y Figura 5-28). De acuerdo a Vernon (2004) el calor latente de cristalización requerido para el proceso de disolución periférica es tomado del magma adyacente, ocasionando su enfriamiento y promoviendo la cristalización de agregados finos.

Figura 5-27: Microfotografía de xenocristal de cuarzo en las Lavas de Domo (GNR-LR-203), se observa el cristal rodeado de una corona de reacción finogranular con cristales orientados perpendicularmente a los bordes del cristal, textura “mantled quartz xenocryst”, cistal con disolución periférica. A la izquierda luz polarizada plana, a la derecha luz doblemente polarizada. La línea azul mide 500 µm.

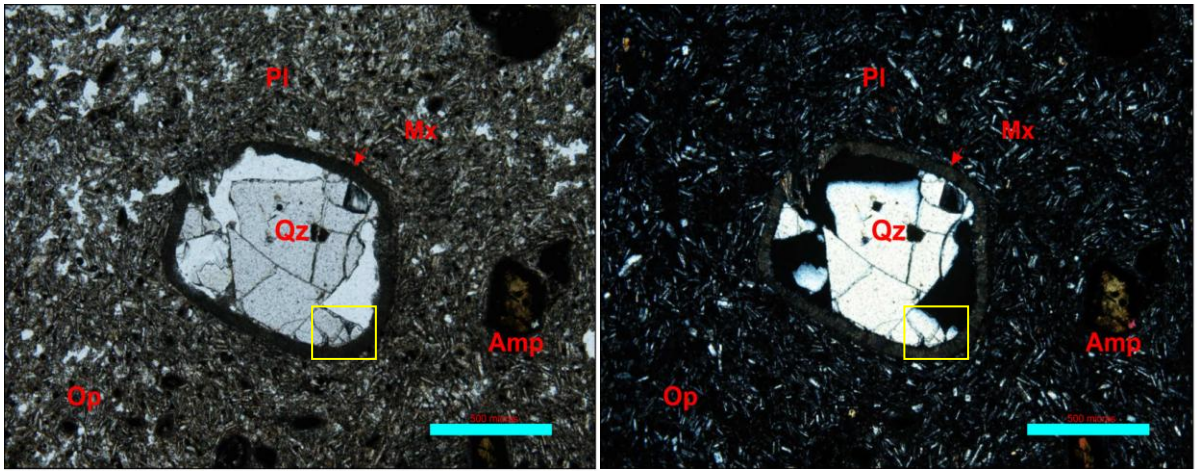
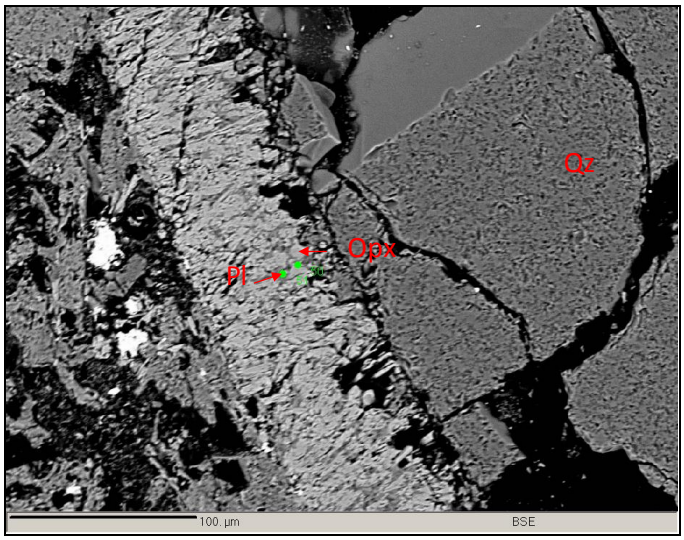


Figura 5-28: Imagen con electrones retrodispersados (BSE), de la corona de reacción de xenocristal de cuarzo. Compuesta por un agregado finogranular de cristales elongados de ortopiroxeno (mineral claro) y plagioclasa (mineral oscuro).



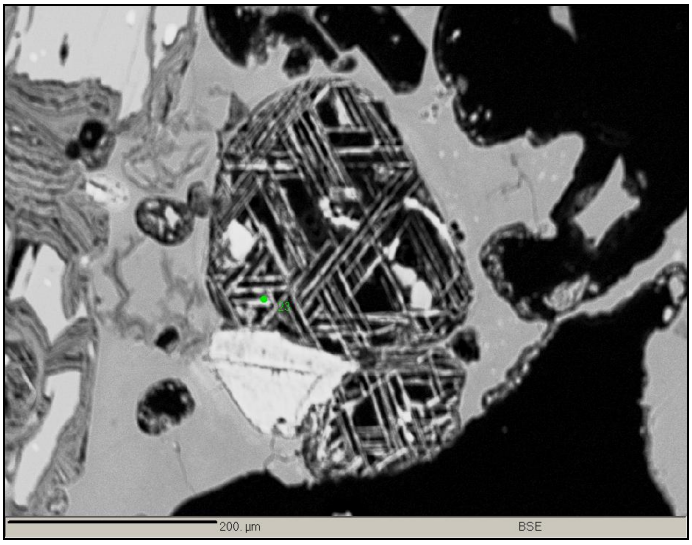
Debido a la evidente inestabilidad del mineral con el fundido se sugiere que estos cristales de cuarzo debieron ser incorporados por un magma más félsico y se constituyen evidencias de procesos de mezcla de magmas.

5.3.5 Ilmenita, Magnetita y Sulfuros.

El mineral opaco presente en las muestras analizadas y más abundante es la ilmenita, ocurre como microlitos (≤0,2 mm) o como inclusiones en fenocristales silicatados. También se presentan pequeñas cantidades de magnetita en varias muestras, principalmente como microlitos diseminados en la matriz, este mineral está parcialmente oxidado a hematita en agregados finogranulares, especialmente en las Lavas Recientes en bloques con oxidación sineruptiva (Vr.g. Jaramillo, 1980).

También se observaron esporádicos cristales de titanomagnetita (Figura 5-29) con desarrollo de lamelas de exfoliación-disolución a titanohematita, este proceso ocurre por la reacción de disolución del hierro que es lixiviado por acción de fluidos que pasan a través de los espacios porosos de la roca (Pallister *et al.*, 2007). Este mineral es anhedral y se encuentra rellenando cavidades vacías, como mineral secundario.

Figura 5-29: Imagen de electrones retrodispersados (BSE) de un cristal de titanomagnetita con lamelas de exsolución a titanohematia paralelas a (111) y de espinela en la dirección (100). Muestra GNR-LR-193.

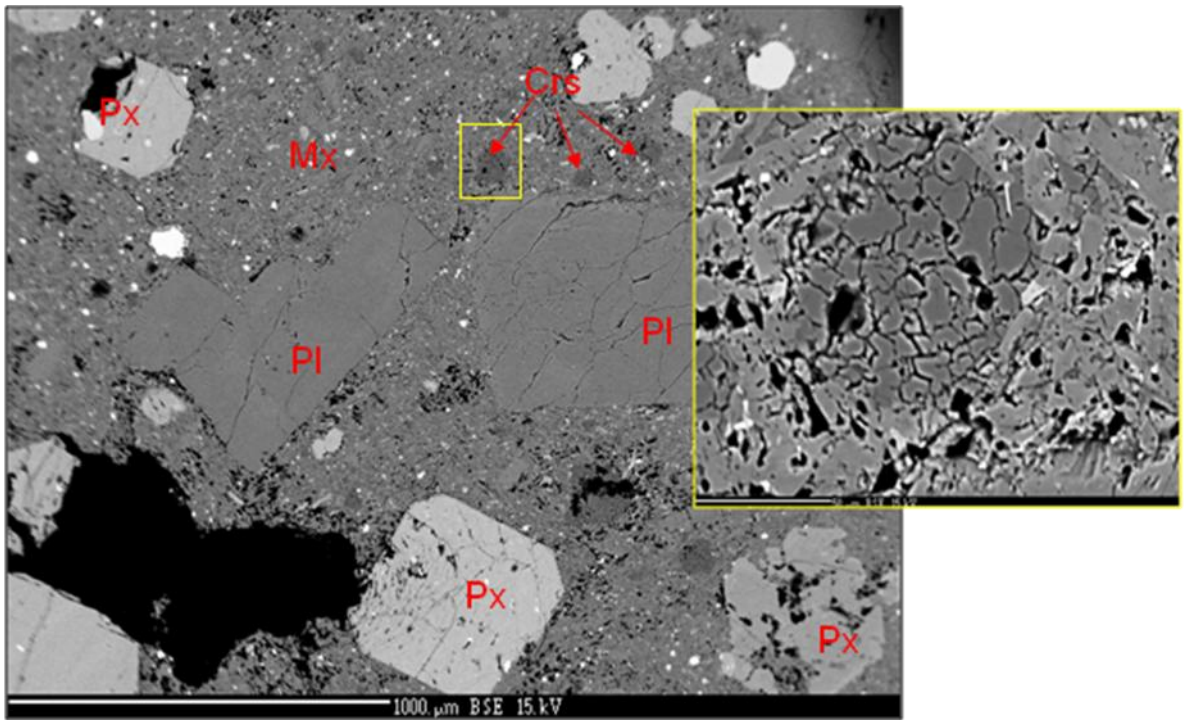


Los sulfuros son muy escasos, en las andesitas ocurren como pequeñas inclusiones (1-10 µm en fenocristales de plagioclasa y piroxenos, corresponden a pirita-calcopirita).

5.3.6 Otros minerales accesorios

En la muestra analizada de las lavas del volcán del Cisne (GNR-LR-212) se encontraron agregados de cristobalita rellenando vesículas (Figura 5-30). Los granos de cristobalita desarrollan una textura botroidal típica y múltiples fracturas de contracción (quenched textures). Este mineral ocurre rellenando vesículas y/o intersticios, lo que indica que se depositó en una fase tardía rica en sílice. Estudios realizados en otros volcanes del mundo muestran que la cristobalita en una fase común en rocas de domos, por ejemplo (Pallister et al., 2007), analizaron muestras del criptodomo del Volcán Santa Helena reportando su presencia.

Figura 5-30: Imagen de electrones retrodispersados (BSE) de una andesita porfirítica con dos piroxenos y hornblenda del Volcán del Cisne (GNR-LR-212). A la derecha detalle de la matriz, donde se puede observar un agregado de cristobalita (Crs), con fracturas de contracción. En la imagen general de la izquierda se aprecia su distribución en la matriz de la roca, especialmente rellenado vesículas. Px- piroxenos, Pl- plagioclasa, Mx- matriz.



