



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

OXIBAROMETRÍA DE BIOTITA DE INTRUSIVOS GRANÍTICOS ESTÉRILES Y
ASOCIADOS A PÓRFIDOS CUPRÍFEROS: EFECTOS DE LA RAZÓN FE^{3+}/FE^{2+} Y EL
CONTENIDO DE HIDRÓGENO EN LA DETERMINACIÓN DE LA FUGACIDAD DE
OXÍGENO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

JAVIERA ANDREA VILLALOBOS ORCHARD

PROFESOR GUÍA:
MARTIN REICH MORALES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DIEGO MORATA CÉSPEDES
FERNANDO BARRA PANTOJA

Este trabajo ha sido financiado por el Núcleo Milenio “Trazadores de Metales en Zonas de
Subducción”

SANTIAGO DE CHILE
2016

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE:** Geóloga
POR: Javiera Andrea Villalobos Orchard
FECHA: 13/01/2016
PROFESOR GUÍA: Martin Reich Morales

OXIBAROMETRÍA DE BIOTITA DE INTRUSIVOS GRANÍTICOS ESTÉRILES Y ASOCIADOS A PÓRFIDOS CUPRÍFEROS: EFECTOS DE LA RAZÓN Fe^{3+}/Fe^{2+} Y EL CONTENIDO DE HIDRÓGENO EN LA DETERMINACIÓN DE LA FUGACIDAD DE OXÍGENO

En intrusivos graníticos, la fugacidad de oxígeno (fO_2) ejerce un control importante sobre la mineralogía. En particular, en intrusiones asociadas pórfidos cupríferos, su influencia sobre el transporte de metales y la formación de sulfuros magmáticos la convierte en una variable clave al estudiar la formación de este tipo de yacimientos. En el presente trabajo, se utiliza la oxibarrografía de biotita para determinar la fO_2 de cuerpos granitoides de Chile Central (plutón La Gloria y plutón San Gabriel) y el oeste de Estados Unidos (stock de Tyrone y stock de Hanover-Fierro), para lo cual se realizó un análisis de composición mineral de alta precisión con microsonda electrónica, se determinó la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} mediante espectroscopía Mössbauer y el contenido de hidrógeno (H) mediante análisis de reacción nuclear (NRA). La química mineral de las biotitas muestra que éstas poseen fracciones molares de Fe (X_{Fe}) entre 0.365 (La Gloria) y 0.457 (San Gabriel), razones de Fe^{3+}/Fe^{2+} entre 0.48 (Hanover-Fierro) y 0.68 (La Gloria) y contenidos de hidrógeno correspondientes a entre 61% y 71% de OH en el sitio hidroxílico, lo que equivale a contenidos de agua en la estructura entre 2.32 % wt. (San Gabriel) y 2.73 % wt. (Tyrone).

Mediante la aplicación del oxibarrometro de biotita se obtuvieron curvas de $T\text{-log}(fO_2)$ para los cuatro intrusivos estudiados, pudiendo calcularse fO_2 definidas sólo para el plutón La Gloria, intrusivo estéril, y el stock de Hanover-Fierro, asociado a mineralización de Cu, con valores de $\Delta FMQ=3.79\text{-}4.10$ y $\Delta FMQ=3.94\text{-}4.53$, respectivamente, correspondientes a magmas altamente oxidados. El hecho de que tanto un cuerpo estéril como uno mineralizado presenten los mismos rangos de fO_2 sugiere que este parámetro, si bien es necesario para el transporte de metales, podría no ser suficiente por sí solo para que se produzca desarrollo de mineralización de interés económico. Por su parte, las altas fO_2 obtenidas pueden estar sobreestimadas debido a reequilibrio sub-sólidos de las biotitas, reflejando así procesos ocurridos durante el enfriamiento, o debido a sobreestimaciones en la fH_2O , pues la fO_2 obtenida para el plutón La Gloria supera en ~ 1.0 unidad logarítmica a las determinaciones previas realizadas para éste por Core (2004) y Cornejo & Mahood (1997).

Realizando un análisis de sensibilidad, se comprobó que la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} en la biotita posee un efecto poco significativo en el cálculo de fO_2 con el oxibarrometro de biotita, cuya magnitud depende del modelo de actividad de anita escogido, mientras que el contenido de H posee un efecto ligeramente mayor, mostrando que el método es más sensible ante las variaciones en este último parámetro. La fugacidad de agua (fH_2O) influye fuertemente en el cálculo de la fugacidad de oxígeno, en especial a bajas presiones, pudiendo sobreestimarla si se presume una mayor profundidad de emplazamiento del intrusivo o nivel de saturación de agua. La temperatura también posee un alto impacto en las determinaciones de fO_2 , donde variaciones de tan sólo $50^\circ C$ pueden producir diferencias de hasta 0.6 unidades logarítmicas en ésta a temperaturas magmáticas ($\sim 650\text{-}750^\circ C$), lo que la convierte en el parámetro más influyente. Las actividades de sanidina y magnetita, por su parte, no poseen un efecto significativo en la fO_2 .

El estudio realizado constituye un aporte importante para futuras aplicaciones del oxibarrometro de biotita, cuantificando el efecto de los distintos parámetros involucrados en la determinación de la fugacidad de oxígeno, además de entregar nuevas mediciones precisas de fO_2 en intrusivos graníticos estériles y asociados a pórfidos cupríferos, antecedente que contribuye al debate sobre el estado de oxidación de los magmas que originan este tipo de depósitos minerales.

*“No me siento obligado a creer que el mismo Dios
que nos ha dotado de sentido, razón e intelecto
haya pretendido que nos abstuviéramos de su uso”*

Galileo Galilei

En memoria de mi madre, Ellen

AGRADECIMIENTOS

A mi madre Ellen, la mujer más maravillosa, por su incondicional entrega y completa dedicación, su apoyo y amor infinito, su gran sabiduría y su enorme fuerza. Aunque hayas partido antes de haber visto con tus propios ojos los frutos de tantos años de trabajo, el mérito de este logro es tan tuyo como mío, y procuraré durante toda mi vida que, estés donde estés, te sientas orgullosa de lo que construiste.

A mi padre Andrés, por ser mi guía intelectual y espiritual, por inculcarme el interés por la ciencia, inspirarme en la búsqueda del saber e impulsarme a llegar siempre más alto, explotando al máximo mis capacidades.

A mi hermana Francisca, que siempre ha sido para mí un ejemplo de disciplina, perseverancia, abnegación y esfuerzo, a quien adoro y admiro profundamente.

A Gianfranco, mi eterno compañero en la vida y lo académico, mi gran amor y mi mejor amigo, mi soporte, confidente, consejero y motivador personal.

A mis amigos, por el inmenso cariño y los incontables buenos momentos, por apoyarme y contenerme cuando las cosas han sido difíciles, y por hacer de mi etapa universitaria un hermoso capítulo de mi vida.

A mis profesores, en especial a M. Reich, D. Morata y F. Barra, por siempre haber tenido la disposición de ayudarme, aconsejarme y resolver mis dudas, por brindarme grandes oportunidades y apoyarme siempre tan comprometidamente en mi desarrollo profesional.

A mis compañeros del Núcleo Milenio, por todos los comentarios y aportes que enriquecieron las discusiones y el contenido de este trabajo, y por su valiosa y grata compañía durante los meses que duró esta experiencia.

Finalmente, al Núcleo Milenio “Trazadores de Metales en Zonas de Subducción” por su financiamiento y apoyo para la realización de esta Memoria de Título, y al CEGA (Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes) por su fundamental ayuda en proyectos anteriores.

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	9
1.1	Motivación.....	9
1.1.1	Pórfidos cupríferos y su relevancia en Chile.....	9
1.1.2	Sobre el estado de oxidación de los magmas asociados a pórfidos cupríferos.....	9
1.1.3	Oxibarrografía de biotita para la determinación de la fugacidad de oxígeno (fO_2).....	10
1.2	Objetivos.....	10
1.2.1	Objetivo general.....	10
1.2.2	Objetivos específicos.....	11
1.3	Hipótesis.....	11
1.4	Metodología.....	12
1.4.1	Muestreo, estudio petrográfico y obtención de datos de composición mineral.....	12
1.4.2	Procesamiento de datos y determinación de parámetros.....	15
2	ANTECEDENTES	17
2.1	Marco geológico.....	17
2.1.1	Plutón La Gloria, Chile Central.....	17
2.1.2	Plutón San Gabriel, Chile Central.....	18
2.1.3	Stock de Tyrone, Nuevo México, EEUU.....	20
2.1.4	Stock de Hanover-Fierro, Nuevo México, EEUU.....	21
2.2	Marco teórico.....	22
2.2.1	Oxibarrografía.....	22
2.3	Determinaciones previas de fugacidad de oxígeno.....	27
3	RESULTADOS	29
3.1	Química mineral de biotitas.....	29
3.1.1	Química mineral.....	29
3.1.2	Fórmulas estructurales.....	31
3.2	Modelos de actividad.....	33
3.2.1	Modelos de actividad de annita.....	33
3.2.2	Modelo de actividad de sanidina.....	35
3.3	Determinación de fugacidad de oxígeno.....	35
3.3.1	Plutón La Gloria.....	36
3.3.2	Plutón San Gabriel.....	38
3.3.3	Stock de Tyrone.....	40
3.3.4	Stock de Hanover-Fierro.....	42
4	DISCUSIONES	44
4.1	Discusiones generales.....	44
4.1.1	Química mineral.....	44
4.1.2	Modelos de actividad.....	44
4.1.3	Determinaciones de fugacidad de oxígeno.....	46

4.2	Análisis de sensibilidad	48
4.2.1	Efectos de la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} en la determinación de la fugacidad de oxígeno	48
4.2.2	Efectos del contenido de hidrógeno en la determinación de la fugacidad de oxígeno	49
4.2.3	Efectos de la variación en los parámetros del oxibarómetro de biotita en la determinación de la fugacidad de oxígeno	50
4.3	Comparación con medidas previas de fugacidad de oxígeno	51
4.4	Implicancias	54
4.4.1	Aplicabilidad del método y consideraciones	54
4.4.2	Fertilidad de los magmas graníticos oxidados.....	56
4.4.3	Estado de oxidación de la fuente de los magmas	57
5	CONCLUSIONES	59
	BIBLIOGRAFÍA	62
	ANEXO A: Análisis de Sensibilidad del Oxibarómetro de Biotita	1
	Efectos de la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} en la determinación de la fugacidad de oxígeno	1
	Modelo de actividad de anita de Czamanske & Wones (1973).....	1
	Modelo de actividad de anita de Bohlen et al. (1980).....	9
	Modelo de actividad de anita del programa AX (Holland & Powell, 1998).....	17
	Efectos del contenido de hidrógeno en la determinación de la fugacidad de oxígeno.....	25
	Modelo de actividad de anita de Czamanske & Wones (1973).....	25
	Modelo de actividad de anita de Bohlen et al. (1980).....	33
	Efectos de los parámetros del oxibarómetro de biotita en la determinación de la fugacidad de oxígeno	41
	Fugacidad de agua (fH_2O)	41
	Actividad de sanidina	49
	Actividad de magnetita.....	57

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Datos de fugacidad de oxígeno (fO_2), edades y razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} en circones determinados por Core (2004) para algunos de los intrusivos estudiados de Chile Central y EEUU. Fugacidad de oxígeno determinada como un promedio de los valores obtenidos mediante equilibrio de fases de piroxeno/óxidos y óxidos de Fe-Ti.	27
Tabla 2. Composiciones químicas representativas de biotitas los intrusivos estudiados. Los números entre paréntesis corresponden a la desviación estándar (1σ) de n puntos de microsonda electrónica en diferentes granos.	29
Tabla 3. Contenido promedio de hidrógeno de biotitas de intrusiones graníticas de Chile Central y el oeste de EEUU, medidas utilizando análisis de reacción nuclear (NRA).	30
Tabla 4. Fórmulas estructurales de biotitas, calculadas a partir de la Tabla 2 en base a la normalización a $24=O+OH+F+Cl+S$, considerando la fórmula de annita como $K_2Fe_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$	31
Tabla 5. Fracción molar de Fe (X_{Fe}) para los cuatro intrusivos estudiados, calculada en base a fórmulas estructurales en Tabla 4 de un promedio representativo de muestras.	31
Tabla 6. Actividad de annita calculada para los cuatro intrusivos estudiados según el modelo de Czamanske & Wones (1973), junto a los parámetros utilizados.	33
Tabla 7. Actividad de annita calculada para los cuatro intrusivos estudiados según el modelo de Bohlen et al. (1980), junto a los parámetros utilizados.	33
Tabla 8. Actividad de annita calculada para los cuatro intrusivos estudiados para temperaturas entre 400 y 900°C con el programa AX (Holland & Powell, 1998).	34
Tabla 9. Actividad de sanidina calculada para los cuatro intrusivos estudiados a 700°C, utilizando el programa AX (Holland & Powell, 1998).	35
Tabla 10. Parámetros constantes utilizados para la determinación de la fugacidad de oxígeno de los intrusivos estudiados mediante oxibarometría de biotita.	35
Tabla 11. Fugacidad de oxígeno (fO_2) del plutón La Gloria, calculada a partir de la expresión (8) para temperaturas entre 400°C y 900°C, utilizando los modelos de actividad de annita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998), con el error asociado (2σ). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas, junto a la comparación con respecto al buffer FMQ en unidades logarítmicas sobre dicho buffer (ΔFMQ).	36
Tabla 12. Fugacidad de oxígeno (fO_2) del plutón San Gabriel, calculada a partir de la expresión (8) para temperaturas entre 400°C y 900°C, utilizando los modelos de actividad de annita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998), con el error asociado (2σ). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas, junto a la	

comparación con respecto al buffer FMQ en unidades logarítmicas sobre dicho buffer (ΔFMQ).
..... 38

Tabla 13. Fugacidad de oxígeno ($f\text{O}_2$) del stock de Tyrone, calculada a partir de la expresión (8) para temperaturas entre 400°C y 900°C , utilizando los modelos de actividad de anita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998), con el error asociado (2σ). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas, junto a la comparación con respecto al buffer FMQ en unidades logarítmicas sobre dicho buffer (ΔFMQ).
..... 40