5.4 Cálculo de Geotermómetros

Los geotermómetros y geobarómetros son herramientas que ayudan a inferir las temperaturas y presiones a las cuales cristalizó una roca determinada, basado en la composición química y/o el estado físico de uno o más de los minerales encontrados en ella. De acuerdo a Bohlen & Lindsley (1987) la calibración de estos termómetros se puede hacer con base en:

- Reacciones univariantes: cambio de una fase a otra. Todas las fases tienen una composición mixta.
- Reacciones de equilibrio: una o más fases tienen una composición variable y la varianza es mayor a uno.
- Termómetros de intercambio: en las cuales la distribución de dos elementos en dos fases es dependiente de la temperatura.
- Equilibrio del *solvus*: en el cual la solubilidad de un componente en una fase es dependiente de la temperatura.
- Saturación de la superficie: marca las condiciones (P y T) en las cuales el fundido se satura en una fase particular.

Además para la aplicación de estos métodos se deben seguir las siguientes suposiciones:

- ✓ La reacción básica o de equilibrio debe ser bien calibrada, ya sea mediante datos experimentales y/o datos termoquímicos.
- ✓ Los efectos de los otros componentes de la roca deben ser tenidos en cuenta para aplicar modelos de solución adecuados.
- ✓ Los minerales en la roca están en equilibrio.
- ✓ La paragénesis en equilibrio no ha cambiado o puede ser reconstruida de la información textural de la roca.

Existen diversos geotermómetros y geobarómetros, muchos de los cuales son calibrados experimentalmente. Estos cálculos buscan encontrar el equilibrio químico donde hay una diferencia significativa entre la entropía (ΔSr, para un termómetro) o volumen (ΔV, para un

barómetro), de los reactantes. Los geotermómetros son mejores entre mayores sean los valores de (ΔSr) y (ΔVr) (Putirka, 2008).

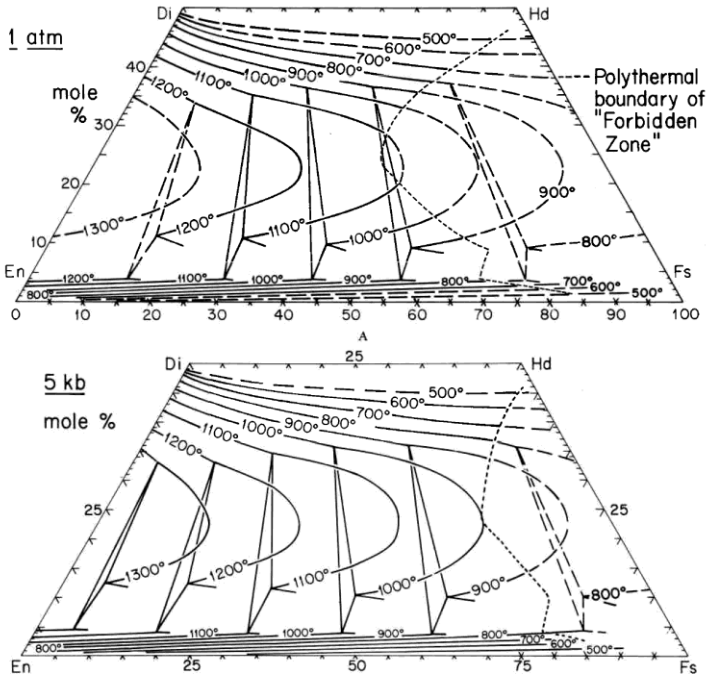
En este trabajo se aplicó el geotermómetro de dos piroxenos debido a la paragénesis mineral encontrada en las lavas. Por esta razón se explicará con mayor profundidad este tipo de termómetro.

Los termobarómetros de solvus se refieren a los termómetros que se basan en el límite de solubilidad de un componente en una fase dada. El hiato de miscibilidad está definido por dos *solvus* a lo largo de una línea de composición mutua. Si las fases tienen diferentes estructuras y son descritas por dos ecuaciones de estado diferentes el *solvus* no es convergente, si ambas fases pueden ser descritas por la misma ecuación, el *solvus* converge a un punto crítico. Los hiatos de solubilidad son fuertemente dependientes de la temperatura y por eso sirven como termómetros, pero si la solución sólida tiene un fuerte exceso de volumen habrá también dependencia de la presión (Bohlen & Lindsley, 1987).

El termómetro de dos piroxenos se basa en las relaciones entre piroxenos del cuadrilátero Ca-Mg-Fe, y su aplicación en las rocas requiere que la proyección de las composiciones naturales de piroxenos estén en el cuadrilátero.

Lindsley (1983) plantea un termómetro gráfico basado en los equilibrios de fase (cálculos a presiones de una atmosfera o cercanas), estimaciones de la temperatura crítica para la augita-pigeonita como función de la composición, el mínimo de la estabilidad de la pigeonita como función de la composición y los efectos de la presión, basado en datos experimentales y cálculos de los equilibrios de fase. Este autor propone que las lavas con fenocristales de piroxenos son unas de las más apropiadas para usar este termómetro debido a que los fenocristales han crecido en mutuo equilibrio y el enfriamiento instantáneo de las lavas sirve para congelar la muestra y minimizar la reequilibración subsólida (Figura 5-31Figura 5-31).

Figura 5-31: Geotermómetro gráfico de dos piroxenos de acuerdo a Lindsley (1983), relaciones politérmicas entre ortopiroxeno + augita, ortopiroxeno+ augita + pigeonita y pigeonita+augita, intervalo de contornos 100 °C. El diagrama superior muestra las relaciones a baja presión (<2kbar), el inferior a 5 kbar.

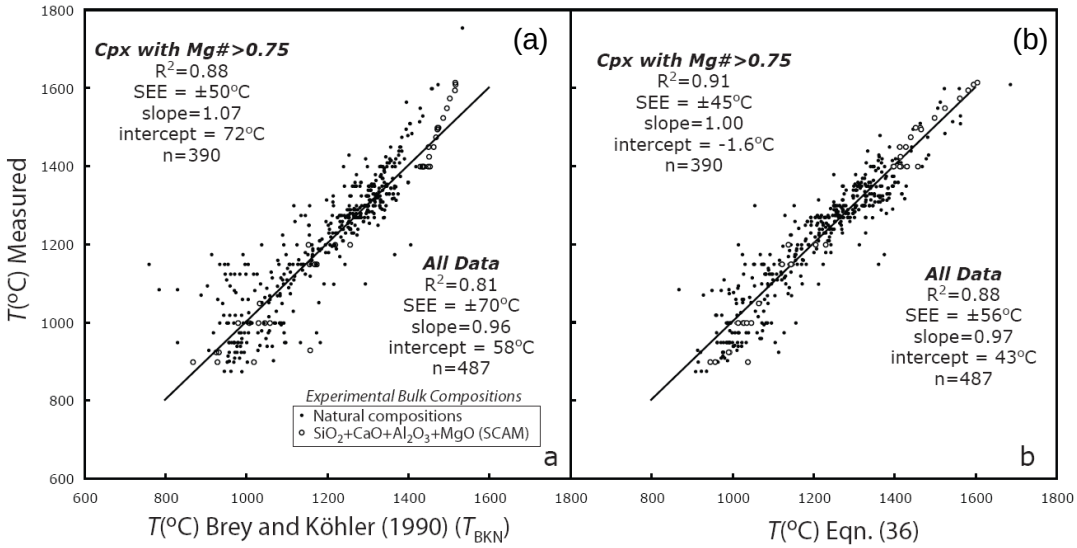


Posteriormente Davidson & Lindsley (1989) realizan un análisis termodinámico del equilibrio piroxeno-olivino-cuarzo en el sistema CMFS (CaO-MgO-FeO-SiO_2), donde encuentran que los límites isotérmicos e isobáricos del *solvus* de la augita son desplazados a altos contenidos de Ca con respecto a las gráficas propuestas inicialmente por Lindsley (1983). Las variaciones en la composición pueden ser expresada mediante dos parámetros composicionales x(=XEn) y y(=XWo), basandose en los límites cristalo-químicos, el Ca es restringido a los sitios M_2, el Mg y Fe ocupan los sitios M_1 y M_2, usando un parámetro de orden de amplio rango t(=XM2Fe - XM1Fe) y calculando la ocupación de los sitios para minimizar la energía libre con respecto al parámetro de orden (dG/dt=0).

Putirka (2008) propone un geotermómetro mediante la regresión lineal de 487 datos experimentales tomados de otros autores. Propone una nueva regresión global basada en el particionamiento de la enstatita + ferrosilita (=$Fm_2Si_2O_6$= EnFs; FmO= FeO + MgO + MnO) entre el clinopiroxeno y el ortopiroxeno, lo que incrementa la precisión para los datos experimentales disponibles, además establece que existe mayor precisión en la regresión si los datos base de calibración solo incluyen sistemas ricos en Mg,

específicamente en los que los pares de clinopiroxeno y ortopiroxeno tienen un $Mg\#^{cpx}$>0.75.

Figura 5-32: (a) geotermómetro de Brey and Köhler (1990), (b) regresión lineal global propuesta por Putirka (2008), aplicando la ecuación 6.



$$\frac{10^4}{T(^\circ\mathrm{C})} = 11.2 - 1.96\ln\left(\frac{X^{cpx}_{EnFs}}{X^{opx}_{EnFs}}\right) - 3.3\left(X^{cpx}_{\mathrm{Ca}}\right) - 25.8\left(X^{cpx}_{\mathrm{CrCaTs}}\right)$$
$$+33.2\left(X^{opx}_{\mathrm{Mn}}\right) - 23.6\left(X^{opx}_{\mathrm{Na}}\right) - 2.08\left(X^{opx}_{En}\right) - 8.33\left(X^{opx}_{Di}\right) - 0.05P(\mathrm{kbar})$$

Ecuación 3

Donde el componente EnFs en el clino y ortopiroxeno es calculado con base en seis oxígenos, y donde $X^{opx}_{En} = [(X^{opx}_{\mathrm{Mg}})/(X^{opx}_{\mathrm{Mg}} + X^{opx}_{\mathrm{Fe}} + X^{opx}_{\mathrm{Mn}})](X^{opx}_{\mathrm{Fm_2Si_2O_6}})$ y $X^{opx}_{Di} = [(X^{opx}_{\mathrm{Mg}})/(X^{opx}_{\mathrm{Mg}} + X^{opx}_{\mathrm{Fe}} + X^{opx}_{\mathrm{Mn}})](X^{opx}_{\mathrm{CaFmSi_2O_6}})$.

En este trabajo se usó el geotermómetro propuesto por Putirka (2008) para modelar los resultados de los análisis de microsonda, mediante el análisis los pares de clino y ortopiroxeno. Para estos cálculos se usó el promedio de la composición mineral de los núcleos y bordes de los piroxenos para cada muestra (Tabla 5-3).