Tabla 14. Fugacidad de oxígeno ($f\text{O}_2$) del stock de Hanover-Fierro, calculada a partir de la expresión (8) para temperaturas entre 400°C y 900°C , utilizando los modelos de actividad de anita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998), con el error asociado (2σ). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas, junto a la comparación con respecto al buffer FMQ en unidades logarítmicas sobre dicho buffer (ΔFMQ).
..... 42

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.** Mapa de ubicación del plutón La Gloria (naranja) y el plutón San Gabriel (morado), Chile Central. Se indica también la ubicación otros intrusivos de la franja miocena, además de la dirección de localización de los yacimientos Pelambres, Río Blanco-Los Bronces y El Teniente. Modificado de Deckart et al. (2010)..... 19
- Figura 2.** Mapa del Distrito Minero de Tyrone, Nuevo México, EEUU. Se indican el lacolito o stock de Tyrone (verde) y el contorno del yacimiento Tyrone (amarillo). Modificado de Kolessar (1970). 20
- Figura 3.** Distrito Hanover-Fierro, Nuevo México, EEUU. Se señala la ubicación del stock de Hanover-Fierro, con sus fases porfírica (fucsia) y equigranular (rosa claro), además de la localización de las minas Chino y Continental. Modificado de Core (2004)..... 21
- Figura 4.** Razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} en circones calculadas para intrusivos graníticos de diversos distritos asociados a sistemas de pórfidos cupríferos, con respecto a la fugacidad de oxígeno (fO_2) obtenida para dichas intrusiones. El gráfico indica que las razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} no reflejan las variaciones en la fO_2 . Tomado de Core (2004). 28
- Figura 5.** Composición promedio de muestras de biotita de los intrusivos estudiados según el diagrama de clasificación annita-flogopita-“oxi-annita” de Wones & Eugster (1965). Se muestran como referencia los buffers FMQ, NNO y HM..... 32
- Figura 6.** Fugacidad de oxígeno (fO_2) del plutón La Gloria para temperaturas entre 400°C y 900°C, utilizando los modelos de actividad de annita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas. Se grafica el buffer FMQ (O’Neill, 1987) como referencia. 37
- Figura 7.** Fugacidad de oxígeno (fO_2) del plutón San Gabriel para temperaturas entre 400°C y 900°C, utilizando los modelos de actividad de annita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas. Se grafica el buffer FMQ (O’Neill, 1987) como referencia. 39
- Figura 8.** Fugacidad de oxígeno (fO_2) del stock de Tyrone para temperaturas entre 400°C y 900°C, utilizando los modelos de actividad de annita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas. Se grafica el buffer FMQ (O’Neill, 1987) como referencia. 41
- Figura 9.** Fugacidad de oxígeno (fO_2) del stock de Hanover-Fierro para temperaturas entre 400°C y 900°C, utilizando los modelos de actividad de annita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas. Se grafica el buffer FMQ (O’Neill, 1987) como referencia. 43
- Figura 10.** Fugacidad de oxígeno en función de la temperatura entre 650°C y 800°C de intrusivos graníticos de Chile Central (La Gloria y San Gabriel) y el oeste de EEUU (Tyrone y Hanover-Fierro), calculada como el promedio de los resultados obtenidos mediante los tres modelos de

actividad utilizados. La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ (ΔFMQ)..... 46

Figura 11. Diagrama de temperatura versus $\log(f\text{O}_2)$, mostrando los rangos de condiciones características de depósitos de tipo pórfido de Cu-Au, magmas calcoalcalinos tipo I, magmas tipo S y basaltos de dorsales mesoceánicas (MORB), además de curvas buffer de $f\text{O}_2$. Se muestran las curvas de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria (rojo) y Hanover-Fierro (amarillo), destacando el rango de valores determinado para cada uno según su temperatura de equilibrio. Modificado de Richards (2014). 47

Figura 12. Razones $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ de biotita de Cornejo & Mahood (1997) proyectadas en el diagrama de $\log(f\text{O}_2)$ versus temperatura de Wones & Eugster (1965) para $P_{\text{H}_2\text{O}}=P_{\text{TOTAL}}=2070$ bares. Se grafican los valores de $\log(f\text{O}_2)$ para la zona inferior, media y superior del plutón La Gloria, junto a la curva T- $\log(f\text{O}_2)$ obtenida en el presente estudio mediante oxibarometría de biotita. La zona achurada en el diagrama representa los rangos de temperatura y $f\text{O}_2$ permisibles en el plutón La Gloria durante el equilibrio de conversión de hornblenda a actinolita, biotita y magnetita. Modificado de Cornejo & Mahood (1997). 53

Figura 13. Temperaturas de equilibrio y $f\text{O}_2$ para los óxidos de Fe-Ti del plutón La Gloria determinadas por Cornejo & Mahood (1997) y curva T- $\log(f\text{O}_2)$ de este estudio obtenida mediante oxibarometría de biotita (rojo). Las muestras de menor temperatura de Cornejo & Mahood (1997) tienden a estar relativamente más oxidadas, aproximándose al buffer HM, mientras que la curva del presente estudio lo intersecta a $\sim 550\text{-}600^\circ\text{C}$. Modificado de Cornejo & Mahood (1997). 54

1 INTRODUCCIÓN

1.1 MOTIVACIÓN

1.1.1 Pórfidos cupríferos y su relevancia en Chile

Los depósitos de tipo pórfido cuprífero corresponden a yacimientos minerales de gran volumen (en general 50-500 Mt de Cu) y baja ley (~0.5-1% de Cu), distribuidos principalmente en márgenes convergentes actuales o pasados, donde las mayores reservas se ubican en el margen sudamericano, en particular en Chile, con yacimientos de gran envergadura, como lo son Chuquicamata, El Teniente, Escondida, Río Blanco-Los Bronces, entre otros. El 75% de la producción mundial de Cu, el 50% del Mo y el 20% del Au proviene de la explotación de este tipo de yacimientos, y en el caso de Chile, la mayor parte de la producción de cobre y toda la producción de molibdeno derivan de la explotación de yacimientos de tipo pórfido cuprífero.

Dado lo anterior, entender los procesos y condiciones que dan origen a los pórfidos cupríferos es de gran relevancia, pues permite asociar su formación a determinados ambientes geológicos, estimar de mejor manera su distribución espacial y temporal y dar sentido a su caracterización, factores que constituyen importantes herramientas tanto para la explotación como para la exploración de nuevos yacimientos.

1.1.2 Sobre el estado de oxidación de los magmas asociados a pórfidos cupríferos

Al referirse a las condiciones de formación de pórfidos cupríferos, estudios realizados en las últimas décadas han concluido que los magmas que dan origen a este tipo de yacimientos son fundidos de arco oxidados. El estado de oxidación controla la especiación del azufre, donde el azufre magmático en forma de sulfato (SO_4^{2-}) posee una solubilidad mucho mayor en fundidos silicatados que como sulfuro (S^{2-}) (Jugo, 2009). Así, bajo condiciones oxidantes se favorece significativamente la solubilidad de azufre y, por consiguiente, la solubilidad, transporte y enriquecimiento de metales como Cu y Au (Borisov & Palme, 1996, 1997; Jugo et al., 1999; Jugo et al., 2010; Jugo, 2009; Core et al., 2001), puesto que se evita la precipitación de sulfuros magmáticos que secuestren los metales. Una alta fugacidad de oxígeno en los magmas de arco precursores de pórfidos cupríferos supone a su vez que el manto bajo las zonas de arco (o cuña astenosférica), el cual da origen a estos magmas, tiene un estado de oxidación alto, pues se presume que el estado de oxidación de los magmas reflejaría las condiciones redox de su fuente (Carmichael, 1991). La idea de que dicho manto posee altas fugacidades de oxígeno producto de metasomatismo por fluidos oxidados derivados del slab ha sido planteada y defendida por numerosos autores (Carmichael, 1991; de Hoog et al., 2004; Kelley & Cottrell, 2009; Parkinson & Arculus, 1999). Existe, no obstante, evidencia contradictoria respecto al estado de oxidación de la cuña astenosférica y su rol en la formación de depósitos minerales (Evans & Tomkins, 2011; Evans, 2012), pues hay autores que señalan que el manto bajo las zonas de arco no es más oxidado que el manto que da origen, por ejemplo, a los basaltos de dorsales mesoceánicas (Dauphas et al., 2009; Lee et al., 2005; Mallmann & O'Neill, 2009). Esta controversia continúa sin resolverse en la actualidad.

Por lo tanto, para poder entender adecuadamente el rol de los magmas que derivan en la formación de sistemas de pórfidos cupríferos, es necesario obtener mediciones detalladas y precisas de su fugacidad de oxígeno (fO_2). Sin embargo, se han obtenido muy pocas medidas cuantitativas de la fugacidad de oxígeno en intrusivos graníticos que permitan constreñir las condiciones de oxidación de los magmas asociados a pórfidos cupríferos en zonas de arco, debido principalmente a la escasez de los componentes necesarios para utilizar métodos oxibarométricos más consolidados, como la oxibarometría de Ti-Fe (Dilles, 1987; Cornejo & Mahood, 1997). En vista de aquello y dada la mineralogía típica de las intrusiones graníticas, se propone la utilización de la oxibarometría de biotita para determinar la fugacidad de oxígeno en este tipo de rocas.

1.1.3 Oxibarometría de biotita para la determinación de la fugacidad de oxígeno (fO_2)

La oxibarometría de biotita utiliza el equilibrio de la oxidación de annita a sanidina y magnetita para calcular la fugacidad de oxígeno en el sistema. Este equilibrio ha sido ampliamente utilizado y calibrado experimentalmente como geohigrómetro (Czamanske & Wones, 1973; Fabbrizio et al., 2006; Fabbrizio et al., 2009) desde su definición por Wones & Eugster (1965). Sin embargo, a la fecha ha sido escasamente utilizado como oxibarómetro debido a complejidades relacionadas con los modelos de actividad de la annita, y la incerteza relacionada con las variaciones composicionales de la biotita.

Una de las variables clave de este oxibarómetro es la actividad de annita en la biotita, la cual puede ser estimada a través de diversos modelos de actividad, con distintos grados de complejidad, utilizando como parámetros análisis cuantitativos de la química mineral. Sin embargo, la determinación precisa de la actividad de annita requiere conocer la razón de Fe^{3+}/Fe^{2+} y el contenido de hidrógeno (H) en la biotita, lo que implica realizar análisis específicos para constreñir estos parámetros, aumentando considerablemente el costo y el tiempo invertido para el cálculo de fO_2 . No obstante, el efecto que podrían tener las variaciones en la razón de Fe^{3+}/Fe^{2+} o el contenido de H en la estimación de la actividad de annita y, por consiguiente, en la determinación de la fugacidad de oxígeno mediante oxibarometría de biotita, no ha sido aún estudiado. Por ello, evaluar estos efectos constituye un avance para las futuras aplicaciones de este método, en cuanto permite evaluar respecto de la necesidad de desarrollar análisis específicos para constreñir dichos parámetros (por ejemplo, espectroscopía Mössbauer para Fe^{3+}/Fe^{2+} , y NRA o SIMS para H), o en su defecto, utilizar exclusivamente los análisis de química mineral mediante microsonda electrónica (EMPA) para calcular la fugacidad de oxígeno con una precisión razonable.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo general

Esta Memoria de Título tiene por objetivo evaluar el uso del oxibarómetro de biotita en la determinación de la fugacidad de oxígeno de intrusiones graníticas asociadas a grandes yacimientos de tipo pórfido cuprífero en Chile y EEUU. En particular, se pretende estimar el efecto de la composición de la biotita en la reacción: $annita + O_2 = sanidina + magnetita + H_2O$, la cual ha sido calibrada experimentalmente por Czamanske & Wones (1973). Para ello, se utilizan datos mineraloquímicos de detalle para evaluar, específicamente, el impacto de las variaciones de la

razón de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ y el contenido de hidrógeno (H) de la biotita en los modelos de actividad usados para el cálculo de la fugacidad de oxígeno ($f\text{O}_2$).

1.2.2 Objetivos específicos

- Constreñir la química mineral de detalle de biotitas en intrusivos graníticos utilizando datos previamente obtenidos mediante microsonda electrónica (EMPA), espectroscopía Mössbauer ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$) y análisis de hidrógeno por reacción nuclear (NRA).
- Calcular la actividad de annita (Ann , $\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) en la biotita, utilizando los datos mineraloquímicos de detalle y distintos modelos de actividad existentes en la literatura.
- Realizar un análisis de sensibilidad para la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ y el contenido de H en el cálculo de la actividad de annita en la biotita.
- Calcular la fugacidad de oxígeno mediante el oxibarómetro de biotita de Wones & Eugster (1965), dado por la reacción: $\text{annita} + \text{O}_2 = \text{sanidina} + \text{magnetita} + \text{H}_2\text{O}$, considerando los aspectos anteriormente mencionados.
- Realizar un análisis de sensibilidad para los distintos parámetros del oxibarómetro de biotita, con énfasis en la actividad de annita.
- Comparar los valores de fugacidad de oxígeno determinados en este estudio con resultados previos de cálculo de fugacidad de oxígeno obtenidos mediante otros métodos.
- Realizar una discusión crítica acerca de la determinación de la fugacidad de oxígeno en intrusiones graníticas asociadas a pórfidos cupríferos, y su potencial relevancia durante la génesis de magmas fértiles en ambientes de arco.

1.3 HIPÓTESIS

La aplicación del oxibarómetro de biotita estudiado experimentalmente por Eugster & Wones (1962) y Wones & Eugster (1965) requiere de la determinación precisa de la actividad del componente annítico ($\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) de la biotita. Esto requiere de la caracterización mineraloquímica completa de la biotita, incluyendo la composición química de elementos mayoritarios, las razones $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ y los contenidos de hidrógeno (H).

Debido a que estas últimas dos variables no pueden ser determinadas de manera convencional (por ejemplo, mediante microsonda electrónica), se desconoce a la fecha el impacto que estos dos parámetros pueden tener en el cálculo de la actividad de annita en la biotita.

Basado en estos antecedentes, se propone que las razones $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ y los contenidos de hidrógeno (H) podrían tener impacto en el cálculo de la actividad de annita en la biotita, y por ende, un efecto apreciable en los cálculos de la fugacidad de oxígeno en intrusiones graníticas asociadas a pórfidos cupríferos. Dependiendo de la magnitud de dichas variaciones, se prevé que: 1) el uso del

oxibarómetro de annita podría restringirse sólo a aquellos casos en que la química de la biotita esté caracterizada de manera detallada mediante una combinación de análisis de EMPA, Mössbauer y NRA, o 2) el uso del oxibarómetro de annita podría ampliarse a un uso más masivo con sólo datos de EMPA, y así, obtener un nuevo proxy para constreñir la fO_2 de intrusiones graníticas asociadas a pórfidos cupríferos.