Los valores de las temperaturas obtenidas fueron graficados en función del contenido de SiO_2 de la roca encajante, como medida de la evolución magmática (Richards et al., 2006). En la **Figura 5-33** se observa que existe una relación entre la temperatura del

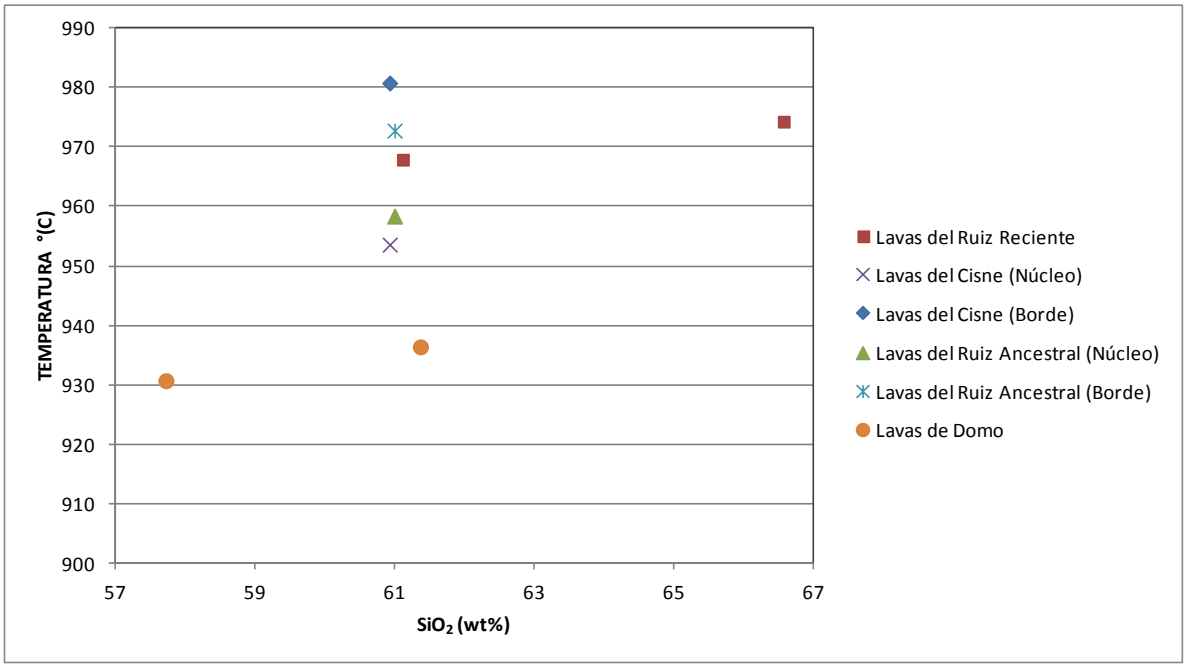
núcleo y borde donde los núcleos presentan menor temperatura que los bordes, contario a lo que podría esperarse, y se encontró que no existe una relación sistemática entre la temperatura y el contenido de SiO_2; no obstante, se puede trazar una línea de tendencia positiva con una amplia dispersión de los datos, que muestra que las lavas recientes (más félsicas) y los bordes de los cristales, presentan mayor temperatura.

La inconsistencia entre las temperaturas de núcleos y bordes en los piroxenos pueden sugerir un desequilibrio significativo intracristalino o desequilibrio entre las fases (CPX y OPX) en la etapa inicial de cristalización. Los fenocristales de piroxeno pueden cristalizar como una fase temprana en profundidad, preservando el registro de su temperatura de cristalización, el aumento de temperatura hacia los bordes puede ser explicado con la entrada de un magma de mayor temperatura al sistema (inyección de un magma máfico). La evidencia petrográfica de mezcla de fenocristales y la química de zonación inversa, sugiere que muchos de los fenocristales pueden ser derivados de procesos de mezcla de magmas.

Tabla 5-3: Resultados del modelado de los pares minerales de ortopiroxeno-clinopiroxeno y magnetita-ilmenita para lavas del VNR.* Contenido de SiO_2 de la roca hospedante. 1 Cálculos realizados con el programa QUILF95 (Andersen *et al.*, 1993), 2 Cálculos basado en la hoja de cálculo de Putirka (2008).

Muestra	***Litología***	***Unidad***	***SiO_2****	***T Núcleos Px (°C)[1]***	***T Bordes Px (°C)[1]***	***T Núcleos Px (°C)[2]***	***T Bordes Px (°C)[2]***
GNR-LR-193	Dacita	Lavas del Ruiz Reciente	66,58	955	--	974,3	--
GNR-LR-198	Andesita	Lavas del Ruiz Ancestral	61	1026	1022	958,4	972,8
GNR-LR-203	Andesita	Lavas de Domo	57,72	1083	--	930,7	--
GNR-LR-205	Andesita	Lavas de Domo	61,37	951	--	936,4	--
GNR-LR-209	Andesita	Lavas del Ruiz Reciente	61,12	1029	--	967,9	--
GNR-LR-212	Andesita	Lavas del Cisne	60,93	930	996	953,6	980,8

Figura 5-33: Resultado de los cálculos de temperatura usando el termómetro de dos piroxenos según Putirka (2008) versus el contenido de SiO_2 (Wt%).



La temperatura más baja calculada corresponde a las lavas de domo (931°C), esta unidad muestra evidencia de desequilibrio de las fases cristalinas al momento de la erupción. Los microfenocristales de anfíboles y algunos piroxenos presentan bordes opacitizados, así como se registran bordes de reacción en los cristales de plagioclasa y cuarzo reflejando las condiciones de inestabilidad del reservorio magmático.

Tabla 5-4: Análisis de microsonda electrónica representativos de clinopiroxenos (CPX) y ortopiroxenos (OPX) para rocas de VNR. n* Número de muestras. REP. Dato representativo. PROM. Dato promedio. S.D. Desviación estándar 1σ.

MUESTRA	*GNR-LR-193*									*GNR-LR-198*											
MINERAL	*OPX*			*OPX*			*CPX*			*OPX*			*OPX*			*CPX*			*CPX*		
ZONA	*Núcleo*			*Borde*			*Núcleo*			*Núcleo*			*Borde*			*Núcleo*			*Borde*		
n*	*10*			*2*			*3*			*5*			*2*			*15*			*2*		
	REP	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*
SiO_2	52.70	52.72	0.26	53.57	54.05	0.48	51.75	51.78	0.09	53.52	53.76	0.47	52.84	53.37	0.53	51.42	51.47	0.32	50.95	50.86	0.09
TiO_2	0.19	0.19	0.03	0.15	0.19	0.04	0.30	0.27	0.03	0.24	0.23	0.07	0.27	0.23	0.03	0.30	0.30	0.05	0.29	0.35	0.06
Al_2O_3	1.00	1.13	0.33	2.49	1.67	0.83	1.46	1.49	0.22	1.94	1.89	0.64	2.26	2.49	0.24	1.50	1.43	0.64	1.36	2.37	1.00
FeO	18.89	18.85	0.67	16.86	14.84	2.03	8.92	8.80	0.24	14.48	14.07	2.58	16.25	14.18	2.06	8.74	8.74	0.66	9.34	7.77	1.57
MgO	23.84	23.96	0.46	24.53	26.33	1.80	14.32	15.20	1.36	28.45	27.78	1.78	28.88	27.30	1.58	14.67	14.67	0.39	14.24	15.18	0.94
MnO	0.50	0.50	0.06	0.35	0.32	0.03	0.29	0.26	0.05	0.31	0.33	0.12	0.27	0.32	0.05	0.28	0.28	0.04	14.24	15.18	0.94
CaO	1.22	1.18	0.15	1.34	1.38	0.04	21.01	20.06	1.45	1.25	1.28	0.13	1.21	1.27	0.06	21.10	21.10	0.13	0.15	0.21	0.06
Na_2O	0.03	0.04	0.01	0.03	0.04	0.01	0.43	0.41	0.05	0.04	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0.47	0.47	0.03	21.00	20.79	0.21
Total	98.60	98.60	0.25	98.68	98.86	0.18	98.42	98.35	0.10	99.47	99.44	0.25	99.43	99.27	0.16	98.48	98.48	0.35	0.47	0.49	0.02
Si	1.97	1.97	0.01	1.93	1.97	0.04	1.96	1.96	0.01	1.94	1.94	0.01	1.94	1.93	0.00	1.95	1.95	0.01	2.30	2.28	0.02
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	1.90	1.93	0.02
Al	0.04	0.05	0.01	0.11	0.07	0.03	0.07	0.07	0.01	0.08	0.08	0.03	0.10	0.11	0.01	0.07	0.06	0.03	0.01	0.01	0.00
Fe^{2+}	0.59	0.59	0.02	0.52	0.45	0.07	0.28	0.28	0.01	0.44	0.43	0.08	0.50	0.43	0.07	0.28	0.28	0.02	0.15	0.11	0.04
Mg	1.33	1.33	0.02	1.51	1.43	0.08	0.81	0.86	0.07	1.46	1.49	0.08	1.40	1.47	0.07	0.83	0.83	0.02	0.19	0.25	0.05
Mn	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.05	0.05	0.01	0.05	0.05	0.00	0.85	0.81	0.06	0.05	0.05	0.00	0.05	0.05	0.00	0.86	0.86	0.01	0.83	0.84	0.02
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.04	0.04	0.00
Mg#	0.69	0.69	0.01	0.72	0.76	0.04	0.73	0.75	0.02	0.77	0.77	0.04	0.81	0.77	0.04	0.74	0.74	0.02	0.73	0.77	0.05
Wo	2.50	2.38	0.31	2.75	2.78	0.03	43.80	41.57	3.18	2.55	2.51	0.25	2.67	2.52	0.14	43.49	43.46	0.18	43.46	43.18	0.28
En	67.46	67.16	1.03	69.77	73.41	3.64	41.24	43.77	3.71	74.42	75.48	4.16	78.67	75.05	3.62	41.94	42.04	1.19	46.76	43.88	2.88
Fs	30.46	30.46	1.16	27.49	23.82	3.67	14.91	14.65	0.53	22.79	22.01	4.34	25.89	22.42	3.47	14.47	14.50	1.11	15.54	12.94	2.60

Tabla 5-4 (continuación): Análisis de microsonda electrónica representativos de clinopiroxenos (CPX) y ortopiroxenos (OPX) para rocas de VNR. n* Número de muestras. REP. Dato representativo. PROM. Dato promedio. S.D. Desviación estándar 1σ.