1.4 METODOLOGÍA

1.4.1 Muestreo, estudio petrográfico y obtención de datos de composición mineral

El trabajo de muestreo, estudio petrográfico, la obtención de datos de composición mineral a través de los distintos métodos detallados a continuación y el cálculo de fórmulas estructurales de las biotitas fueron realizados anteriormente a la elaboración de este Memoria por Martin Reich y colaboradores.

1.4.1.1 Muestreo

Las muestras de granitoides de Chile Central (La Gloria y San Gabriel) y el oeste de los Estados Unidos (Tyrone y Hanover-Fierro) fueron seleccionadas de acuerdo a uno o más de los siguientes criterios: (a) disponibilidad de medidas de fugacidad de oxígeno previamente constreñidas para realizar comparaciones; (b) un amplio rango de variación en las mediciones de fugacidad de oxígeno determinadas por Core (2004); (c) sistemas intrusivos estériles (La Gloria) junto con sistemas intrusivos asociados espacial y/o temporalmente a pórfidos cupríferos (San Gabriel, Hanover-Fierro, Tyrone).

Para realizar el análisis mediante microsonda electrónica (EMPA) de las distintas fases minerales, se realizaron cortes transparente-pulidos en muestras frescas. Se realizó un cuidadoso examen petrográfico en secciones transparentes utilizando microscopía de luz polarizada y microscopía electrónica de barrido (SEM), de manera de asegurar la obtención de composiciones magmáticas representativas de biotita. A partir de las muestras de mano, se seleccionaron granos de biotita desde concentrados minerales para análisis de reacción nuclear (NRA) y espectroscopía Mössbauer (MS).

Los granos de biotita fueron seleccionados a partir de secciones transparentes pulidas en base a su tamaño, la orientación cristalográfica de la sección y el grado de alteración hidrotermal. Se seleccionaron preferentemente granos de tamaño milimétrico por sobre granos más pequeños, y se prefirió secciones basales (perpendiculares al eje cristalográfico c) por sobre secciones tabulares (paralelas al eje c). Se escogieron superficies frescas de biotita basándose en la ausencia de alteración a clorita a lo largo de los márgenes y los planos de clivaje. Los sitios para análisis mediante microsonda electrónica fueron cuidadosamente seleccionados utilizando imágenes por electrones retrodispersados (BSE) de cada grano para minimizar los efectos de las irregularidades en el pulido de la superficie y para evitar la presencia de parches de cloritización incipiente.

1.4.1.2 Análisis con Microsonda Electrónica (EMP)

Las composiciones de elementos mayores y traza de los granos de biotita seleccionados se obtuvieron mediante espectrometría de dispersión de longitud de onda (WDS) utilizando una microsonda electrónica Cameca SX-100 en el Electron Microbeam Analysis Laboratory (EMAL) de la Universidad de Michigan, EE.UU.

Se midió O, Si, Al, Mg, Fe, K, Na, Mn, Ti, Ca, Ba, S, F y Cl en las biotitas utilizando un haz de 2 μm , a un voltaje de aceleración de 15 kV y una corriente del haz de 10 nA, con un tiempo de cuenta por *peak* de 10 s para K, Mg, Al, Si, Na y Ca. Tiempos de cuenta superiores de 30 s (O, Ba, Mn) y 60 s (F, Cl y Ti) se utilizaron para incrementar las tasas de conteo para los elementos mencionados en paréntesis. Los límites de detección para Cl, F y S fueron de 120, 1000 y 100 ppm, respectivamente. Para el análisis de O y F, se utilizó un pseudocristal para elementos livianos (PC1) con una compensación de fondo de $\pm 3000\sin\theta$ para el O con el fin de evitar el traslape de *peaks* entre estos dos elementos. Además, se calibró el F utilizando una compensación de $\pm 5000\sin\theta$ para evitar el traslape de *peaks* entre F y Fe. Los estándares utilizados fueron diópsido natural (O, Si, Ca), almandino de Ingamells (Al, Fe), enstatita sintética (Mg), sanidina (K), albita de Tiburon (Na), rodonita de Broken Hill (Mn), geikieita sintética (Ti), alforsita sintética (Cl) y topacio de Topaz Mountains (F).

Adicionalmente, se analizaron en las mismas muestras feldespatos alcalinos y plagioclasas utilizando las mismas condiciones analíticas.

1.4.1.3 Espectroscopía Mössbauer

Los espectros de Mössbauer de hierro (Fe) a temperatura ambiente de las muestras de biotita fueron obtenidos en el Mineral Spectroscopy Laboratory en Mount Holyoke College, Massachusetts, EE.UU, utilizando una fuente de ^{57}Co en Rh de 20 mCi y de acuerdo a los métodos descritos por Dyar (2002). Los montajes de biotita se prepararon mezclando 50 mg de separados de biotita con sucrosa bajo acetona, de modo de satisfacer la aproximación de viscosidad ideal del absorbente según lo recomendado por Rancourt et al. (1993). La medición de cada muestra se desarrolló de forma continua por un promedio de 2-3 días, y los resultados fueron calibrados con una lámina de $\alpha\text{-Fe}$ de 6 μm de espesor y 99% de pureza. El límite de detección para la determinación del Fe^{3+} se estimó en $\pm 2\text{-}3\%$ para cada muestra.

Los espectros de Mössbauer fueron deconvolucionados usando el software WMOSS 2.5 de WEB Research Co., el cual implementa el método de ajuste basado en Voigt desarrollado por Rancourt y Ping (1991). Este modelo es particularmente apropiado para minerales donde los átomos de Fe tienen ambientes heterogéneos de coordinación con diferentes tipos de vecinos próximos. En este estudio, cada espectro se ajustó utilizando distribuciones de “splitting” de cuadrupolo (Quadrupole Splitting Distributions, QSD) para pares Fe^{2+} y Fe^{3+} , como ha sido descrito en detalle por Rancourt (1994a,b). La proporción de Fe^{3+} se derivó directamente a partir de las áreas (A_i) proporcionales de los *peaks* en el espectro ($\%\text{Fe}^{3+} = [A_{\text{Fe}^{3+}} / \sum A_i] \cdot 100$), asumiendo que las fracciones sin “recoil” diferencial fueron despreciables. Esta asunción se justifica en base a las comparaciones entre los estudios de química vía húmeda y Mössbauer realizados por Whipple (1968) y Bancroft & Brown (1975), quienes encontraron valores de f de 1.18 y 0.98, respectivamente. Los valores de f no pueden ser bien estimados debido a que son altamente dependientes de la composición; su

determinación precisa requiere de la adquisición de múltiples espectros de baja temperatura (Van Alboom & De Grave, 1993), lo cual está fuera de los alcances de este trabajo. Sin embargo, mientras los valores de f para las biotitas estudiadas se mantengan tan cerca de 1.0 como los estudiados previamente, el error resultante en las áreas de los *peaks* se mantendrá dentro rango de error analítico, estimado en un ~3% absoluto.

La precisión de la determinación de Fe^{3+} fue testada utilizando diferentes modelos de ajuste para cada muestra, con el fin de evaluar la influencia de: (1) el uso de múltiples QSD's para pares Fe^{2+} , (2) la liberación del ancho de las líneas Lorentzianas (Γ), y (3) la variación de parámetros como el corrimiento isómero (δ) y la división o "splitting" de cuadrupolo (Δ).

1.4.1.4 Análisis de Reacción Nuclear (NRA) para el hidrógeno

Se realizaron mediciones directas de la concentración de hidrógeno (H) en biotitas utilizando el método de análisis de reacción nuclear resonante (Nuclear Reaction Analysis, NRA). En esta investigación se utilizó la reacción ${}^1\text{H}({}^{19}\text{F}, \alpha\gamma){}^{16}\text{O}$ (energía resonante de 6.418 MeV), según lo planteado por Lanford, 1995:



Los métodos de NRA han sido aplicados exitosamente de manera reciente para medir contenidos de H y/o hidroxilo (OH) en anita sintética (Rancourt et al., 2001). A diferencia de otros métodos utilizados para cuantificar H en minerales, la cuantificación de H por este método no depende del uso de un estándar de H, como sí es el caso, por ejemplo, de la espectrometría de masas por iones secundarios (SIMS) (Cesare et al., 2003). Las mediciones de H en biotita mediante NRA en las muestras estudiadas se llevaron a cabo en el Environmental Molecular Sciences Laboratory (EMSL) del Pacific Northwest National Laboratory (PNNL). Mayor detalle respecto de las instalaciones del acelerador y las estaciones terminales, junto con sus capacidades analíticas, se describen en Thevuthasan et al. (1999).

Las muestras de biotita fueron cuidadosamente orientadas y montadas en una micro-placa de vidrio. La muestra fue bombardeada con un haz de ${}^{19}\text{F}$ de tamaño sub-milimétrico con energía igual o por sobre la energía de resonancia, y el número de rayos gamma característicos producidos en la muestra fue medido con un detector de centelleo. Cuando la muestra mineral de biotita es bombardeada con ${}^{19}\text{F}$ a la energía de resonancia, la cantidad de rayos gamma producidos es proporcional al hidrógeno en la superficie de la muestra. Cuando la muestra es bombardeada con ${}^{19}\text{F}$ por sobre la energía de resonancia, se producen reacciones despreciables con el hidrógeno en la superficie, ya que la energía supera la energía de resonancia. Sin embargo, al penetrar la muestra, los iones ${}^{19}\text{F}$ pierden energía y alcanzan la energía de resonancia a cierta profundidad. Por lo tanto, midiendo la generación de rayos gamma como función de la energía del haz, es posible construir perfiles de la concentración de H según profundidad, y así la concentración de H presente en la muestra (átomos de H por cm^3 de material) puede calcularse de acuerdo a la siguiente relación (Lanford, 1995; Shutthanandan et al., 2002):

$$[H] = K \frac{dE}{dx} Y(x) \quad (2)$$

donde K es una constante que refleja todos los parámetros relacionados con la sección transversal de la reacción y la geometría del análisis, dE/dx es la potencia de detención de los iones ^{19}F en biotita y $Y(x)$ es la cantidad de rayos gamma producidos. Los valores de dE/dx fueron calculados utilizando la densidad de masa de las muestras de biotita y la potencia de detención de los iones ^{19}F a la energía de resonancia. La concentración reportada de H en las muestras de biotita es precisa dentro del rango de la incertidumbre experimental (<3% en el presente estudio). La fuente primaria de incertidumbre proviene de los valores de dE/dx calculados.

1.4.2 Procesamiento de datos y determinación de parámetros

1.4.2.1 Cálculo de fórmulas estructurales de biotita

Las fórmulas estructurales de las biotitas fueron calculadas en base a una normalización a $24=(\text{O}+\text{OH}+\text{F}+\text{Cl}+\text{S})$, utilizando un promedio de las composiciones de biotita medidas para cada intrusivo.

1.4.2.2 Estudio de modelos de actividad para annita

Se identifican modelos para estimar la actividad de annita, sanidina y magnetita. La actividad de annita es calculada de acuerdo a los modelos de actividad de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998), el cual también es utilizado para determinar la actividad de sanidina. El programa utiliza como parámetros de entrada la composición química del mineral en óxidos, por lo que se requiere convertir los datos obtenidos del análisis con microsonda electrónica (porcentaje en peso por elemento) a porcentaje en peso de óxidos. En cuanto a la magnetita, se consideró como pura, por lo que su actividad es igual a 1.0.

1.4.2.3 Determinación de fugacidad de oxígeno ($f\text{O}_2$)

Las condiciones de $f\text{O}_2$ de los granitoides estudiados se determinan utilizando la siguiente expresión:

$$\log f\text{O}_2 = -\frac{14818}{T} - 8.5 + 2 \log f\text{H}_2\text{O} - 2 \log a_{\text{annita}}^{\text{biotita}} + 2 \log a_{\text{KAlSi}_3\text{O}_8}^{\text{sanidina}} + 2 \log a_{\text{Fe}_3\text{O}_4}^{\text{magnetita}} \quad (3)$$

Para cuantificar la fugacidad de oxígeno se requiere determinar las actividades de annita ($a_{\text{annita}}^{\text{biotita}}$), sanidina ($a_{\text{KAlSi}_3\text{O}_8}^{\text{sanidina}}$) y magnetita ($a_{\text{Fe}_3\text{O}_4}^{\text{magnetita}}$), lo cual se realiza mediante modelos de actividad. La composición primaria (magmática) del feldespató potásico fue obtenida mediante EMPA, reconstruyéndola a través de la reintegración de lamelas peritéticas en los casos de exsolución. La fugacidad de agua ($f\text{H}_2\text{O}$) se estima asumiendo saturación de agua en un magma de composición granítica a las condiciones litostáticas cercana al sólido ($\text{PH}_2\text{O} = \text{P}_{\text{TOTAL}}$), considerando una profundidad de ~3 km al momento de la intrusión, correspondiente a $f\text{H}_2\text{O} \sim 1$ kbar. Para los propósitos de este estudio, esta aproximación es adecuada, dado que solo se requiere una precisión en el cálculo de $f\text{O}_2$ de unas décimas de unidad logarítmica. La temperatura de equilibrio (T) ha sido determinada previamente por otros autores para La Gloria (Cornejo, 1990) y Hanover-Fierro (Core, 2004), por lo que para estos casos se utilizan dichas temperaturas. En contraste, para las

muestras de los intrusivos de San Gabriel y Tyrone sólo es posible construir curvas de $T\text{-log}(fO_2)$, pues no existen medidas de geotermometría.

1.4.2.4 Análisis de sensibilidad

Se realiza un análisis para evaluar la sensibilidad de la expresión (3) a las variaciones en los distintos parámetros involucrados. Para ello, se calcula en primera instancia la actividad de annita considerando variaciones en la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} , para lo cual se recalcula el porcentaje de Fe_2O_3 y FeO de las biotitas consideradas (modelo del programa AX) y la fracción molar de Fe^{2+} y Fe^{3+} en el sitio octaédrico (para los modelos de Czamanske & Wones (1973) y Bohlen et al. (1980)) a partir de variaciones de un 10% y 25% y 50% en las razones de Fe^{3+}/Fe^{2+} correspondientes. Del mismo modo, se calcula independientemente la actividad de annita aplicando variaciones en el contenido de H a través de la fracción molar de OH en el sitio hidroxílico, para lo cual se realizan modificaciones de un 5%, 10% y 25% en el contenido de OH.

Con los valores modificados de actividad de annita para cada caso, se calcula nuevamente fO_2 y se registra la diferencia en unidades logarítmicas con respecto al valor de fO_2 originalmente calculado. Adicionalmente, se varían los parámetros restantes de la expresión (3), modificando un parámetro a la vez, y considerando variaciones apropiadas para el rango de valores de cada uno, realizando el mismo registro anterior.

1.4.2.5 Comparación con resultados previos

Con los valores de fO_2 calculados originalmente, es decir, sin considerar aquellos donde fueron estudiadas las variaciones de parámetros, se realiza una comparación de los resultados obtenidos mediante oxibarometría de biotita con las medidas de fO_2 determinadas previamente por Core (2004) y por Cornejo & Mahood (1997) para los algunos de los cuerpos intrusivos estudiados. La comparación se realiza calculando diferencias en unidades logarítmicas entre ambos resultados. Adicionalmente, se indican las razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} determinadas por Core (2004) para realizar observaciones cualitativas de acuerdo a las fO_2 obtenidas.

2 ANTECEDENTES

2.1 MARCO GEOLÓGICO

A continuación se presenta una breve descripción de la geología de los cuerpos intrusivos de Chile Central (La Gloria y San Gabriel) y el oeste de EEUU (Tyrone y Hanover-Fierro) analizados en el presente trabajo.

2.1.1 Plutón La Gloria, Chile Central

El plutón La Gloria corresponde a un cuerpo intrusivo de unos 20 km de largo y 5 km de ancho, de orientación aproximada N30°W, con hasta 2500 m de exposición vertical. Se ubica en las faldas de los Andes chilenos centrales, aproximadamente a 40 km al este de la ciudad de Santiago (Figura 1). Intruye a rocas del Cretácico tardío a Mioceno temprano de las Formaciones Abanico y Farellones, las que en esta área consisten principalmente en areniscas volcánicas alteradas y levemente deformadas y sills y flujos de lavas andesíticas.

Este intrusivo posee una edad de 10.3 ± 0.2 Ma (U-Pb LA-ICPMS en circón; Deckart et al., 2010), formando parte de una franja de intrusivos del Mioceno medio de orientación N-S (Drake et al., 1982), algunos de los cuales están asociados a importante mineralización de tipo pórfido de cobre (por ejemplo, Los Pelambres, 9.8 Ma; Río Blanco, 8.5 Ma); no obstante, La Gloria corresponde a un intrusivo estéril. Dentro de esta franja se incluyen además los plutones: Mesón Alto (11-12 Ma), San Gabriel (11 Ma) y Alfalfalito (11-12 Ma). El plutón La Gloria se habría emplazado durante el período de inversión de la cuenca de intraarco desarrollada durante el Neógeno en Chile central (Castro, 2012). Si bien el plutón La Gloria fue emplazado a través de una zona altamente deformada, asociada al núcleo de un anticlinal de inversión de la Cuenca de Abanico (Fock, 2005; Castro, 2012), no se registran evidencias de deformación interna del plutón generadas por zonas de cizalle o fallas de manera pervasiva (Payacán, 2015).

El intrusivo principal del plutón La Gloria muestra una zonación mineralógica, composicional y textural, variando gradualmente tanto en dirección vertical como horizontal, sin contactos internos definidos (Payacán, 2015), a excepción de capas de leucogranito, enclaves máficos y un pequeño cuerpo subcircular de monzodiorita porfírica emplazado en una etapa tardía de cristalización en la parte este del plutón cerca del contacto con Fajas Blancas (Cornejo & Mahood, 1997). En el centro del intrusivo se observa granodiorita-cuarzo monzodiorita de biotita y anfíbola equigranular de grano medio. Lateralmente varía de forma gradual a cuarzo monzodiorita de hornblenda inequigranular de grano medio a grueso, mientras que hacia el techo aumenta el tamaño de grano y el contenido de feldespato potásico, dando lugar a cuarzo monzodiorita inequigranular de grano grueso en el nivel medio, y variando gradualmente a cuarzo monzonita porfírica de hornblenda en el techo. Sin embargo, el plutón La Gloria corresponde a un cuerpo intrusivo generalmente homogéneo comparado con otros cuerpos plutónicos zonados (por ejemplo, Bachl et al., 2001; Coleman et al., 2004; Parada et al., 2005; Miller et al., 2007), presentando leves variaciones entre granodiorita y cuarzo-monzodiorita, las que difícilmente son observables en terreno (Payacán, 2015). El contenido en SiO₂ del intrusivo principal varía entre un 63%wt. y un 66%wt. (Cornejo, 1990), y existe un aumento en el contenido de Mg, Fe y Ca hacia el nivel intermedio respecto de los niveles superior e inferior, y hacia los bordes respecto del centro, consistentes con las zonaciones mineralógicas (Cornejo, 1990). Adicionalmente, según su razón Sr/Y, muestras del

plutón La Gloria se ubican en el límite o dentro del campo de la química adakítica (Reich et al., 2003; Deckart et al., 2010).

Debido al corto rango de edades de enfriamiento del plutón La Gloria, obtenidas mediante métodos distintos (Cornejo & Mahood, 1997; Deckart et al., 2010), se ha interpretado que el intrusivo tuvo un corto período de enfriamiento, lo que sugiere que el plutón La Gloria fue ensamblado en unos pocos pulsos y sin episodios de alimentación de magma posteriores (Gutiérrez et al., 2013). Debido a lo anterior, el reequilibrio tardimagmático y sub-sólidos en esta intrusión no fue pervasivo. Adicionalmente, el tamaño moderado y la ausencia de múltiples intrusiones no fueron favorables para el desarrollo de un sistema hidrotermal significativo (Cornejo, 1990; Cornejo & Mahood, 1997). Estudios de geotermobarometría indican que el plutón La Gloria corresponde a un cuerpo intrusivo somero (~1 kbar), con temperaturas de cristalización entre 720 y 750°C y fugacidades de oxígeno *sub-sólidos* entre 10^{-19} y 10^{-16} bar (Cornejo, 1990). La Gloria registra un aumento en la fO_2 hacia el techo dado el aumento en los óxidos de Fe-Ti como fracción de los minerales ferromagnesianos, mayores razones de Mg/(Mg+Fe) y mayor contenido de Mn en la ilmenita (Cornejo & Mahood, 1997).

2.1.2 Plutón San Gabriel, Chile Central

El plutón San Gabriel corresponde a un cuerpo intrusivo estéril de composición granodiorítica, ubicado en el sector de San Gabriel, Cajón del Maipo, aproximadamente 50 km al sureste de la ciudad de Santiago, en la Cordillera Principal de los Andes Centrales chilenos (Figura 1). Corresponde a un cuerpo de orientación NNW, de aproximadamente 15 km de largo y 5 km de ancho, expuesto en afloramientos discontinuos debido a su intersección con los ríos Maipo, Yeso y El Volcán. Intruye a rocas de la Formación Abanico y la Formación Farellones, compuestas de rocas volcánicas, principalmente andesíticas y riolíticas, e intercalaciones de rocas sedimentarias continentales.

Este cuerpo ha sido definido por algunos autores como parte del Complejo Plutónico El Teniente antiguo (12-8 Ma; Kay et al., 2005) y, junto con el plutón La Gloria, se encuentra dentro de una franja de intrusivos miocenos de orientación N-S emplazados durante la inversión de la cuenca de intraarco de Abanico (Castro, 2012). Las últimas dataciones realizadas entregan edades de 11.4 ± 0.2 Ma (Ar-Ar en biotita; Kurtz et al., 1997) y 12.1 Ma (TF en apatito; Makshev et al., 2003). La correspondencia entre las dataciones realizadas con trazas de fisión y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ implica que San Gabriel se enfrió rápidamente después de su intrusión y desde entonces ha permanecido a una profundidad relativamente somera (Makshev et al., 2003).

San Gabriel tiene un contenido promedio de SiO_2 de aproximadamente 58% wt., clasificándose como granodiorita. Al igual que el plutón La Gloria, ambos intrusivos estériles, su razón Sr/Y lo ubica al límite del campo adakítico (Deckart et al., 2010). El plutón San Gabriel, no obstante, ha sido asociado a una fase intrusiva antecesora y espacialmente relacionada al pórfido gigante de Cu-Mo El Teniente, del Mioceno tardío-Plioceno, ubicado aproximadamente 30 km al sur del plutón San Gabriel, y alojado principalmente en rocas intrusivas y volcánicas máficas de la Formación Farellones que conforman el llamado Complejo Máfico El Teniente. La formación de El Teniente ha sido relacionada a intrusiones félsicas a intermedias del Complejo Plutónico El Teniente nuevo (7-3 Ma; Kay et al., 2005), reconociéndose tres etapas principales de mineralización de Cu-Mo: luego de una etapa hidrotermal inicial estéril, comienza una primera etapa de mineralización

caracterizada por vetas en stockwork de cuarzo-anhidrita y brechas con calcopirita, bornita y molibdenita asociadas a alteración potásica; luego, le sigue una segunda etapa asociada a vetillas de cuarzo-anhidrita con calcopirita, bornita y molibdenita junto a alteración fílica; y una tercera etapa, ligada a la formación de la diatrema Braden, caracterizada por brechas y vetas que contienen una asociación de menor temperatura con turmalina, sericita y cantidades menores de tenanita, bornita y calcopirita (Klemm et al., 2007).

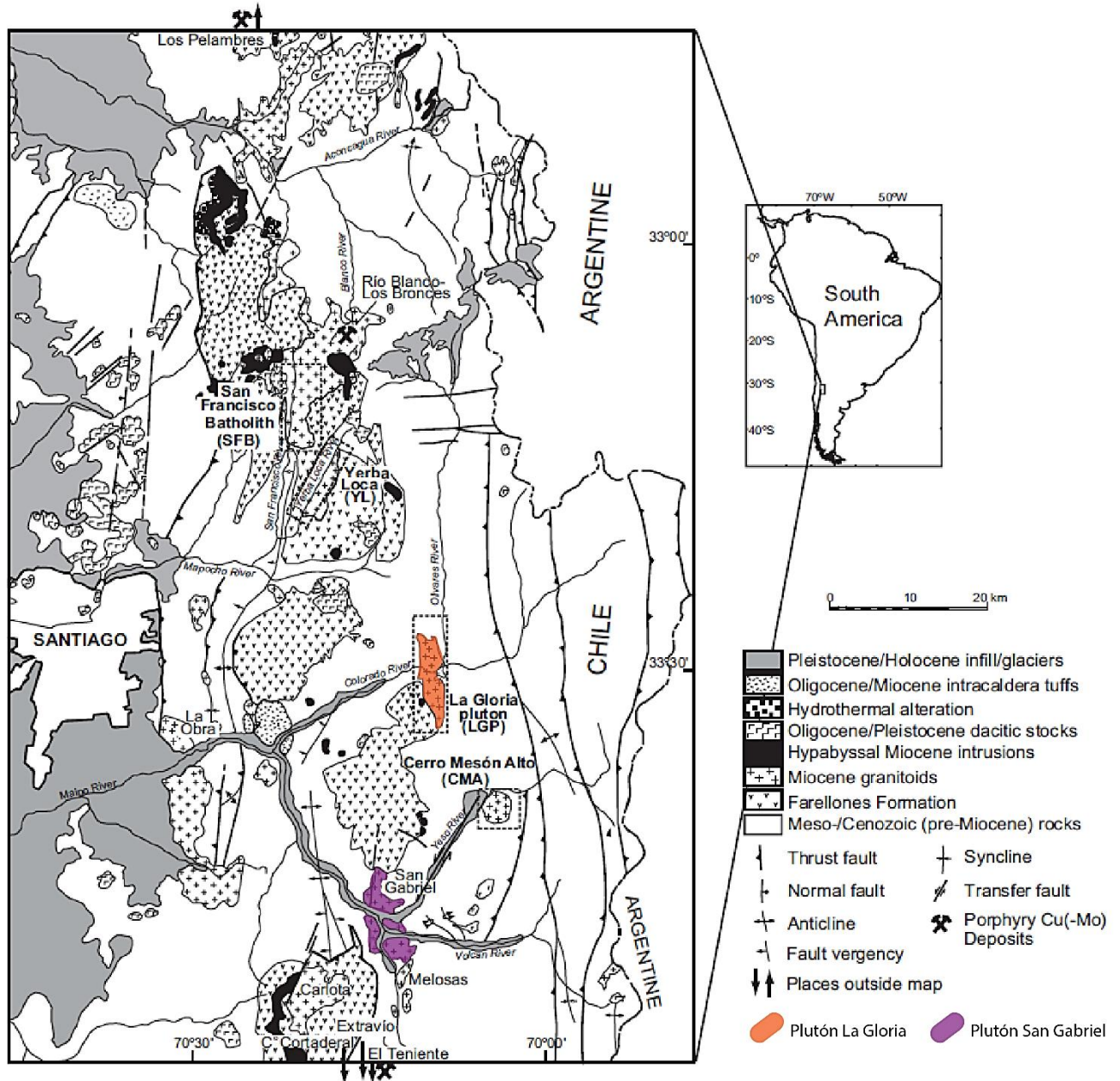


Figura 1. Mapa de ubicación del plutón La Gloria (naranja) y el plutón San Gabriel (morado), Chile Central. Se indica también la ubicación otros intrusivos de la franja miocena, además de la dirección de localización de los yacimientos Pelambres, Río Blanco-Los Bronces y El Teniente. Modificado de Deckart et al. (2010).

2.1.3 Stock de Tyrone, Nuevo México, EEUU

El pórfido de cobre Tyrone se sitúa en el distrito minero Burro Mountains en Grant County, Nuevo México, EEUU, 16 km al suroeste de Silver City, a una elevación de alrededor de 1800 m. El depósito está confinado a un área de forma acuñada, limitada al noroeste por la falla Burro Chief, al sur por un sistema de falla que se extiende hacia el este desde el área la concesión de Copper Mountain, y al noreste por gravas (Figura 2), y se sitúa en un *horst* que se encuentra limitado al noroeste por la falla Austin-Amazon y al sureste por la falla Sprouse-Copeland. Intruye a granitos precámbricos altamente alterados, los cuales son a su vez intruídos por diques de diabasa y riolíticos en el área de la mina y al sur de ésta. Los diques son cortados por el lacolito de Tyrone, la mayoría de ellos se encuentran alterados y muchos albergan mineralización (Kolessar, 1970). El lacolito Tyrone posee una edad de entre 53 y 56 Ma (DuHamel et al., 1995), intruyendo el área norte del cordón Big Burro durante la orogenia Laramide.