MUESTRA	*GNR-LR-203*									*GNR-LR-205*								
MINERAL	*OPX*			*CPX*			*CPX*			*OPX*			*CPX*			*CPX*		
ZONA	*Núcleo*			*Núcleo*			*Borde*			*Núcleo*			*Núcleo*			*Borde*		
n*	*4*			*9*			*6*			*3*			*19*			*8*		
	REP	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*
SiO_2	53.03	52.93	0.95	52.76	52.76	0.59	51.95	52.11	0.71	53.49	53.37	0.25	52.78	52.52	0.97	52.76	52.69	1.48
TiO_2	0.24	0.24	0.07	0.29	0.30	0.04	0.31	0.31	0.02	0.18	0.22	0.06	0.38	0.38	0.12	0.35	0.35	0.16
Al_2O_3	1.51	1.68	0.68	2.21	2.21	0.34	2.42	2.47	0.25	0.90	0.93	0.08	2.03	2.01	0.61	1.47	1.57	0.75
FeO	15.47	13.71	5.16	5.17	5.50	1.54	7.53	6.17	1.49	20.26	19.47	1.25	9.11	8.93	1.44	8.49	8.66	0.95
MgO	24.31	23.61	3.70	16.74	16.69	0.61	17.06	16.62	0.94	23.47	24.16	1.14	14.13	14.14	1.32	14.32	14.27	0.55
MnO	0.65	0.57	0.26	0.13	0.16	0.13	17.06	16.62	0.94	0.54	0.54	0.03	0.27	0.27	0.05	14.32	14.27	0.55
CaO	2.11	6.55	8.48	21.42	21.43	0.90	0.21	0.18	0.08	1.24	1.18	0.08	20.63	20.65	0.75	0.32	0.32	0.06
Na_2O	0.04	0.11	0.14	0.29	0.31	0.05	20.92	21.22	0.64	0.05	0.05	0.01	0.54	0.54	0.12	21.32	21.10	0.60
Total	99.43	99.50	0.39	99.56	99.55	0.29	0.35	0.34	0.04	100.08	99.95	0.21	99.51	99.54	0.69	0.41	0.42	0.12
Si	1.95	1.94	0.02	1.94	1.95	0.01	2.23	2.22	0.03	1.97	1.97	0.01	1.96	1.96	0.03	2.25	2.25	0.03
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	1.93	1.93	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	1.97	1.97	0.04
Al	0.07	0.07	0.03	0.10	0.10	0.01	0.01	0.01	0.00	0.04	0.04	0.00	0.09	0.09	0.03	0.01	0.01	0.00
Fe^{2+}	0.47	0.42	0.16	0.16	0.17	0.05	0.10	0.11	0.01	0.63	0.60	0.04	0.28	0.28	0.05	0.06	0.07	0.03
Mg	1.34	1.29	0.20	0.93	0.92	0.03	0.23	0.19	0.04	1.29	1.33	0.05	0.79	0.79	0.07	0.27	0.27	0.03
Mn	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Ca	0.08	0.26	0.34	0.85	0.85	0.03	0.84	0.84	0.02	0.05	0.05	0.00	0.82	0.83	0.03	0.85	0.85	0.02
Na	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.01	0.03	0.03	0.01
Mg#	0.75	0.76	0.06	0.84	0.84	0.04	0.79	0.82	0.04	0.67	0.68	0.02	0.72	0.73	0.05	0.74	0.74	0.03
Wo	4.16	13.18	17.18	44.02	43.70	1.99	43.01	43.03	0.95	2.48	2.35	0.18	43.39	43.48	1.16	4 3.99	44.00	1.04
En	67.40	64.82	9.31	47.52	47.29	1.19	45.99	46.88	2.07	65.09	66.64	2.46	41.38	41.34	2.80	41.22	41.38	1.24
Fs	24.37	22.00	8.30	8.64	9.00	2.61	12.42	10.09	2.60	32.43	31.02	2.28	15.47	15.18	2.67	14.79	14.62	1.60

Tabla 5-4 (continuación): Análisis de microsonda electrónica representativos de clinopiroxenos (CPX) y ortopiroxenos (OPX) para rocas de VNR. n* Número de muestras. REP. Dato representativo. PROM. Dato promedio. S.D. Desviación estándar 1σ.

MUESTRA	*GNR-LR-209*									*GNR-LR-212*											
MINERAL	*OPX*			*OPX*			*CPX*			*OPX*			*OPX*			*CPX*			*CPX*		
ZONA	*Núcleo*			*Borde*			*Núcleo*			*Núcleo*			*Borde*			*Núcleo*			*Borde*		
n*	*12*			*6*			*2*			*6*			*1*			*23*			*13*		
	REP	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*	*REP*	*PROM*	*S.D*
SiO_2	53.70	53.68	0.74	53.29	53.31	0.37	52.13	52.11	0.02	53.42	53.31	0.60	53.69	53.69	0.00	51.45	51.56	0.82	50.53	50.54	1.26
TiO_2	0.19	0.20	0.06	0.32	0.31	0.05	0.28	0.34	0.07	0.17	0.18	0.04	0.23	0.23	0.00	0.46	0.48	0.18	0.71	0.71	0.21
Al_2O_3	1.75	1.60	0.88	1.63	1.61	0.24	1.53	1.53	0.00	0.74	0.82	0.28	1.55	1.55	0.00	2.58	2.58	0.97	4.64	4.43	1.27
FeO	16.24	16.16	2.29	16.76	16.82	0.58	8.52	8.94	0.42	18.67	18.72	1.72	16.71	16.71	0.00	9.13	9.16	1.11	7.84	7.87	0.77
MgO	26.16	26.08	1.50	25.61	25.60	0.47	14.11	14.68	0.57	24.02	24.10	1.10	25.68	25.68	0.00	14.12	14.17	0.88	15.03	14.98	0.67
MnO	0.32	0.32	0.11	0.38	0.39	0.02	0.29	0.27	0.02	0.51	0.50	0.09	0.46	0.46	0.00	0.26	0.26	0.05	15.03	14.98	0.67
CaO	1.39	1.42	0.23	1.42	1.40	0.10	20.63	20.81	0.19	1.10	1.44	0.52	1.30	1.30	0.00	20.45	20.46	0.59	0.20	0.20	0.05
Na_2O	0.04	0.04	0.01	0.03	0.03	0.01	0.48	0.42	0.06	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.51	0.52	0.06	19.96	19.85	0.65
Total	99.66	99.70	0.24	99.51	99.51	0.29	98.88	99.22	0.34	99.12	99.13	0.26	99.64	99.64	0.00	99.22	99.24	0.36	0.44	0.45	0.06
Si	1.95	1.96	0.02	1.95	1.95	0.01	1.97	1.96	0.01	1.98	1.98	0.01	1.96	1.96	0.00	1.94	1.94	0.02	2.24	2.24	0.02
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	1.89	1.89	0.04
Al	0.08	0.07	0.04	0.07	0.07	0.01	0.07	0.07	0.00	0.03	0.04	0.01	0.07	0.07	0.00	0.11	0.11	0.04	0.02	0.02	0.01
Fe^{2+}	0.50	0.49	0.08	0.51	0.51	0.02	0.30	0.28	0.01	0.58	0.58	0.06	0.51	0.51	0.00	0.29	0.29	0.04	0.20	0.20	0.06
Mg	1.41	1.42	0.07	1.40	1.40	0.02	0.79	0.82	0.03	1.32	1.33	0.05	1.40	1.40	0.00	0.79	0.79	0.04	0.25	0.25	0.03
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Ca	0.06	0.06	0.01	0.06	0.06	0.00	0.84	0.84	0.00	0.04	0.06	0.02	0.05	0.05	0.00	0.82	0.82	0.02	0.79	0.79	0.03
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00
Mg#	0.74	0.74	0.04	0.73	0.73	0.01	0.72	0.74	0.02	0.69	0.69	0.03	0.73	0.73	0.00	0.73	0.73	0.03	0.77	0.77	0.02
Wo	2.81	2.81	0.46	2.80	2.78	0.20	43.16	42.98	0.18	2.20	2.87	1.04	2.58	2.58	0.00	43.12	43.05	0.84	42.39	42.24	0.89
En	71.67	71.72	3.60	70.58	70.57	0.99	41.07	42.15	1.08	66.72	67.08	2.80	70.83	70.83	0.00	41.52	41.45	2.03	43.74	44.35	1.71
Fs	25.41	25.47	3.84	26.60	26.65	1.01	15.77	14.87	0.90	29.96	30.05	2.91	26.58	26.58	0.00	15.51	15.50	2.03	13.51	13.41	1.39

6. Modelo Termofísico

La evolución térmica de un sistema magmático depende de muchas características de los cuerpos magmáticos y de la roca hospedante. Los factores más importantes pueden ser modelados numéricamente, aunque se debe tener en cuenta que estás son sólo aproximaciones al sistema. Las variables más importantes para estimar la magnitud del flujo de calor cerca a la superficie en modelos conductivos son: la profundidad del cuerpo magmático y su tamaño. También es útil conocer la temperatura de emplazamiento, su forma y la conductividad térmica de la roca encajante.

El programa HEAT3D simula numéricamente las variaciones temporales y espaciales del flujo de calor de la corteza, en medios heterogéneos donde este refleja el gradiente térmico y las variaciones espaciales de las difusividades térmicas en función del tipo de roca, temperatura e historia del emplazamiento del magma.

A continuación se explica la aproximación analítica empleada para el simulador HEAT3D. La expresión matemática para la transferencia de calor está dada por la conservación de la energía:

$$\rho b\, Cb \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(Kb\, \nabla T) - \nabla\cdot(\rho f Cf \cdot u) + A$$ **Ecuación 4**

Donde ρ y C son la densidad y el calor específico respectivamente, T es la temperatura, K es la conductividad de la roca, u es la velocidad de convección, y A representa la ganancia/pérdida de calor por decaimiento radiactivo, reacciones químicas, emplazamiento del magma y el calor latente de cristalización y fusión. Los subíndices b y f se refieren a las propiedades de la roca (roca + fluido) y el fluido respectivamente. Esta ecuación muestra que el cambio temporal de calor es igual a los flujos conductivo y convectivo, más el término de producción o disipación de calor. Esta ecuación no es lineal y en el contexto cubre condiciones frontera e iniciales que cambian con el tiempo y puede ser resuelta numéricamente por la técnica de diferencias finitas.

Para esos modelos la conductividad térmica varía dependiendo del tipo de roca y de la temperatura (dependiente de la profundidad), este efecto térmico es modelado de acuerdo con la ecuación de Chapman and Furlong (1992) y está dado por:

$$K(T,z) = (Ko\ (\frac{1+cz}{1+b\Delta T})$$ **Ecuación 5**

Para esta ecuación, la conductividad térmica [*K(T,z)*] es función de la profundidad de la corteza (*z)* y de la temperatura (*T*) donde *Ko* es la conductividad a 0°C, c es la constante de la profundidad de la corteza igual a $1.5x10^{-3}$/km, y b es la constate térmica igual a $1.5x10^{-3}$/°C para la corteza superior y 1.0x 10^{-4}/°C para la corteza inferior. Esta función describe adecuadamente la variación en las conductividades térmicas de las rocas más comunes con la temperatura y se aplican dichos datos para la mayoría de los magmas.

Es importante resaltar que las fuentes de calor empleadas en la ecuación de transferencia de calor son: adición de nuevo magma al sistema y el calor latente de cristalización. Los disipadores de calor son: el decrecimiento del volumen del magma por la erupción, el calor latente de fusión de la roca encajante alrededor de la cámara magmática y la fusión del magma antiguo frío por inyección de nuevo magma.

El flujo de calor conductivo (ignorando el convectivo) se expande en coordenadas cartesianas para dos dimensiones:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial kx}{\partial x}\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial kz}{\partial z}\frac{\partial T}{\partial z} + Kx\frac{\partial^2 T}{\partial x} + \frac{\partial^2 T}{\partial z}$$ **Ecuación 6**

Donde *K* es la difusividad térmica. Los resultados no lineales de la difusión de calor, no sólo reflejan los gradientes térmicos locales, sino también la variación espacial de la difusividad con las heterogeneidades de la roca, temperatura e historia de emplazamiento del magma.

El simulador HEAT3D usa métodos de solución numérica donde se asume que un rango específico de temperatura sobre el cual ocurre la cristalización/fusión, un calor latente de fusión/cristalización constante y una relación linear entre el contenido cristalino y la

temperatura en este rango, donde una solución iterativa es posible, la cual para su simplificación es representada por:

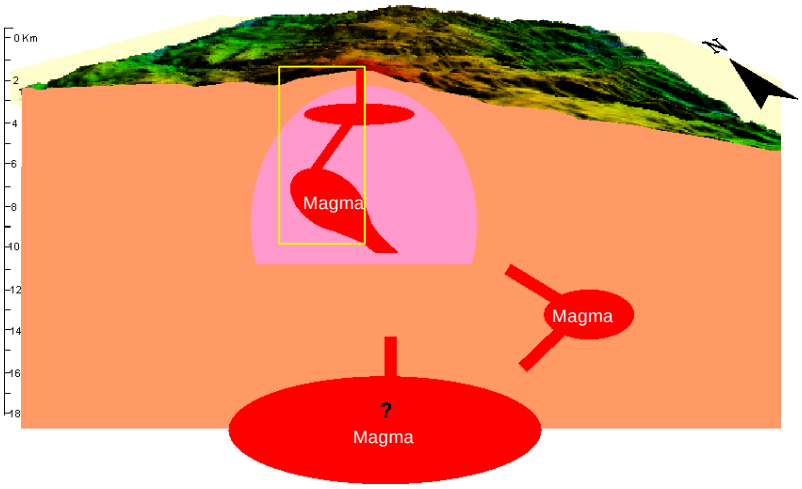
$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{Q_l \delta T}{(c_p + 1)\Delta T_{sl}} = \frac{Q_l}{(c_p + 1)\Delta T_{sl}}\left(T - T^n\right);$$

Ecuación 7

En la que el calor es expresado en *kJ*, Q_t es el calor latente, c_p es la capacidad específica, δT es un cambio incremental en la temperatura por la conducción y convección y ΔT_{sl} es la diferencia de temperatura entre el líquido y el sólido.

Para hallar la distribución de la temperatura en profundidad del sector norte del VNR, se construyó un modelo térmico simple en dos dimensiones, considerando únicamente el transporte de calor conductivo. El modelo considera los primeros 9 km y asume como cero local la cota de 4000 m.s.n.m, en superficie, se plantea una capa delgada (400 m) de lavas de composición andesítica que cubre un basamento compuesto por esquistos cuarzo grafitosos de Complejo Cajamarca (Figura 6-3). La localización de los cuerpos magmáticos sigue el modelo propuesto por Londoño and Sudo (2002), modelando las cámaras magmáticas más superficiales: una a dos kilómetros de profundidad y la otra entre 5 y 10 km con inclinación hacia el SE (Figura 6-1).

Figura 6-1: Modelo esquemático de la estructura del VNR de acuerdo al modelo de Londoño y Sudo (2002).



Las condiciones iniciales del modelo se delimitaron con base en el conocimiento geológico del área y de la historia eruptiva del volcán y realizando suposiciones que permitieran simplificar el modelo. Se trazó un perfil con dirección N-S, de 12 km de longitud, con inicio en el cráter Arenas y una profundidad de investigación de 9 km. En el modelo se distinguieron 3 tipos de materiales: el basamento compuesto por esquitos cuarzo grafitos (Complejo Cajamarca), una cobertera de lavas andesíticas de 400 m de espesor promedio (Lavas del Ruiz Reciente, Antiguo y Ancestral) y dos cámaras magmáticas siguiendo el modelo propuesto por Londoño *et al.*2002. Con base en lo anterior, se construyó una la grilla de 45 filas por 60 columnas (Figura 6-2), compuesta por bloques de 200 m de ancho y 200 m de alto (40.000 m^2), a cada uno de los bloques se le asignaron unos valores de acuerdo a su litología y sus propiedades termofísicas. Los parámetros de conductividad térmica y capacidad específica empleados en la simulación fueron: para las andesitas 3.1 (W/m*K) y 815 (J/kg/K a 20°) respectivamente y para los esquistos 2.9 (W/m*K) y 943 (J/kg/K a 20°). La densidad empleada para ambas unidades fue de 2.8 (g/cm3) (Waples and Waples, 2004). Estos datos fueron tomados de la literatura ya que no se contó con mediciones directas de las unidades expuestas en el área de estudio.

El lapso analizado fue de 100.000 años, de acuerdo con la estratigrafía del volcán Nevado del Ruiz este tiempo corresponde a su última etapa eruptiva (Figura 6-3). Se calculó un proceso de enfriamiento de la cámara magmática sin reinyección de nuevo magma.

Para el modelo se asumió una temperatura superficial de 25°, un gradiente geotérmico inicial de 50°C/km anómalamente alto debido a que esta zona ha presentado vulcanismo activo desde hace aproximadamente 2 millones de años.

Se asumió una temperatura de magma andesítico de 1020 °C, este valor aunque es más alto al calculado en el capítulo 5.4, representa un promedio de los datos de geotermómetros reportados por otros autores como Jaramillo (1980; 1990) y Melson (1990).

La simulación realizada permite observar que a 100.000 años las isotermas se deforman en los primeros 8 km más proximales a la cámara magmática más profunda (Figura 6-4),

el calor generado por la cámara magmática superficial ya ha sido disipado, y no generaría ninguna disrupción en la geoterma de no presentarse reinyección de magma, debido al tamaño y forma de este cuerpo magmático. La cámara magmática más profunda genera una deflección de la geoterma en la parte media, causando un incremento del gradiente geotérmico.

Realizando un perfil de temperatura a una distancia intermedia (6 km) de la sección analizada se encontró que en la zona proximal del volcán entre los 6 y 9 km a una profundidad de 1 km la temperatura estará cercana a los 90°C (Figura 6-4)

Figura 6-2: Grilla diseñada para el modelo de las cámaras magmáticas del VNR usando el programa HEAT3D. El color verde oscuro representa las andesitas de la secuencia volcánica, el color verde oliva corresponde a los esquistos del Complejo Cajamarca, dentro de los cuales se emplazan dos cámaras magmáticas (color rojo).

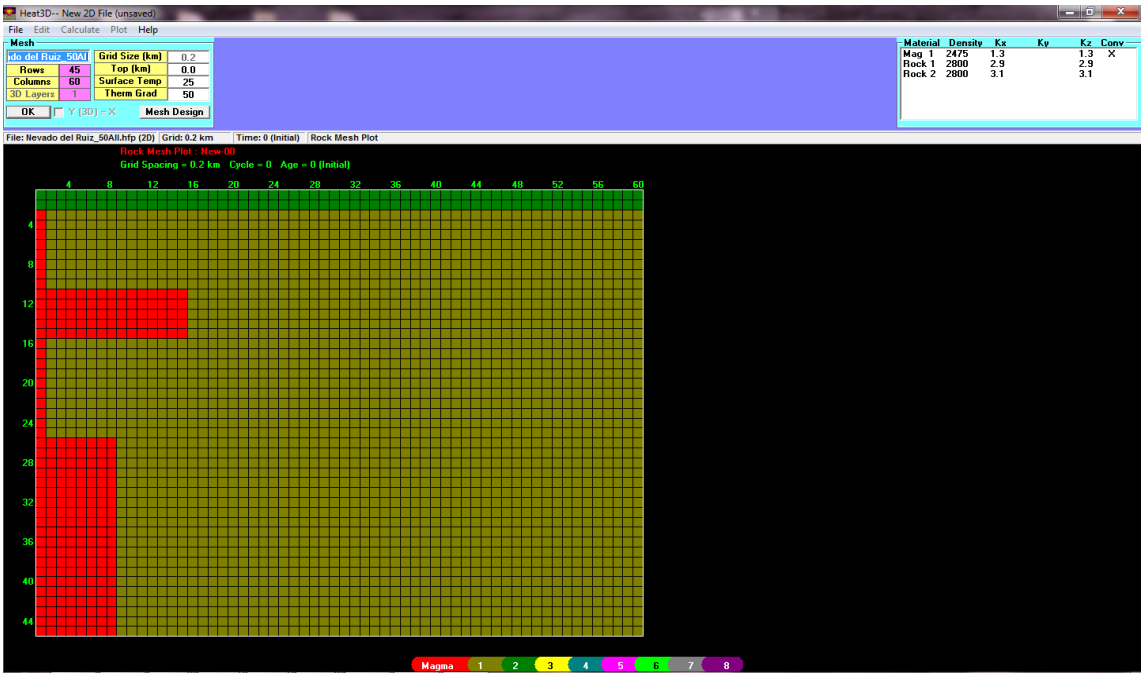


Figura 6-3: Simulación térmica usando el programa HEAT3D. A la derecha, condiciones iniciales del sistema, modelo a 100.000 años de enfriamiento del cuerpo magmático, asumiendo que no hay reinyección de magma y transporte de calor únicamente por conductividad térmica.