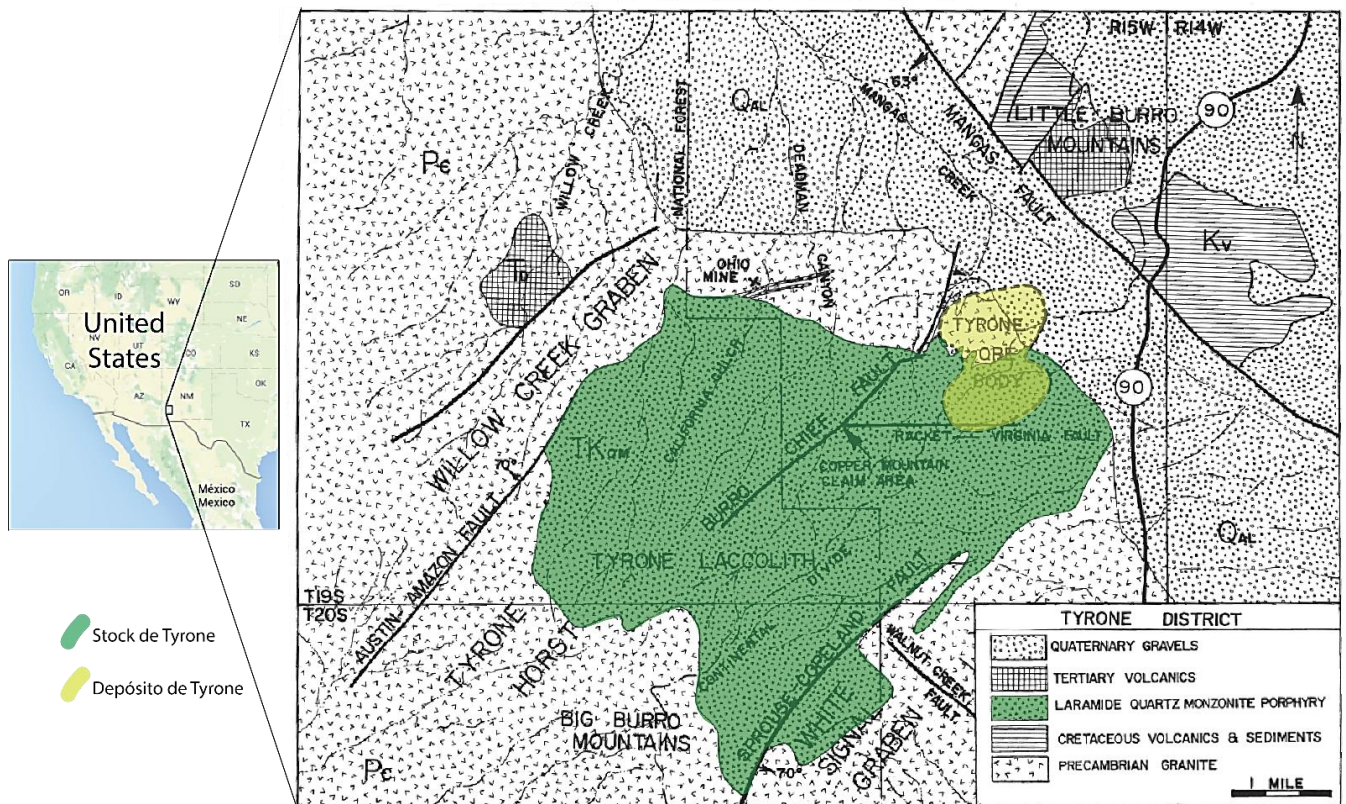


Figura 2. Mapa del Distrito Minero de Tyrone, Nuevo México, EEUU. Se indican el lacolito o stock de Tyrone (verde) y el contorno del yacimiento Tyrone (amarillo). Modificado de Kolessar (1970).

El cuerpo mineralizado está asociado al lacolito o stock de Tyrone, correspondiente a una cuarzo monzonita porfírica con abundante cuarzo, oligoclasa, ortoclasa y esporádica biotita cloritizada. La mineralización se aloja tanto en el lacolito como en la roca de caja, ubicándose en el contacto entre ambos al noreste del lacolito (Figura 2). Se compone principalmente de pirita y calcopirita hipógenas y un manto supérgeno de mineralización errática de calcosina, cuyo espesor varía de unos pocos metros hasta 90 m. La parte superior de la zona de sulfuros se ubica entre 150 y 180 bajo la superficie. A pesar de que el depósito es de baja ley, existen zonas de alta ley con

concentraciones de calcosina que dan un promedio de 2-3% en Cu. Fuera de muy pequeñas cantidades de oro y plata extraídas de la mena, el cobre es el único producto extraído en la mina (Koleszar, 1970).

En el depósito de Tyrone se reconocen dos períodos principales de mineralización primaria: un primer período de mineralización de cobre, hierro, zinc y molibdeno durante la orogenia Laramide, y un segundo período en el Terciario tardío (Neógeno) en el cual se depositó fluorita, uranio, plomo y metales preciosos.

2.1.4 Stock de Hanover-Fierro, Nuevo México, EEUU

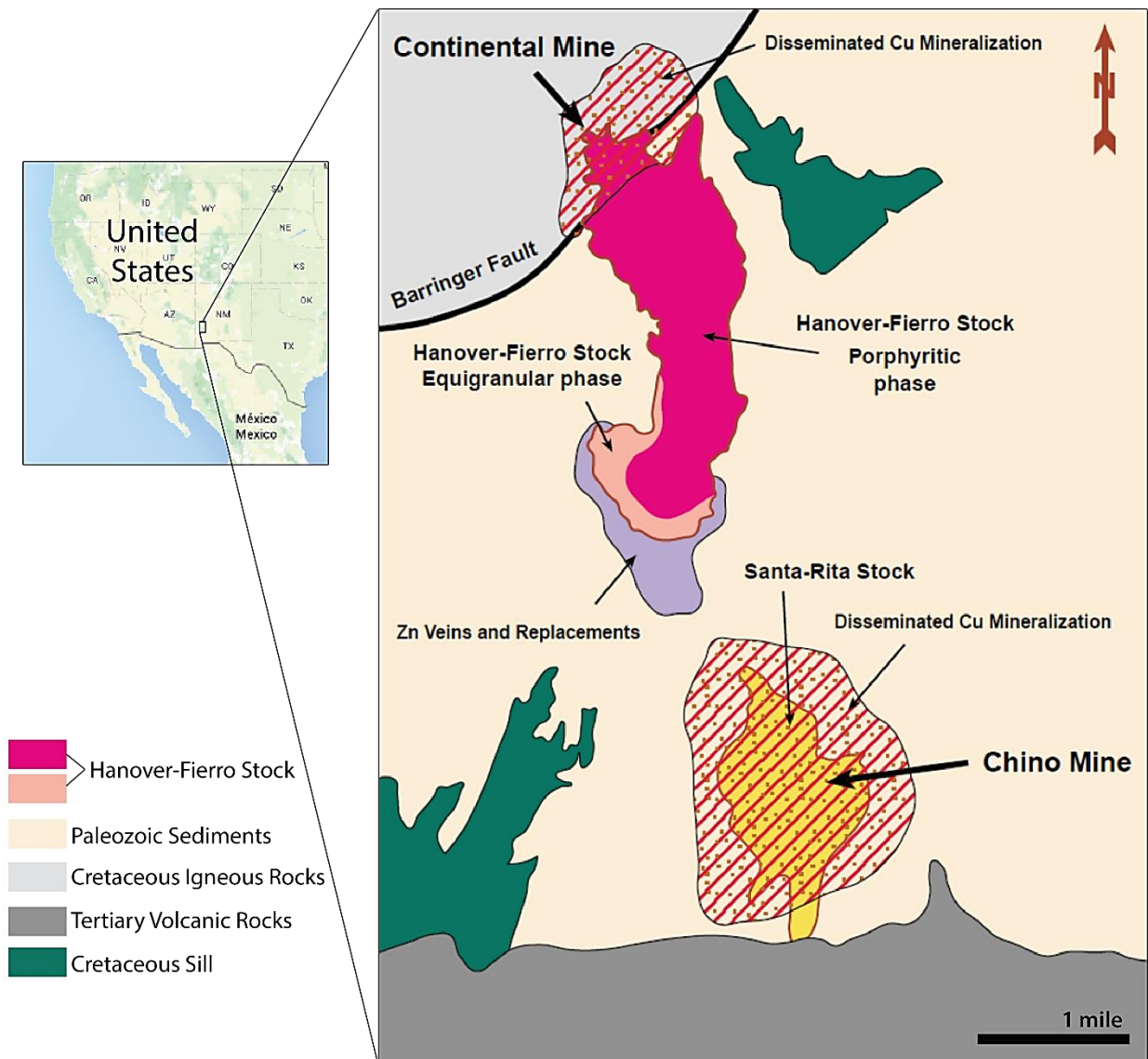


Figura 3. Distrito Hanover-Fierro, Nuevo México, EEUU. Se señala la ubicación del stock de Hanover-Fierro, con sus fases porfírica (fucsia) y equigranular (rosa claro), además de la localización de las minas Chino y Continental. Modificado de Core (2004).

El stock de Hanover-Fierro corresponde a un cuerpo intrusivo de composición granodiorítica. Se ubica en el distrito minero Grant County, aproximadamente a 15 km al noreste de Silver City, en el suroeste del estado de Nuevo México, EEUU. Intruye a gneises del Precámbrico y a una secuencia de rocas sedimentarias paleozoicas compuesta de limolitas y otras rocas clásticas. El stock presenta una textura principalmente porfírica, con un limitado sector de afloramientos con textura equigranular hacia el SW. La fase porfírica está asociada a la mineralización del skarn de Cu Continental (Figura 3).

El stock Hanover-Fierro posee una edad de 61 Ma, contemporáneo con la intrusión que se asocia a la mineralización del pórfido de Cu de Chino, el cual ha sido datado en 63 Ma (K-Ar; Rose & Baltosser, 1966). Ambas intrusiones fueron formadas durante un período de magmatismo de zona de subducción, ocurrido en Arizona y New Mexico entre los 52 y 72 Ma y produjo la formación de aproximadamente 50 depósitos de tipo pórfido cuprífero (Titley, 1993).

La mineralización de Hanover-Fierro es de pirita y anhidrita, las cuales, debido a que presentan bordes de grano nítidos con fases magmáticas y zonaciones, parecen tener un origen magmático. No obstante, zonaciones irregulares en anhidrita sugieren que parte de ésta tendría un origen hidrotermal, existiendo así dos poblaciones de anhidrita. El fraccionamiento isotópico de azufre entre pirita y anhidrita en muestras con anhidrita del stock Hanover-Fierro indica temperaturas de equilibrio de 650-700°C (Core, 2004).

2.2 MARCO TEÓRICO

2.2.1 Oxibarometría

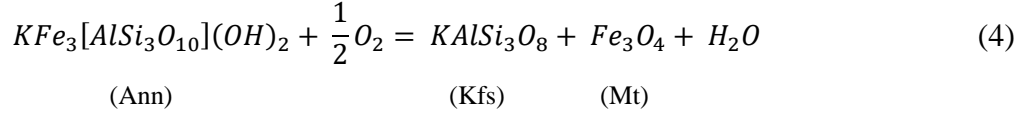
Se entiende por oxibarometría a todas aquellas técnicas y métodos utilizados para determinar la fugacidad de oxígeno (fO_2) de un sistema. Existen diversas formas para calcular la fO_2 , las cuales se basan en la sensibilidad de ciertos elementos a las condiciones redox del ambiente, ante lo cual adoptan distintos estados de oxidación. Así, es posible relacionar la razón que existe entre una especie más oxidada de un elemento y una más reducida a un determinado estado de oxidación del sistema.

Debido a su abundancia en los sistemas magmáticos, su marcada sensibilidad a los cambios en las condiciones de oxidación y la posibilidad de medir su razón de manera directa (debido a que presenta efecto Mössbauer), la gran mayoría de los métodos de oxibarometría se basan en la razón de Fe^{3+}/Fe^{2+} de la roca. En rocas plutónicas, las estimaciones de fO_2 se realizan en general mediante equilibrios minerales que involucren O_2 , conociendo además la temperatura de equilibrio de la asociación mineral.

A continuación se describen algunos de los métodos oxibarométricos más útiles para su aplicación en rocas plutónicas, analizando sus beneficios y complicaciones para la determinación de la fugacidad de oxígeno en intrusivos graníticos.

2.2.1.1 Oxibarrografía de biotita

Eugster & Wones (1962) y Wones & Eugster (1965) investigaron experimentalmente la reacción de equilibrio que involucra la oxidación de la componente de annita en la biotita, formando feldespato potásico, magnetita y vapor de agua, expresada por la siguiente ecuación:



A partir de la reacción anterior y la ecuación que relaciona la constante de equilibrio con la energía libre de Gibbs de la reacción:

$$\Delta G_{(P,T)} = -RT \ln K_{eq} \quad (5)$$

donde

$$K_{eq} = \frac{a_{Kfs} a_{Mt} f_{H_2O}}{a_{Ann} f_{O_2}^{1/2}} \quad (6)$$

se puede obtener, combinando las ecuaciones (5) y (6), una expresión para calcular la fugacidad de oxígeno (f_{O_2}) utilizando como datos la actividad de feldespato potásico (a_{Kfs}), la actividad de magnetita (a_{Mt}) y la fugacidad de agua (f_{H_2O}). Wones (1972) planteó la ecuación (7) para utilizar este equilibrio como geohigrómetro, la cual fue calibrada experimentalmente por Czamanske & Wones (1973) y posteriormente por Fabrizio et al. (2006).

$$\log f_{H_2O} = \frac{7409}{T} + 4.25 + 0.5 \log f_{O_2} + \log a_{biotita}^{annita} - \log a_{KAlSi_3O_8}^{sanidina} - \log a_{Fe_3O_4}^{magnetita} \quad (7)$$

El término $7409/T + 4.25$ está asociado a ΔG , y las actividades corresponden a la actividad del mineral del subíndice en la fase mencionada en el superíndice.