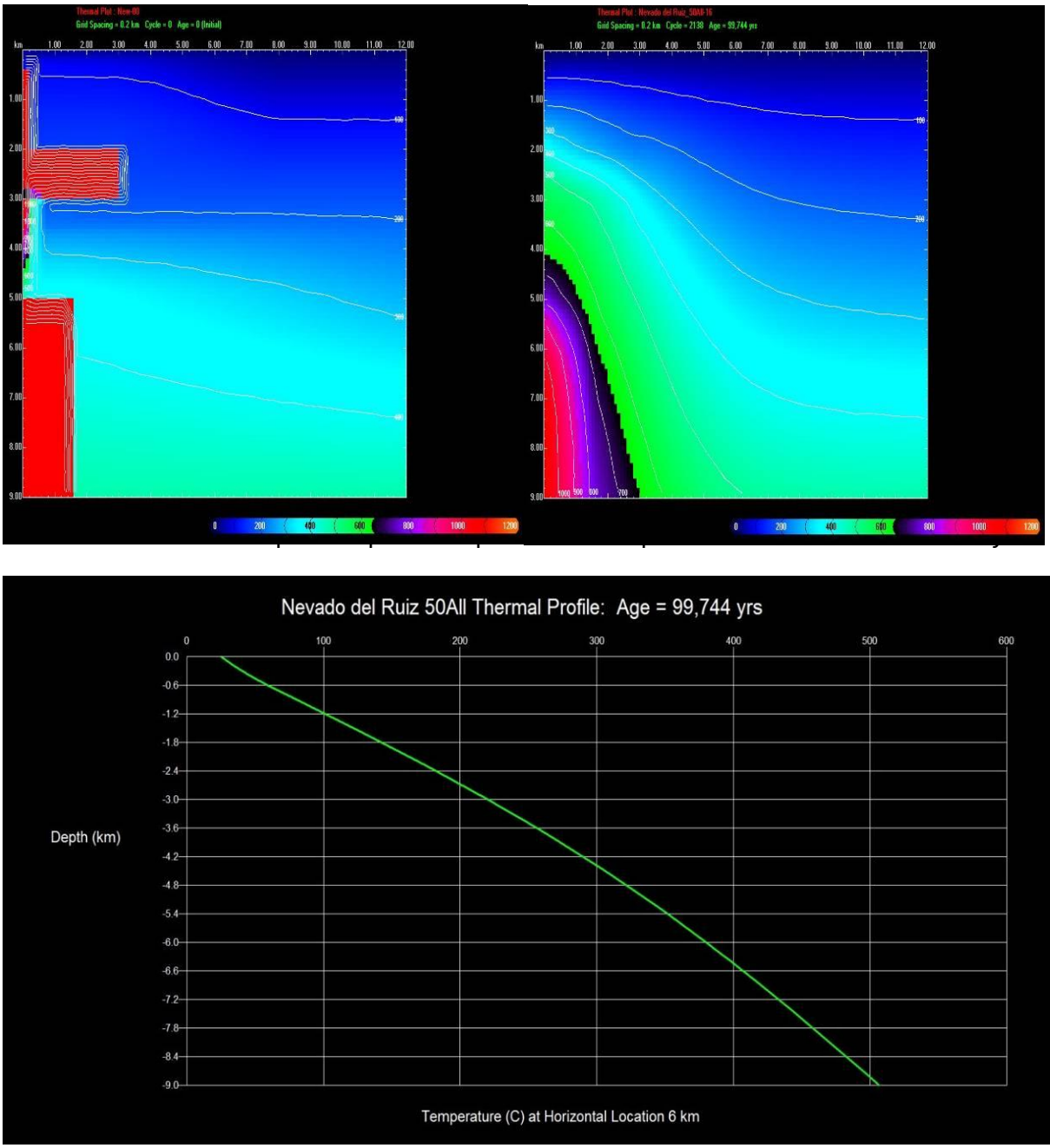


Figura 6-4. Perfil térmico a 6 km de distancia desde el cráter del volcán hacia el N, dentro del área de estudio. En el eje X se representa la temperatura en °C, y el eje Y representa la profundidad, el valor “0” representa la cota de referencia empleada para correr la simulación.

7. Discusión

Los datos geoquímicos de las lavas del VNR muestran un comportamiento de magmas generados en ambientes de arco magmático, con afinidad calco-alcalina. En los diagramas de variación se observa una correlación positiva para Na_2O y K_2O y negativa para Al_2O_3, CaO, MgO, Fe_2O_3 y TiO_2, indicando que las lavas son producto de un proceso de cristalización fraccionada, esto sumado a las relaciones La/Sm (4 a 6,5) y Sm/Yb (2 a 3,2) en función del contenido de SiO_2, que muestran un incremento de la relación LREE/HREE, apoya la hipótesis un proceso de fraccionamiento normal del magma. Sin embargo se encontraron evidencias de procesos de mezclas de magmas con base en los análisis petrográficos y microsestructurales, esta hipótesis ha sido discutida previamente por otros autores como (Jaramillo, 1980) y (Calvache, 1990).

Kay *et al.* 1991 y Haschke *et al.* (2002) establecen que las andesitas basálticas y andesitas con relación La/Yb ≥ 50 fueron generadas en una corteza de ≥50 km de espesor con la presencia de granate, mientras que magmas con relación ≤20 fueron generados en profundidades ≤ 40 km en ausencia de granate. Dado que los valores de esta relación para las andesitas del VRN se encuentran en un rango de La/Yb entre 9 y 23 se puede sugerir que la profundidad de generación de estos magmas es menor a 40 km. Jaramillo (1980) propone que estas rocas provienen de la fusión parcial de un manto peridotítico que puede contener espinela o granate. Además este autor plantea que la diferencia en la composición de las lavas son producto que fraccionamiento cristalino de cuerpos de magma después de su separación de su fuente en el manto y reporta evidencias de procesos de mezcla de dos magmas de diferente composición y temperatura.

La relación Sr/Y vs. Y, según el diagrama de Drummon and Defant (1990), indica que la mayoría de las rocas del Nevado del Ruiz tienen un carácter adaquítico por su alta relación Sr/Y (entre 30 y 70). Otras características que confirman la firma adaquítica de estas lavas es el alto contenido de Sr (mayor a 300 ppm) y la relación isotópica $^{87}Sr/^{86}Sr$

entre 0.7041 y 0.7043 (James and Murcia, 1984; Jaramillo, 1980; Melson et al., 1990). Es posible que estos magmas (que preservan la firma de los elementos traza de su fuente por fusión de la placa subducida) puedan atravesar no solo la cuña del manto sino también 40 km de corteza continental félsica sin modifiaciones significativas. Sin embargo, de acuerdo con la discusión hecha por Richards *et al.* (2006), la firma adaquítica puede ser impartida a un magma de arco normal por fraccionamiento de silicatos ferromagnesianos y/o por interacción con la espesa corteza continental, en la cual pueden estar presentes en profundidad anfibolita o eclógita.

La evidencia petrográfica combinada con el análisis cuantitativo de la distribución de tamaño de los cristales (CSD) permite interpretar algunos de los procesos magmáticos involucrados en la generación de las lavas del VNR. Existen evidencias petrográficas y químicas que indican que en la cámara magmática del VNR se han llevado a cabo procesos de mezcla de magmas: poblaciones mezclada de cristales de piroxeno y plagioclasa, predominio de zonación inversa en los cristales de piroxeno con núcleos pobres en MgO y bordes ricos en MgO; los núcleos de plagioclasa contienen altas proporciones de anortita con evidencias de texturas de inestabilidad debidas procesos de disolución.

La zonación inversa puede explicarse por tres procesos: 1) a un cambio rápido de temperatura (por ejemplo una erupción volcánica, o el movimiento rápido del magma en una cámara o conducto), 2) perdida rápida de volátiles en un magma saturado de agua, o 3) por cambios en la temperatura causados por cambios de magma mezcla de magmas. La zonación discontinua se debe a factores externos como: mezcla de magmas o incremento o decrecimiento de presión de agua. La zonación composicional discontinua puede ser debida a cambios repentinos en temperatura, presión y/o composición del magma. (Vernon, 2004).

Los patrones similares de CSD de plagioclasas en las muestras analizadas (Figura 5-5), permite trazar una tenencia curva cóncava que se pueden dividir en tres tendencias: una tendencia (A) con una pendiente baja poco pronunciada que representa la población de fenocristales en la roca, una tendencia (B) que tiene una pendiente más pronunciada y representa la fracción de microfenocristales a microlitos, y finalmente una tendencia (C) con alta pendiente y que representa la fracción de microlitos. De manera similar a

estudios en las lavas en el Monte Etna (Arimienti, 2008), la tendencia A se refiere a un periodo de crecimiento profundo y una tasa baja de enfriamiento, las tendencias B y C están relacionadas con el ascenso del magma e incremento de la velocidad de enfriamiento (la diferencia entre B y C es la tasa de enfriamiento).

La concavidad en las curvas puede también sugerir un proceso complejo de formación de los cristales, que involucra cristalización y disolución debido a variaciones en las condiciones ambientales que ocasionan diferentes grados de enfriamiento y calentamiento (Higgins 2003). Estas condiciones variables se reflejan en las texturas de desequilibrio de las plagioclasas y piroxenos (zonificación y texturas tamiz). Este proceso podría estar relacionado con la inyección de magmas de una cámara magmática más profunda, como ha sido interpretada la estructura volcánica del Ruiz (Schaefer 1995, Melson *et al.* 1990, Lodoño & Sudo 2002).

Las muestras de la lava del Domo Santana en los diagramas presentan una pendiente más pronunciada y recta (gran población de pequeños cristales), lo que significa que durante el ascenso del magma el proceso de nucleación dominó sobre el proceso de crecimiento de los cristales. La pendiente pronunciada del L-CSD indica que el magma tuvo un ascenso rápido y un tiempo corto de residencia, esta información es consistente con las texturas de desequilibrio mostradas por las oxi-hornblendas y por los fenocristales de plagioclasa, y sugiere que el emplazamiento de los domos representa un sistema lineal donde hay entrada y salida continua de material en un sistema magmático abierto.

Las lavas de domos exhiben texturas microporfiríticas, con el 12% (en volumen) de microfenocristales y 72% (en volumen) de matriz (vidrio/matriz), este alto índice de cristalinidad y poco crecimiento de los cristales refleja procesos de enfriamiento y cristalización rápidos (Blundy and Cashman, 2008). Aunque el proceso de emplazamiento de los domos es relativamente lento en comparación con el de una lava común, estos domos son de tipo colada con flujos de lava de hasta 2 km de longitud, por ende el proceso de emplazamiento semeja al de las lavas. Una posible explicación al comportamiento del L-CSD basado en la ausencia de texturas porfiríticas gruesas y en las evidencias de inestabilidad de las fases minerales (bordes de reacción y disolución

periférica en cristales de plagioclasa, cuarzo, anfíboles) es que el magma estuvo en condiciones de almacenamiento inestables durante un corto periodo de tiempo.

La petrografía de las lavas evidencia que las oxi-hornblendas tienen bordes opacitizados gruesos o se encuentran completamente reemplazadas. La formación de estos bordes de reacción puede ocurrir como respuesta a la pérdida de agua del fundido coexistente durante un ascenso adiabático desde un reservorio profundo o debido al almacenamiento del magma en una cámara magmática somera donde las condiciones ambientales están fuera del campo de estabilidad de los anfíboles (Rutherford & Hill, 1993).