Despejando la ecuación (7) para expresar la fugacidad de oxígeno (f_{O_2}) en función de los otros parámetros se puede utilizar el equilibrio (4) como oxibarómetro, teniéndose la siguiente ecuación:

$$\log f_{O_2} = -\frac{14818}{T} - 8.5 + 2 \log f_{H_2O} - 2 \log a_{biotita}^{annita} + 2 \log a_{KAlSi_3O_8}^{sanidina} + 2 \log a_{Fe_3O_4}^{magnetita} \quad (8)$$

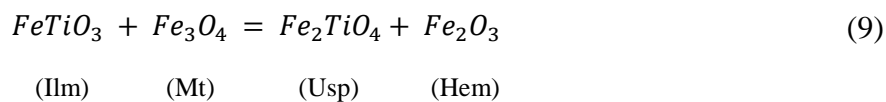
Para obtener un valor absoluto de f_{O_2} es necesario determinar la temperatura de equilibrio de manera independiente, de lo contrario, solo es posible construir curvas T-log(f_{O_2}).

Dada la mineralogía característica de los intrusivos graníticos, dentro de la cual la biotita, la magnetita y el feldespato potásico son constituyentes abundantes, este oxibarómetro presenta una gran ventaja para cálculo de la fO_2 en este tipo de rocas, pues se asegura la existencia de los componentes necesarios, en cantidades suficientes para permitir una adecuada selección de las muestras minerales más idóneas para analizar. Además, la composición de los silicatos es sensible a las condiciones de fugacidad de oxígeno magmáticas y, por otro lado, la composición de las magnetitas corresponde en general a magnetita casi pura, por lo que la utilización de equilibrios entre silicatos y magnetita aparentemente permitiría estimar la fO_2 magmática. No obstante, este método requiere de una caracterización composicional completa de la biotita para obtener un cálculo preciso de su actividad, lo cual implica no solo determinar su composición de elementos mayores, sino también su razón de Fe^{3+}/Fe^{2+} y su contenido de hidrógeno (H).

2.2.1.2 Otros métodos oxibarométricos

2.2.1.2.1 Oxibarometría de óxidos de Fe-Ti

El método más usado para la estimación de la fO_2 en rocas plutónicas corresponde al método de “dos óxidos”, basado en reacciones entre los óxidos de Fe y Ti de las soluciones sólidas magnetita-ulvöespinela y hematita-ilmenita. Fue planteado por Buddington & Lindsley (1964) y utiliza las reacciones:

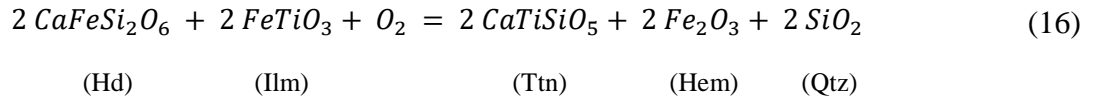
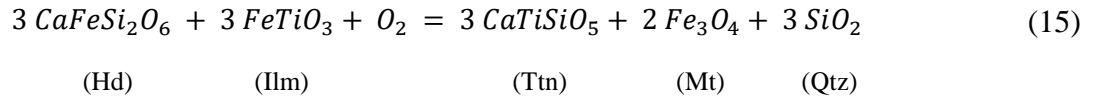
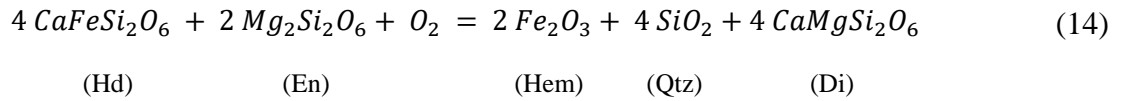
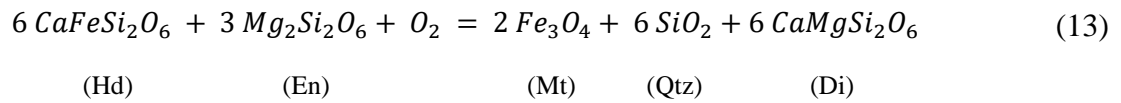
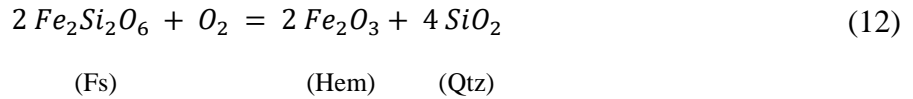
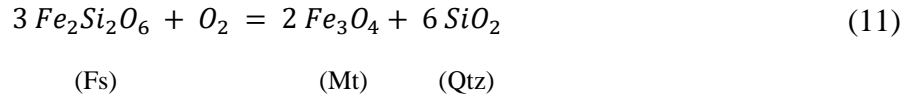


La reacción (9) se utiliza para determinar la temperatura de equilibrio, mientras que la reacción (10) permite calcular la fO_2 a partir de los mismos principios termodinámicos presentados en las expresiones (5) y (6) para el oxibarómetro de biotita.

La principal ventaja de este método para la determinación de la fugacidad de oxígeno es la amplia presencia de óxidos de Fe-Ti en granitoides, cuyas composiciones son relativamente sencillas de determinar. Existen además numerosos trabajos que utilizan este oxibarómetro, por lo tanto sus alcances y limitaciones se encuentran en gran parte identificados. Una de sus limitaciones radica en que los óxidos de Fe-Ti tienden a resetearse durante el enfriamiento lento de rocas intrusivas (Ballard et al., 2002). Adicionalmente, en sistemas con altas fO_2 , como el caso de este estudio, este método tiende a subestimar la temperatura por debajo de las condiciones magmáticas y así a sobreestimar la fugacidad de oxígeno al aplicarse en rocas intrusivas félsicas formadas en condiciones de fO_2 sobre NNO+1 (Dilles, 1987; Cornejo & Mahood, 1997). Por otra parte, se ha observado que el método de dos-óxidos tiende a subestimar la fO_2 cuando ha existido reequilibrio de los óxidos en condiciones sub-sólidas. Sin embargo, es posible obtener medidas de fO_2 confiables a partir de la reacción (10) si la temperatura de equilibrio es determinada de manera independiente.

2.2.1.2.2 Oxibarometría de piroxeno/óxido

Este método permite estimar la fugacidad de oxígeno a partir de reacciones de oxidación entre minerales ferromagnesianos y óxidos de Fe-Ti. Al igual que en los casos anteriores, la fO_2 se determina a partir de los principios termodinámicos presentados en las expresiones (5) y (6), utilizando los siguientes equilibrios según corresponda:



Una de las principales ventajas de la utilización de las reacciones de equilibrio entre piroxenos y óxidos de Fe-Ti es que las reacciones (11) a (16) dependen en gran medida de la composición de los silicatos en vez de los óxidos. Los silicatos retienen con mayor probabilidad su composición durante el enfriamiento debido a una menor difusión y registran las condiciones magmáticas de fO_2 (Core, 2004) por lo que, al cristalizar en etapas tempranas, el equilibrio de piroxenos y óxidos permite, si éstos no han sido posteriormente reequilibrados, estimar las condiciones de fO_2 más primigenias. Además, al existir un amplio número de reacciones, se puede utilizar estas distintas aproximaciones para constreñir la fugacidad de oxígeno, pudiendo así comparar unas con otras e identificar situaciones de desequilibrio o reseteo con mayor facilidad. Sin embargo, la aplicabilidad de este método está sujeta a la presencia de piroxenos sin alteración ni signos de desequilibrio en cantidad y tamaño suficientes en la roca, lo que dificulta su utilización en rocas graníticas.

2.2.1.2.3 Estimación de fO_2 mediante razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} en circón

Ballard et al. (2002) plantearon que las razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} en circones pueden ser utilizadas como proxy para estimar la fO_2 de rocas intermedias a félsicas asociadas a pórfidos cupríferos. Desarrollaron un método basado en el supuesto de que el circón registrará el estado de oxidación magmático, pues éste particiona Ce^{4+} con fuerte preferencia respecto al Ce^{3+} en su estructura cristalina, pudiendo así relacionar directamente la razón entre ambos con la fugacidad de oxígeno del sistema. Sin embargo, la relación entre la razón de Ce^{4+}/Ce^{3+} y la fO_2 para el método de Ballard et al. (2002) es cualitativa, permitiendo exclusivamente comparar dichas razones para identificar aumentos o descensos en la fugacidad de oxígeno, no realizar un cálculo de su valor absoluto.

Los valores de Ce^{4+} y Ce^{3+} han de ser indirectamente determinados a partir de las concentraciones de Ce en el circón y en el fundido (aproximado a la roca total), pues los métodos espectroscópicos no son apropiados dada la baja concentración de Ce en el circón y a la poca probabilidad de que los estados de valencia de Ce se retengan posterior a la cristalización. Por consiguiente, la razón de Ce^{4+}/Ce^{3+} en el circón puede ser determinada a partir de la expresión (17).

$$\left(\frac{Ce^{4+}}{Ce^{3+}}\right)_{\text{circón}} = \frac{Ce_{\text{fund}} - \frac{Ce_{\text{circón}}}{D_{Ce^{3+}}^{\text{circón/fund}}}}{\frac{Ce_{\text{circón}}}{D_{Ce^{4+}}^{\text{circón/fund}}} - Ce_{\text{fund}}} \quad (17)$$

El método de estimación de fugacidad de oxígeno mediante anomalías de Ce ha sido posteriormente estudiado de manera experimental por Trail et al. (2012), logrando establecer la expresión (18) y calibrándola para calcular la fO_2 a partir de la anomalía de Ce en circón. Esta nueva expresión sí permite obtener valores cuantitativos de fO_2 , a diferencia del método planteado por Ballard et al. (2002).

$$\ln\left(\frac{Ce}{Ce^*}\right)_D = (0.1156 \pm 0.005) \ln(fO_2) + \frac{13860 \pm 708}{T} - 6.125 \pm 0.484 \quad (18)$$

La principal ventaja de utilizar las razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} o la anomalía de Ce para estimar la fugacidad de oxígeno es la frecuente ocurrencia del circón en intrusiones calcoalcalinas félsicas y su alta resistencia a la alteración hidrotermal y procesos de reequilibrio sub-sólidos, preservando de este modo las condiciones magmáticas. Este método, no obstante, presenta abundantes limitaciones. En primer lugar, la determinación de la razón de Ce^{4+}/Ce^{3+} no se realiza de manera directa; hasta la fecha sólo se han desarrollado metodologías para estimar su valor a partir de la anomalía de Ce en el circón con respecto a la roca total, obteniéndose generalmente amplios rangos de error. Por otra parte, el supuesto de que la razón de Ce^{4+}/Ce^{3+} refleje directamente las condiciones de oxidación magmáticas no posee suficientes fundamentos, pues existen otras variables que pueden influir en la incorporación preferencial de Ce^{4+} en la estructura cristalina del circón y no han sido adecuadamente consideradas, entre ellas la composición total del sistema o la cristalización simultánea de otra fase mineral que incorpore Ce, cuyo efecto frecuentemente se presenta en combinación con aquel producido por la fugacidad de oxígeno en sistemas magmáticos para producir una cierta tendencia en las razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} , pudiendo llevar a correlaciones erróneas entre la fO_2 y dichas razones.

2.3 DETERMINACIONES PREVIAS DE FUGACIDAD DE OXÍGENO

Core (2004) realizó una serie de análisis para la determinación de la fO_2 en algunos de los granitoides, tanto estériles como mineralizados, considerados en el presente estudio. Sus cálculos de fugacidad de oxígeno fueron realizados utilizando los métodos oxibarmétricos de óxidos de Fe-Ti y de equilibrio de fases piroxeno/óxido para una serie de intrusivos graníticos, dentro de los cuales se encuentra el plutón La Gloria. Las muestras estudiadas por Core (2004) son granitoides con plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, apatito, magnetita, biotita, hornblenda \pm clinopiroxeno \pm ortopiroxeno \pm ilmenita \pm titanita. Los óxidos usualmente se presentan como inclusiones en los piroxenos, implicando que se equilibraron juntos en el magma. Las composiciones de las magnetitas, ilmenitas, clinopiroxenos y ortopiroxenos para realizar los cálculos de equilibrio mineral fueron determinadas mediante EMPA y SEM-EDS, recomponiendo la composición total en aquellos casos en que se produjo exsolución de fases, y se consideraron composiciones promedio a partir de la medición de varios granos, de manera de obtener valores representativos. Los cálculos de fO_2 se realizaron para temperaturas de 800°C y presión de 2 kbar, mas la presión no tiene un efecto significativo en los cálculos. Se utilizaron los modelos de mezcla de MELTS y QUILF para la estimación de las actividades. La fO_2 es reportada relativa al buffer NNO, añadiéndose además el valor respecto al buffer FMQ para su comparación con los valores obtenidos de este estudio (Tabla 1). Para detalles sobre los procedimientos analíticos, la química mineral y los cálculos realizados, referirse a Core (2004).

Adicionalmente, Core (2004) realizó dataciones de La Gloria y San Gabriel mediante U-Pb por LA-ICPMS en circones. En la Tabla 1 se presentan las edades obtenidas para los plutones La Gloria y San Gabriel, junto a la fO_2 determinada mediante equilibrio de fases piroxeno/óxido para el plutón La Gloria.

Tabla 1. Datos de fugacidad de oxígeno (fO_2), edades y razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} en circones determinados por Core (2004) para algunos de los intrusivos estudiados de Chile Central y EEUU. Fugacidad de oxígeno determinada como un promedio de los valores obtenidos mediante equilibrio de fases de piroxeno/óxidos y óxidos de Fe-Ti.

	La Gloria	San Gabriel	Tyrone	Hanover-Fierro
Edad (Ma)	9.5 \pm 0.3	10.6 \pm 0.8	-	-
fO_2 (Δ NNO)	1.6 \pm 0.5	-	-	-
fO_2 (Δ FMQ)	2.4 \pm 0.5	-	-	-
Ce^{4+}/Ce^{3+}	190 \pm 70	90 \pm 40	-	-

Core (2004) estimó también las razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} en circones (Tabla 1) con el objetivo de evaluar la fO_2 en muestras que carecen de la asociación mineral apropiada o que han sido alteradas, además de compararlas con sus resultados de fO_2 obtenidos con los métodos anteriormente mencionados. Los resultados de su estudio indicaron que no es posible correlacionar la fO_2 medida con las razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} en circones (Figura 4).