Rutherford & Hill (1993) realizaron estudios experimentales y mediciones en lavas de erupciones del Volcán Santa Helena y encontraron que los anfíboles libres de bordes de reacción ascendían desde los 8 km de profundidad a la superficie en menos de 5 días y que a medida que el ascenso es más lento los bordes de reacción son progresivamente más gruesos (25 µms en 15 días). Los experimentos P y T constantes realizados por estos autores mostraron que el almacenamiento del magma a menos de 6.5 km de profundidad también podría generar un borde de reacción de los anfíboles progresivamente más grueso con el tiempo (por ejemplo cristales almacenados a 3.5 km de profundidad a 900°C podrían tener bordes de 50 µm en 11 días). De acuerdo con esto la presencia de bordes opacitizados en las oxi-hornblendas puede indicar el almacenamiento del magma en condiciones subsuperficiales, a menos de 6.5 km de profundidad.

La unidad Lavas de Domo registra las menores temperaturas calculadas para la secuencia del VNR ~ 930°C, esto es concordante con a la presencia de xenocristales de cuarzo, plagioclasa y piroxenos, sugiriendo que estos cristales provienen de un magma más félsico que se mezcló y homogenizó con uno más máfico y por ende registra una menor temperatura. Otra evidencia a favor de la mezcla de magmas es la presencia de múltiples poblaciones de cristales de plagioclasa, por lo menos se distinguen claramente dos poblaciones con texturas celulares gruesa y fina en su interior, lo que sugiere un posible proceso de mezcla de dos magmas con diferentes trayectorias de ascenso.

En el caso de las lavas de domos, los anfíboles presentan múltiples anillos de opacitización, que de acuerdo con la forma y pendiente pronunciada del L-CSD pueden indicar o que existieron varios pulsos donde cambiaron las condiciones de presión y

temperatura por reinyección de cuerpos de magma más calientes o que existen múltiples reservorios a diferentes profundidades donde el magma se almacena por poco tiempo.
La evolución del sistema magmático ha sido discutida en múltiples trabajos usualmente basados en análisis petrológicos. Uno de los modelos que explica el sistema magmático del VNR evoluciona a partir de la cristalización fraccionada en una sola cámara magmática (Borrero et al., 2009; Jaramillo, 1980; Vatin-Perignon et al., 1990), otro modelo propuesto considera que el VNR evolucionó inicialmente como un sistema homogéneo y que cambió a uno heterogéneo con múltiples cámaras magmáticas. Por ejemplo Schaefer *et al.* (1993), sugieren la existencia de una cámara magmática subvolcánica superficial y estiman el tiempo de residencia para el magma eyectado durante la erupción de 1985 que es de 6.000 años aproximadamente usando series de desequilibrio de ^{238}U.

Este modelo es consistente con el modelo geofísico de la estructura del VNR propuesto por Londoño and Sudo (2002) con base en tomografía sísmica, donde se propone la existencia de tres cámaras magmáticas a 2, 6 y 10 km de profundidad. De acuerdo con los datos obtenidos en este trabajo, se encuentran evidencias que apoyan la hipótesis de que el magma que generó estas rocas se acumuló en reservorios someros.

Los tiempos de residencia calculados en este trabajo para el VNR (~ 262 años) son coherentes con las edades obtenidas para otros sistemas volcánicos (Armienti *et al.*, 2007; Zellmer *et al.*, 1999) ya que son del orden de decenas a centenas de años. Algunos estudios en otros volcanes muestran que los tiempos de residencia calculados mediante las curvas CSD son coherentes con los datos obtenidos a partir de métodos alternativos para calcular los tiempos de residencia (v.gr., isótopos de Sr en cristales de plagioclasa y las edades de desequilibrio de series de uranio). Zellmer *et al.* (1999) calculan el tiempo de residencia para lavas del Volcán Santorini encontrando concordancia entre las edades obtenidas por Sr y CSD (~ 100 años). Otro ejemplo es el tiempo de residencia calculado por Armienti *et al.* (2007) empleando CSD en plagioclasa y otras fases minerales el cual es concordante con el tiempo estimado por isótopos de Sr para el Volcán Estrómboli (~ 19 años). Zellmer *et al.* (1999) realizan una comparación entre estos tres métodos (isótopos de Sr, CSD y series de desequilibrio de uranio) para obtener tiempos de residencia aplicándolos a las mimas muestras de volcanes de las Antillas. Los resultados obtenidos por isótopos de Sr y los análisis CSD muestran

similitudes entre sí y grandes discrepancias entre los tiempos estimados a partir de series de decaimiento de uranio. Esta discrepancia se explica por la dispersión en el sistema U-Th que puede ser causada por procesos de cristalización fraccionada posteriores o por procesos de mezclas de magmas.

En el caso presentado aquí, no es posible comparar los tiempos de residencia obtenidos por Schaefer *et al.* (1993) para el sistema del VNR con los estimados a partir de CSD, debido a que estos autores analizan pumitas de la erupción de 1985 que pertenecen a un evento diferente al de las muestras de lavas analizadas en este trabajo.

8. Conclusiones

Las rocas del VNR muestran una afinidad calcoalcalina con contenidos medios a altos de potasio, típica de vulcanismo de arco asociado a una zona de subducción activa. Su comportamiento durante el Pleistoceno estuvo dominado por un período eruptivo de tipo efusivo con productos volcánicos de composición monótona, principalmente andesíticos a dacíticos. Estos productos contienen entre 54,5 y 66,6 % en peso de SiO_2 y entre 4 y 7,2 % en peso de álcalis (Na_2O+K_2O), además presentan un contenido de MgO máximo de 5.5 % (a 59,5 % en peso de SiO_2), el Mg# para las Lavas del VNR oscila entre 0,32 y 0,48 con excepción de algunas Lavas del Ruiz Ancestral que contienen entre 0,16 y 0,27. Estos productos volcánicos presentan una firma geoquímica adaquítica sugiriendo procesos de fusión de la placa oceánica subducida (Placa de Nazca) aunque su contenido de sílice es muy bajo, sin embargo para confirmar esta hipótesis es necesario realizar estudios isotópicos complementarios de Sr, Nd, Hf y Pb.

Las lavas del VNR y alrededores están formadas típicamente por clinopiroxeno (augita), ortopiroxeno (enstatita), plagioclasa (andesina- oligoclasa) y como minerales accesorios anfíboles (tshermakita y magnesiohastingsita), biotita, óxidos de Fe- Ti (titanomagnetita, magnetita, hematita), pirita, apatito y circón. Se calculó una temperatura de 930 a 974 °C para las lavas del VNR empleando el geotermómetro de dos piroxenos desarrollado por Putirka (2008).

Existen evidencias petrográficas y químicas que indican que en la cámara magmática del VNR se han llevado a cabo procesos de mezcla de magmas: poblaciones mezclada de cristales de piroxeno y plagioclasa, predominio de zonación inversa en los cristales de piroxeno con núcleos bajos en MgO y bordes ricos en MgO; los núcleos de plagioclasa contienen altas proporciones de anortita con evidencias de texturas de inestabilidad debidas procesos de disolución, relación inversa de la temperatura hacia los bordes de los cristales de piroxenos.

La comparación entre las población de los cristales de plagioclasa de muestras de lavas de las etapas ancestral, antigua y reciente del Volcán Nevado del Ruiz revela que las formas de distribución son similares, y por lo tanto se interpreta que las rocas tuvieron historias de enfriamiento similares. Adicionalmente, la fuerte correlación entre las muestras del mismo estado magmático y las variaciones sutiles entre los diferentes estados sugiere que las condiciones magmáticas no han variado a lo largo de la historia magmática del volcán durante el periodo analizado.

La diferencia de la distribución de la población de cristales en las lavas de domos indica que estas lavas tuvieron un proceso de enfriamiento diferente al de las demás unidades del Nevado del Ruiz. El proceso se interpreta como más rápido y con un tiempo de residencia corto en un proceso donde la nucleación domino sobre el crecimiento, esto se evidencia por la ausencia de fenocristales de plagioclasa en equilibrio y por la gran abundancia de microlitos. Por otra parte, las texturas de opacitización muy comunes en los oxi-anfiboles de estas muestras sugieren condiciones de desequilibrio prolongado, probablemente relacionadas al ascenso del magma a una profundidad de almacenamiento por fuera del campo de estabilidad de los anfíboles.

El desarrollo de texturas porfiríticas en estas rocas implica la formación y crecimiento de cristales bajo condiciones estables profundas (fenocristales) y generación de una población de microfenocristales y microlitos durante el ascenso y erupción del magma debido un rápido enfriamiento. Sin embargo, el crecimiento de estos fenocristales no muestra una historia de crecimiento simple. Las texturas de corrosión (textura celular gruesa y fina) y bordes de reabsorción registrada en los cristales de plagioclasa sugieren un proceso complejo que debe implicar la cristalización y la disolución, bajo condiciones de presión y temperatura variables, con diferentes grados de enfriamiento y calentamiento. Esto, sumado a la presencia de por lo menos dos poblaciones de plagioclasa y a las texturas de reacción de los anfíboles, permite sugerir la ocurrencia de procesos de inyección de cuerpos de magma en una cámara magmática superficial posiblemente alimentado por una cámara magmática profunda.

Integrando todas las herramientas se determinó que la cristalización en este volcán involucra procesos complejos con eventos de cristalización y disolución bajo condiciones ambientales variables, evidenciando procesos de enfriamiento y calentamiento ocurridos durante los últimos 1.8 Ma.

Se construyó un modelo simple de transporte de calor simulando únicamente condiciones de transporte de calor por conducción, con parámetros de entrada calculados y reportados en la literatura, las condiciones de frontera fueron definidas de acuerdo al entendimiento de la historia volcánica del VNR. La simulación realizada permite predecir que en la zona proximal del volcán entre los 6 y 9 km en una profundidad de 400 m, la temperatura variaría entre 55 y 58°C.

Bibliografía

Andersen, D.J., 1998. QUILF95. Consultado el 30 de septiembre de 2011. http://www.stonybrook.edu/geosciences/people/faculty/lindsley/lindsley.html.

Andersen, D.J., Lindsley, D.H. and Davidson, P.M., 1993. QUILF: A pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, piroxenes, olivine and quartz. Computer & Geociences, 19(9): 1333-1350.

Anderson, A.T., 1983. Oscillatory zoning of plagioclase: Nomarski interference contrast microscopy of etched polished sections. American Mineralogist, 68: 125-129.

Armienti, P., 2008. Description of Igneous Rock Textures: Crystal Size Distribution Tools. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69: 623-649.

Armienti, P., Francalanci, L. and Landi, P., 2007. Textural effects of steady state behaviour of the Stromboli feeding system. Journal of Volcanology Geothermal Research, 160: 86-98.

Blundy, J. and Cashman, K., 2008. Petrologic Reconstructions of Magmatic System variables and processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69: 179-239.