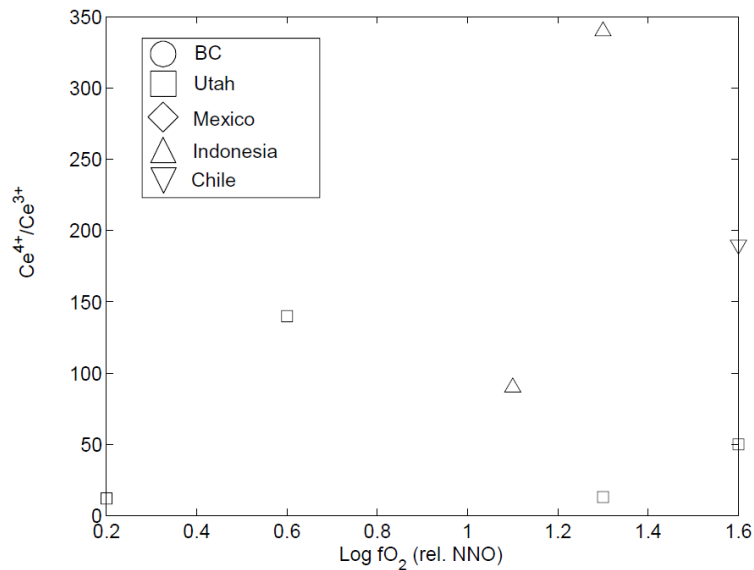


Figura 4. Razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} en circones calculadas para intrusivos graníticos de diversos distritos asociados a sistemas de pórfidos cupríferos, con respecto a la fugacidad de oxígeno (fO_2) obtenida para dichas intrusiones. El gráfico indica que las razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} no reflejan las variaciones en la fO_2 . Tomado de Core (2004).

Otros estudios previos realizados en el plutón La Gloria incluyen el trabajo de Cornejo & Mahood (1997), donde se describen tendencias en la fO_2 en diferentes zonas del plutón, siendo mayor el estado de oxidación en las zonas superiores de éste. Esto se evidencia en un aumento de la razón $Mg/(Fe+Mg)$ en los silicatos y de la cantidad de óxidos de Fe-Ti, cuya cristalización se ve favorecida a altas fugacidades de oxígeno. Cornejo & Mahood (1997) realizaron determinaciones de fO_2 (Figura 12) utilizando la reacción de equilibrio: $K\text{-Ti-hornblenda} + O_2 \text{ (gas)} = \text{biotita} + \text{magnetita} + \text{actinolita} + \text{titanita}$. Este equilibrio se asocia a una etapa tardimagmática y no a reequilibrio sub-sólidos, dado que las temperaturas de equilibrio calculadas a partir de magnetita coexistiendo con biotitas con $X_{Fe}=0.34\text{-}0.40$ corresponden a $720\text{-}750^\circ\text{C}$. Los valores de fO_2 obtenidos utilizando dicho equilibrio corresponden aproximadamente a $NNO+1.5$ ($\sim FMQ+2.3$).

Por otra parte, el análisis realizado sobre los óxidos de Fe-Ti indica que éstos han sido reequilibrados a condiciones sub-sólidos, entregando temperaturas entre $450\text{-}584^\circ\text{C}$, con lo cual también se realizaron determinaciones de la fugacidad de oxígeno, obteniéndose valores cercanos al buffer HM (Figura 13).

En cuanto a los restantes intrusivos considerados en el presente estudio, muestras de San Gabriel, Tyrone y Hanover-Fierro fueron analizadas por Core (2004), pero no fue posible utilizar los oxibarómetros de óxidos de Fe-Ti y equilibrio de fases piroxeno/óxido para determinar su fugacidad de oxígeno debido a la ausencia de las asociaciones minerales necesarias. No obstante, Core (2004) explicitó la existencia de la asociación mineral biotita-óxidos y un grado bajo de alteración de las muestras de Tyrone y Hanover-Fierro, que corresponden a las mismas muestras analizadas en el presente trabajo, lo que sugiere la posibilidad de utilizar el oxibarómetro de biotita para realizar estimaciones de su fO_2 .

3 RESULTADOS

3.1 QUÍMICA MINERAL DE BIOTITAS

3.1.1 Química mineral

En la Tabla 2 se muestran los resultados de química mineral obtenidos a partir de los análisis de microsonda electrónica (EMPA), espectroscopía Mössbauer y análisis de reacción nuclear (NRA) en las muestras de biotita.

Tabla 2. Composiciones químicas representativas de biotitas los intrusivos estudiados. Los números entre paréntesis corresponden a la desviación estándar (1σ) de n puntos de microsonda electrónica en diferentes granos.

Muestra	La Gloria (LG)		San Gabriel (SG)		Tyrone (TY)		Hanover-Fierro (HF)	
Promedio de	11		18		8		9	
<i>Elementos [wt.%]</i>								
Si	17.40	(0.20)	16.98	(0.18)	17.24	(0.10)	17.08	(0.14)
Ti	2.83	(0.26)	3.16	(0.24)	2.19	(0.14)	2.56	(0.13)
Al	7.00	(0.10)	6.69	(0.07)	6.98	(0.10)	7.08	(0.06)
Fe	12.06	(0.61)	14.22	(0.40)	11.89	(0.33)	12.01	(0.50)
Mn	0.10	(0.04)	0.12	(0.04)	0.43	(0.06)	0.26	(0.04)
Mg	9.14	(0.31)	7.36	(0.21)	8.96	(0.12)	8.90	(0.21)
Ca	0.05	(0.04)	0.03	(0.02)	0.03	(0.03)	0.02	(0.03)
Ba	0.33	(0.09)	0.17	(0.19)	0.24	(0.09)	0.48	(0.15)
Na	0.11	(0.03)	0.16	(0.04)	0.08	(0.03)	0.12	(0.03)
K	7.57	(0.23)	7.59	(0.25)	7.81	(0.19)	7.72	(0.22)
O	42.03	(0.57)	40.65	(0.66)	41.07	(0.50)	40.78	(0.38)
S	0.02	(0.01)	0.02	(0.01)	0.02	(0.01)	0.02	(0.00)
Cl	0.20	(0.02)	0.33	(0.03)	0.04	(0.01)	0.20	(0.01)
F	0.20	(0.03)	0.25	(0.06)	0.89	(0.04)	0.42	(0.03)
Σ	99.05	(0.65)	97.98	(0.71)	97.86	(0.42)	98.01	(0.58)
<i>Mössbauer</i>								
Fe^{3+}/Fe^{2+}	0.68		0.54		0.67		0.48	
<i>NRA [wt.%]</i>								
H	0.29		0.26		0.31		0.27	
<i>Componentes en óxidos [wt.%]</i>								
SiO ₂	37.22	(0.43)	36.32	(0.39)	36.89	(0.21)	36.53	(0.30)
TiO ₂	4.73	(0.43)	5.27	(0.40)	3.66	(0.23)	4.28	(0.21)
Al ₂ O ₃	13.23	(0.19)	12.64	(0.14)	13.19	(0.20)	13.39	(0.11)
FeO	9.23	(0.47)	11.88	(0.34)	9.11	(0.25)	10.52	(0.43)
Fe ₂ O ₃	6.98	(0.35)	7.13	(0.20)	6.88	(0.19)	5.61	(0.23)
MnO	0.13	(0.05)	0.15	(0.05)	0.54	(0.08)	0.33	(0.05)
MgO	15.16	(0.51)	12.21	(0.35)	14.86	(0.19)	14.84	(0.27)
CaO	0.06	(0.05)	0.04	(0.03)	0.04	(0.05)	0.03	(0.04)
BaO	0.37	(0.10)	0.19	(0.21)	0.27	(0.10)	0.53	(0.18)
Na ₂ O	0.15	(0.04)	0.21	(0.05)	0.11	(0.04)	0.16	(0.04)
K ₂ O	9.12	(0.28)	9.14	(0.30)	9.40	(0.23)	9.36	(0.16)
S	0.02	(0.01)	0.02	(0.01)	0.02	(0.01)	0.02	(0.00)
Cl	0.20	(0.02)	0.33	(0.03)	0.04	(0.01)	0.20	(0.01)
F	0.20	(0.03)	0.25	(0.06)	0.89	(0.04)	0.42	(0.03)
O≡F,Cl,S	0.13	(0.02)	0.18	(0.03)	0.39	(0.02)	0.23	(0.01)
H ₂ O	2.62		2.32		2.73		2.45	
Σ	99.55	(0.56)	98.30	(0.67)	99.01	(0.66)	98.75	(0.89)

Como se observa en la Tabla 2, los errores analíticos para todos los elementos, excepto el oxígeno, poseen valores menores a 0.5 wt.% (1σ), indicando que las biotitas son químicamente homogéneas. Los porcentajes de óxidos de elementos mayores corresponden, en promedio, a un contenido de SiO₂ de entre 36.32 y 37.22 wt.%, Al₂O₃ entre 12.64 y 13.39 wt.%, MgO entre 12.21 y 15.16 wt.%, Fe_{TOTAL} (FeO+Fe₂O₃) entre 15.99 y 19.01 wt.% y K₂O entre 9.12 y 9.40 wt.%. Se identifican además altos contenidos de TiO₂, variando entre 3.66 y 5.27 wt.%. Los contenidos de BaO, MnO, Na₂O y CaO, por su parte, se encuentran en rangos de 0.19-0.53 wt.%, 0.13-0.54 wt.%, 0.11-0.21 wt.% y 0.03-0.06 wt.%, respectivamente. De este modo, las variaciones en los contenidos de elementos mayores entre los cuatro intrusivos estudiados son usualmente estrechas, no reconociéndose mayores diferencias en su composición.

En cuanto a los aniones, se detectaron contenidos menores de Cl y F en todas las muestras, los cuales varían entre 0.04-0.33 wt.% y 0.25-0.89 wt.%, respectivamente, y se detectaron concentraciones traza de S en la mayor parte de las muestras, con contenidos de hasta 200 ppm (~0.02 wt.%). El contenido promedio de hidrógeno en las biotitas varía entre un 2.32 y 2.73 wt.% de H₂O, aunque se observa una amplia variabilidad dentro de las intrusiones (Tabla 3).

Por otra parte, la razón Fe³⁺/Fe²⁺ de las biotitas representativas de cada intrusión varía entre 0.48 (Hanover-Fierro) y 0.68 (La Gloria), lo que corresponde a una alta cantidad de Fe³⁺, indicando una importante desviación de la solución sólida annita-flogopita.

Tabla 3. Contenido promedio de hidrógeno de biotitas de intrusiones graníticas de Chile Central y el oeste de EEUU, medidas utilizando análisis de reacción nuclear (NRA).

		H (átomos/cm ³)	H (wt.%)	H ₂ O (wt.%)
La Gloria	máx.	5.66×10 ²¹	0.31	2.80
	mín.	5.14×10 ²¹	0.28	2.54
	promedio	5.29×10 ²¹	0.29	2.62
San Gabriel	máx.	6.32×10 ²¹	0.37	3.35
	mín.	3.05×10 ²¹	0.18	1.62
	promedio	4.38×10 ²¹	0.26	2.32
Tyrone	máx.	5.88×10 ²¹	0.35	3.11
	mín.	3.79×10 ²¹	0.22	2.01
	promedio	5.16×10 ²¹	0.31	2.73
Hanover- Fierro	máx.	5.44×10 ²¹	0.32	2.88
	mín.	3.10×10 ²¹	0.18	1.64
	promedio	4.63×10 ²¹	0.27	2.45

$$(dE/dx) = 2.764 \text{ MeV}/\mu\text{m}, \text{ para } \rho_{\text{BIOT}}=3.0 \text{ grs/cm}^3$$

3.1.2 Fórmulas estructurales

Utilizando los análisis de química mineral de la Tabla 2 se calcularon las fórmulas estructurales de las biotitas representativas de los intrusivos estudiados, las cuales se muestran en la Tabla 4.

Tabla 4. Fórmulas estructurales de biotitas, calculadas a partir de la Tabla 2 en base a la normalización a $24=O+OH+F+Cl+S$, considerando la fórmula de annita como $K_2Fe_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$.

	La Gloria	San Gabriel	Tyrone	Hanover-Fierro
<i>Átomos por fórmula unitaria (a.p.f.u.)</i>				
Si	5.648	5.690	5.670	5.656
Al	2.352	2.310	2.330	2.344
Σ^{IV}	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.015	0.032	0.058	0.098
Ti	0.540	0.622	0.423	0.498
Fe ²⁺	1.172	1.557	1.171	1.362
Fe ³⁺	0.797	0.841	0.796	0.654
Mn	0.017	0.021	0.071	0.044
Mg	3.430	2.850	3.404	3.406
Σ^{VI}	5.970	5.923	5.923	6.063
Ca	0.010	0.007	0.007	0.005
Ba	0.022	0.011	0.016	0.033
Na	0.046	0.064	0.032	0.047
K	1.766	1.826	1.844	1.836
Σ^{XII}	1.844	1.909	1.898	1.921
S	0.001	0.001	0.001	0.001
Cl	0.006	0.009	0.001	0.006
F	0.010	0.013	0.047	0.022
O	1.339	1.530	1.089	1.460
OH	2.644	2.447	2.863	2.512
Σ	4.000	4.000	4.000	4.000

A partir de lo anterior, se calculó la fracción molar de Fe (X_{Fe}) para su clasificación dentro de la solución sólida annita-flogopita, según la siguiente expresión:

$$X_{Fe} = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{(Fe^{2+} + Fe^{3+}) + Mg} \quad (19)$$

Las fracciones molares de Fe se encuentran en torno a $X_{Fe} \sim 0.4$, donde el mínimo corresponde a La Gloria ($X_{Fe}=0.365$) y el máximo a San Gabriel ($X_{Fe}=0.457$). En la Tabla 5 se indican los valores de X_{Fe} para los cuatro intrusivos, y en la Figura 5 se muestran las composiciones de biotita dentro del diagrama de clasificación annita-flogopita-“oxi-annita” (Wones & Eugster, 1965).

Tabla 5. Fracción molar de Fe (X_{Fe}) para los cuatro intrusivos estudiados, calculada en base a fórmulas estructurales en Tabla 4 de un promedio representativo de muestras.