Borrero, C., Toro, L.M., Alvaran, M. and Castillo, H., 2009. Geochemistry and tectonic controls of the effusive activity related with the ancestral Nevado del Ruiz volcano, Colombia. Geofísica Internacional, 48(1): 149-169.

Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier: 63-114.

Calvache, M.L. and Monsalve, M.L., 1982. Geología, petrología y análisis de xenolitos en el área A (Zona de Manizales) del Proyecto Geotérmico en la región del macizo Volcánico del Ruiz, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.

Calvache, M.L.V., 1990. Pyroclastic deposits of the November 13, 1985 eruption of Nevado del Ruiz volcano, Colombia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41(1-4): 67-78.

Centre, J.I., 2011. Normasky DIC Microscopy. http://www.jic.ac.uk/microscopy/more/t5_5.htm.

Chapman, D.S. and Furlong, K.P., 1992. Thermal state of the lower continental crust. In: D.M. Fountain, R. Arculus and R.W. Kay (Editors), Continental Lower Crust. Elsevier, Amsterdam.

CHEC, ICEL, CONTECOL and ITALIANA, G., 1983. Investigación Geotérmica. Macizo Volcánico del Ruiz. Informe Final, Central Hidroelectrica de Caldas CHEC.

DAGMA, 2004. Microzonificación sísmica Santiago de Cali, Departamento Administrativo de Gestiòn de Medio Ambiente. Alcaldìa de Cali., Santiago de Cali.

Davidson, P.M. and Lindsley, D.H., 1989. Thermodynamic analysis of pyroxene-olivine-quartz equilibria in the system CaO-MgO-FeO-SiO2. American Mineralogist, 74(1-2): 18-30.

De La Rosa, J.D. and Quintero, M., 1995. Estudio de plagioclasas de granitoides híbridos del Macizo Ibérico mediante microscopía de Interferencia de Contraste Normarski. Geogaceta, 18: 165-168.

Drummond, M.S. and Defant, M.J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archean to modern comparisions. Journal of Geophysical Research, 95(B13): 21,503-21,521.

Duque, D.M., 2008. Caracterización de una estructura volcánica ubicada al SW del Cráter Arenas, Volcán Nevado del Ruiz. Trabajo de grado Thesis, Universidad de Caldas, Manizales, 64 pp.

Fernández-Coppel, I.A. and Herrero, L.E., 2001. El Satélite LANDSAT. Análisis visual de imágenes obtenidas del sensor ETM+ satélite LANDSAT, Universidad de Valladolid, España.

Francis, P. and Oppenheimer, C., 2004. Volcanoes, Oxford University Press, 521 pp.

Giggenbach, W.F., 1989. The Ruiz Magmatic-Hydrothermal system Giggenbach New Zealand 1989, IAVCEI Continental Magmatism General assembly, Santa Fe, New Mexico, pp. 106.

Giggenbach, W.F. et al., 1990. The chemistry of fumarolic vapor and thermal-spring discharges from the Nevado del Ruiz volcanic-magmatic-hydrothermal system, Colombia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 42(1-2): 13-39.

González, H., 2001. Geología de las planchas 206 Manizales y 225 Nevado del Ruiz. (Memoria explicativa de los mapas. Escala 1:100.000), INGEOMINAS, Medellín.

Haschke, M., Siebel, W., Günther, A. and Scheuber, E., 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21-26°S). Journal of Geophysical Research, 107: 2018-2019.

Higgins, M.D., 2000. Measurement of crystal size distributions. American Mineralogist, 85(9): 1105-1116.

Higgins, M.D., 2002. Closure in crystal size distributions (CSD), verification of CSD calculations, and the significance of CSD fans. American Mineralogist, 87(1): 171-175.

Higgins, M.D., 2006. Verification of ideal semi-logarithmic, lognormal or fractal crystal size distributions from 2D datasets. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 154(1-2): 8-16.

Higgins, M.D., 2011. CSDCorrection 1.3.9. http://wwwdsa.uqac.ca/~mhiggins/csdcorrections.html.

IMA, 2011. International Mineralogical Association (1998) http://pubsites.uws.edu.au/ima-cnmnc/.

James, D.E. and Murcia, L.A., 1984. Curstal contamination in northern Andean Volcanics. Journal of Geological Society of London, 141: 823-830.

Janousek, V., Farrow, C.M. and Ervan, V., 2006a. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing geochemical data toolkit (GCDkit). Journal of Petrology, 47(6): 1255-1259.

Janousek, V.M., Farrow, C.M. and Erban, V., 2006b. GCDkit version 3.00 BETA. Consultado el 30 de septiembre de 2011. http://www.gcdkit.org/.

Jaramillo, J.M., 1980. Petrology and geochemistry of the Nevado del Ruiz Volcano, Northern Andes, Colombia. Ph.D. Thesis, University of Houston, Texas, USA, 167 pp.

Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. and Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33 °S). In: HARMON, R.S., RAPELA, C.W. (Eds.), Andean Magmatism and its Tectonic Setting Geol. Soc. America, Boulder, Colorado, Special Paper, 265: 113-137.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali−silica diagram. Journal of Petrology, 27(3): 745-750.

Le Maitre, R.W., (ed.), 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 236 pp.

Leake, B.E. et al., 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association on New Minerals and Mineral Names (CNMMN). Mineralogical Magazine, 61(405): 295-321.

Lindsley, D.H., 1983. Pyroxene thermometry. American Mineralogist, 68: 477-493.

Londoño, J.M. and Sudo, Y., 2002. Velocity structure and a seismic model for Nevado del Ruiz Volcano (Colombia). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 119(1-4): 61-87.

Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. Lithos, 46: 411-429.

Melson, W.G. et al., 1990. Water contents, temperatures and diversity of the magmas of the catastrophic eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, November 13, 1985. In: S. N. Williams (Editor), Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, I. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41(1-4): 97-126.

Méndez, R.A., 1989. Catálogo de Volcanes Activos de Colombia. Boletín Geológico-INGEOMINAS, 30(3): 1-75.

Microprobe, U., 2011. Electronmicroprobe http://pirlwww.lpl.arizona.edu/~domanik/UA_Microprobe/Intro.html.

Monsalve, H. and Mora, H., 2005. Esquema geodinámico regional para el noroccidente de suramérica (Modelo de subducción y desplazamientos relativos. Boletín de Geología, 27(44): 25-53.

Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes. Canadian Mineralogist, 27: 143-156.

Page, W., 1986. Geología sísmica y sismicidad al noroeste de Colombia, ISA Interconexión eléctrica S.A. Integral, Medellín.

Pallister, J.S. et al., 2007. Chapter 30. Petrology of the 2004-2006 Mount St. Helens lava dome- implications for magmatic plumbing and eruption tiggering. In: U.S.G.S. Professional-Paper (Editor), A Volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004-2006, pp. 57.

Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19: 290-300.

Putirka, K., 2008. Thermometer and Barometers for Volcanic Systems. In: Rosso Jodi (Editor). Minerals, Inclusions and Volcanic Processes. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 69: 61-120.

Raigosa, A. and Bohórquez, G.P., 2002. Delimitación de zonas de baja velocidad en el Volcan Nevado del Ruiz a partir de retardos en tiempos de viaje de la onda p en sismos tectonico regionales, Primer Simposio Colombiano de Sismología.

Rayo-Rocha, L. and Zuluaga, C.A., 2011. Procesos magmáticos en el Volcán Nevado del Ruiz: Un análisis cuantitativo textural. Boletín de geología, 33(2): 59-72.

Richards, J.P., Ullrich, T. and Kerrich, R., 2006. The Late Miocene-Quaternary Antofalla volcanic complex, southern Puna, NW Argentina: Protracted history, diverse petrology, and economic potential. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 152: 197-239.

Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Pearson Prentice Hall.

Schaefer, S.J., 1995. Nevado del Ruiz Volcano, Colombia: Magmatic System and Evolution. Ph.D. Thesis, Arizona State University, 147 pp.

Schaefer, S.J., Sturchio, N.C., Murrell, M.T. and Stanley, W.N., 1993. Internal 238U-series systematics of pumice from the November 13, 1985, eruption of Nevado del Ruiz, Colombia. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57(6): 1215-1219.

Shimoda, G., 2009. Genetic link between EMI ad EMII: An adakite connection. Lithos, 112: 591-602.

Sturchio, N.C., Williams, S.N., Garcia, N.P. and Londono, A.C., 1988. The hydrothermal system of Nevado del Ruiz volcano, Colombia. Bulletin of Volcanology, 50(6): 399-412.

Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: A. D. Saunders and M. J. Norry (editors). Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication: 313-345.

Thouret, J.C., Cantagrel, J.M., Salinas, R. and Murcia, A., 1990. Quaternary eruptive history of Nevado del Ruiz (Colombia). In: S. N. Williams (Editor), Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, I. . Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41(1-4): 225-251.

Toro, L.M., Alvarán-Echeverri, M. and Borrero-PEña, C.A.e., 2008. Rocas con afinidad adakítica al sur-este de Manizales: Rasgos petrogenéticos y geoquímicos. Boletín de Geología, 30(2): 49-60.

Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymuller, J.T. and Mora, H.P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. Journal of South American Earth Sciences, 15: 157-171.

UNAL, ISAGEN, COLCIENCIAS and ISAGEN, 2011. Programa estratégico para la inestigación y modelamiento del sistema hidrotermal-magmático en areas con potencial geotérmico localizadas en el flanco noroccidental del Volcán Nevado del Ruiz,Colombia, Unpublished work, Bogotá.

Vatin-Perignon, N., Goemans, P., Oliver, R.A. and Palacio, E.P., 1990. Evaluation of magmatic processes for the products of the Nevado del Ruiz Volcano, Colombia from geochemical and petrological data. . In: S. N. Williams (Editor), Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, I. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41(1-4): 153-176.

Vernon, R.H., 2004. A practical guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press.

Waples, D.W. and Waples, J.S., 2004. A Review and Evaluation of Specific Heat Capacities of Rocks, Minerals and Subsurface Fluids. Part 1: Minerals and Nonporous Rocks. Natural Resources Research, 13(2): 97-122.

Wohletz, K., 2008. HEAT3D versión 4.11.0533*. Consultado el 30 de septiembre de 2011. http://geodynamics.lanl.gov/Wohletz/Heat.htm.

Zellmer, G.F., Blake, S., Vance, D., Hawkesworth, C. and Turner, S., 1999. Plagioclase residence times at two island arc volcanoes (Kameni Islands, Santorini, and Soufriere, St. Vincent) determined by Sr diffusion systematics. Contributions to Mineralogy and Petrology, 136(4): 345-357.

A. Anexo: Mapa de localización de estaciones de campo

B. Anexo: Mapa geológico de la zona de estudio.

C. Anexo: Tabla de resultados geoquímicos de roca total para muestras de lava del VNR y alrededores.