	La Gloria (LG)	San Gabriel (SG)	Tyrone (TY)	Hanover-Fierro (HF)
X_{Fe}	0.365	0.457	0.366	0.372

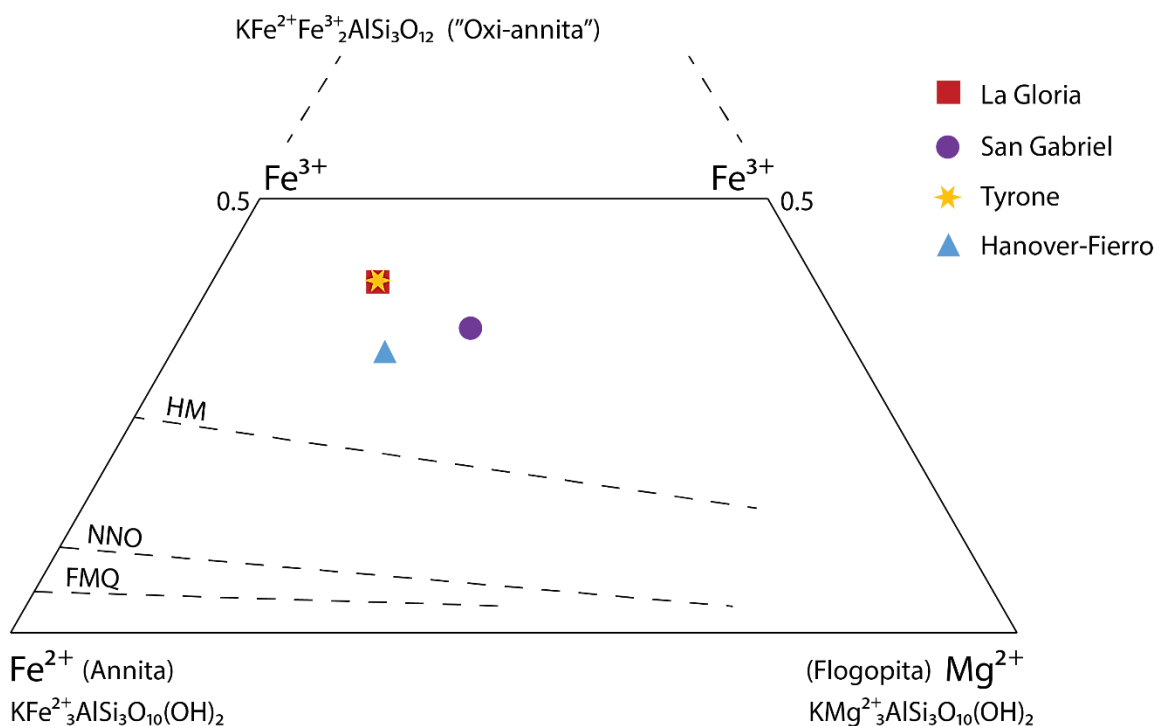
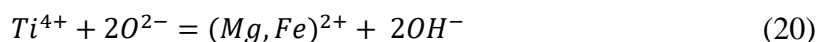


Figura 5. Composición promedio de muestras de biotita de los intrusivos estudiados según el diagrama de clasificación annita-flogopita-“oxi-annita” de Wones & Eugster (1965). Se muestran como referencia los buffers FMQ, NNO y HM.

De las fórmulas estructurales de biotita calculadas es posible reconocer una deficiencia de hidrógeno, con valores de OH entre un 30% y un 40% menores que el valor estequiométrico para el sitio hidroxílico (OH~2.44-2.86 a.p.f.u.), deficiencia que no logra ser compensada por los contenidos de Cl, F y S medidos, los cuales presentan valores muy bajos (<0.1 a.p.f.u.), implicando que ~30-40% de los sitios hidroxílicos son ocupados por oxígeno en exceso (O_{exceso} ~1.09-1.53 a.p.f.u.).

Se identifica también que existe saturación de Al y así presencia menor de éste (<1.0 a.p.f.u.) en el sitio octaédrico, permitiendo inferir que el Fe^{3+} se encuentra ocupando dicho sitio, al igual que el Ti. De este modo, se reconoce una sustitución significativa de ambos, alcanzando entre un 11% y un 14% (0.65-0.84 a.p.f.u.) para el caso del Fe^{3+} , y entre un 7% y un 11% para el caso del Ti, junto a un porcentaje menor de vacancias (<0.07 a.p.f.u.). Lo anterior, junto con las características observadas para el sitio hidroxílico, sugiere la dominancia de una sustitución acoplada del tipo:



En cuanto al sitio intercapas, los contenidos de Ca (<0.01 a.p.f.u.), Na (<0.06 a.p.f.u.) y Ba (<0.03 a.p.f.u.) no representan un reemplazo significativo.

3.2 MODELOS DE ACTIVIDAD

3.2.1 Modelos de actividad de annita

Para calcular la actividad de annita se utilizan tres modelos de actividad. El primero de ellos, sugerido por Czamanske & Wones (1973), corresponde a un modelo parcialmente iónico de solución ideal, de la forma:

$$a_{Ann} = (X_{Fe^{2+}})^3 (X_{OH})^2 \quad (21)$$

donde $X_{Fe^{2+}}$ corresponde a la fracción molar de Fe^{2+} en el sitio octaédrico de la biotita, y X_{OH} corresponde a la fracción molar de OH en el sitio hidroxílico.

En la Tabla 6 se presentan los resultados de actividad de annita obtenidos mediante este modelo.

Tabla 6. Actividad de annita calculada para los cuatro intrusivos estudiados según el modelo de Czamanske & Wones (1973), junto a los parámetros utilizados.

	La Gloria (LG)	San Gabriel (SG)	Tyrone (TY)	Hanover-Fierro (HF)
$X_{Fe^{2+}}$	0.196	0.263	0.198	0.225
X_{OH}	0.661	0.612	0.716	0.628
a_{Ann}	3.31×10^{-3}	6.80×10^{-3}	3.96×10^{-3}	4.47×10^{-3}

La actividad de annita es calculada también utilizando el modelo iónico completo definido por Bohlen et al. (1980) para estimar la actividad de annita, dado por la expresión (22).

$$a_{Ann} = \frac{(X_K)(X_{Fe^{2+}})^3(X_{Al})(X_{Si})^3(X_{OH})^2}{(X_{Al}^0)(X_{Si}^0)^3} \quad (22)$$

En la expresión (22), X_K representa la fracción molar de K en el sitio intercapas; $X_{Fe^{2+}}$ es la fracción molar de Fe^{2+} en el sitio octaédrico; X_{Al} y X_{Si} corresponden a la fracción molar de Al y Si, respectivamente, en el sitio tetraédrico; X_{OH} representa la fracción molar de OH en el sitio hidroxílico, y los términos X_{Al}^0 y X_{Si}^0 corresponden a la fracción molar de Al y Si, respectivamente, en el sitio tetraédrico de la annita pura, por lo que se encuentran previamente definidas y sus valores son $X_{Al}^0 = 0.25$ y $X_{Si}^0 = 0.75$.

La Tabla 7 muestra los valores de actividad de annita obtenidos utilizando este modelo.

Tabla 7. Actividad de annita calculada para los cuatro intrusivos estudiados según el modelo de Bohlen et al. (1980), junto a los parámetros utilizados.

	La Gloria (LG)	San Gabriel (SG)	Tyrone (TY)	Hanover-Fierro (HF)
X_K	0.958	0.957	0.972	0.956
$X_{Fe^{2+}}$	0.196	0.263	0.198	0.225
X_{Al}	0.294	0.289	0.291	0.293
X_{Si}	0.706	0.711	0.709	0.707
X_{OH}	0.661	0.612	0.716	0.628
a_{Ann}	3.11×10^{-3}	6.41×10^{-3}	3.78×10^{-3}	4.20×10^{-3}

Tanto en el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973) como en el de Bohlen et al. (1980), la actividad de annita no considera la temperatura como parámetro, obteniéndose un único valor de actividad, el cual es utilizado como un término constante en la expresión (8) para la determinación de la fugacidad de oxígeno.

Finalmente, la actividad de annita es calculada utilizando el programa AX (Holland & Powell, 1998), el cual considera un modelo de solución no ideal simétrica con el modelo de mezcla de Powell & Holland (1999). Éste utiliza como parámetros de entrada la composición de la biotita en óxidos, correspondientes a: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O. En este caso, el cálculo es dependiente de la temperatura, por lo que se determina la actividad entre 400°C y 900°C en intervalos de 50°C, utilizándose posteriormente la actividad correspondiente a cada temperatura en el cálculo de la fugacidad de oxígeno a partir de la expresión (8). El programa considera además una dependencia de la actividad según la presión, mas ésta no presenta variaciones en el rango de presión evaluado (0.1-2.0 kbar). La expresión (23) muestra el modelo utilizado por AX, el cual es luego renormalizado a los miembros extremos flogopita-annita-eastonita-biotita ordenada para aproximar la no idealidad mediante formalismo simétrico utilizando la matriz en la expresión (24). Para detalles sobre la construcción del modelo y los cálculos realizados por el programa AX referirse a Holland & Powell (1996b) y Powell & Holland (1999).

$$a_{Ann} = 4(X_{K,A})(X_{Fe^{2+},M1})(X_{Fe^{2+},M3})^2(X_{Al,T1})(X_{Si,T1})\gamma_{Ann} \quad (23)$$

W	ann	east	obi	(24)
phl	9	10	3	
ann		-1	6	
east			10	

ann = annita; phl = flogopita; east = eastonita; obi = biotita ordenada

En la Tabla 8 se presentan los resultados de actividad de annita obtenidos utilizando el programa AX según temperatura.

Tabla 8. Actividad de annita calculada para los cuatro intrusivos estudiados para temperaturas entre 400 y 900°C con el programa AX (Holland & Powell, 1998).

T (°C)	La Gloria (LG)	San Gabriel (SG)	Tyrone (TY)	Hanover-Fierro (HF)
400	1.24 x 10 ⁻³	4.80 x 10 ⁻³	1.47 x 10 ⁻³	2.63 x 10 ⁻³
450	1.56 x 10 ⁻³	5.40 x 10 ⁻³	1.85 x 10 ⁻³	3.20 x 10 ⁻³
500	1.87 x 10 ⁻³	5.80 x 10 ⁻³	2.22 x 10 ⁻³	3.80 x 10 ⁻³
550	2.16 x 10 ⁻³	6.20 x 10 ⁻³	2.60 x 10 ⁻³	4.30 x 10 ⁻³
600	2.40 x 10 ⁻³	6.60 x 10 ⁻³	2.90 x 10 ⁻³	4.70 x 10 ⁻³
650	2.70 x 10 ⁻³	6.90 x 10 ⁻³	3.20 x 10 ⁻³	5.10 x 10 ⁻³
700	2.90 x 10 ⁻³	7.20 x 10 ⁻³	3.40 x 10 ⁻³	5.50 x 10 ⁻³
750	3.10 x 10 ⁻³	7.50 x 10 ⁻³	3.70 x 10 ⁻³	5.80 x 10 ⁻³
800	3.20 x 10 ⁻³	7.70 x 10 ⁻³	3.90 x 10 ⁻³	6.10 x 10 ⁻³
850	3.40 x 10 ⁻³	7.90 x 10 ⁻³	4.00 x 10 ⁻³	6.30 x 10 ⁻³
900	3.50 x 10 ⁻³	8.00 x 10 ⁻³	4.20 x 10 ⁻³	6.50 x 10 ⁻³

3.2.2 Modelo de actividad de sanidina

La actividad de sanidina es determinada utilizando el programa AX, el cual utiliza el modelo de actividad subregular de Thompson & Waldbaum (1969). Se utiliza una temperatura de 700°C para el cálculo de la actividad; no obstante, ésta no muestra variaciones significativas en el rango de temperaturas considerado (400-900°C).

En la Tabla 9 se presentan los valores de actividad de sanidina obtenidos mediante el programa AX.

Tabla 9. Actividad de sanidina calculada para los cuatro intrusivos estudiados a 700°C, utilizando el programa AX (Holland & Powell, 1998).

	La Gloria (LG)	San Gabriel (SG)	Tyrone (TY)	Hanover-Fierro (HF)
a_{Kfs}	0.88	0.91	0.88	0.87

3.3 DETERMINACIÓN DE FUGACIDAD DE OXÍGENO

A partir de la expresión (8):

$$\log f_{O_2} = -\frac{14818}{T} - 8.5 + 2 \log f_{H_2O} - 2 \log a_{annita}^{biotita} + 2 \log a_{KAlSi_3O_8}^{sanidina} + 2 \log a_{Fe_3O_4}^{magnetita} \quad (8)$$

se determinan curvas T-log(f_{O_2}) para los intrusivos estudiados de Chile Central (La Gloria y San Gabriel) y del oeste de los Estados Unidos (Tyrone y Hanover-Fierro) utilizando los modelos de actividad de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998). Para ello, se consideran constantes todos los demás parámetros del oxibarómetro, los cuales se presentan en la Tabla 10.

Tabla 10. Parámetros constantes utilizados para la determinación de la fugacidad de oxígeno de los intrusivos estudiados mediante oxibarometría de biotita.

	La Gloria (LG)	San Gabriel (SG)	Tyrone (TY)	Hanover-Fierro (HF)
f_{H_2O}	1 kbar	1 kbar	1 kbar	1 kbar
a_{Kfs}	0.88	0.91	0.88	0.87
a_{Mt}	1.0	1.0	1.0	1.0

El cálculo se realiza para temperaturas entre 400°C y 900°C, en intervalos de 50°C, de manera de tener una visión amplia de las variaciones de f_{O_2} según la temperatura. Sin embargo, de acuerdo a las temperaturas de cristalización usuales para intrusivos graníticos, los valores relevantes de f_{O_2} se encuentran entre 650°C y 800°C aproximadamente.

3.3.1 Plutón La Gloria

En la Tabla 11 se muestran los valores de fO_2 obtenidos según temperatura utilizando distintos modelos de actividad de annita.

Tabla 11. Fugacidad de oxígeno (fO_2) del plutón La Gloria, calculada a partir de la expresión (8) para temperaturas entre 400°C y 900°C, utilizando los modelos de actividad de annita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998), con el error asociado (2σ). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas, junto a la comparación con respecto al buffer FMQ en unidades logarítmicas sobre dicho buffer (ΔFMQ).

T (°C)	Czamanske & Wones (1973)		Bohlen et al. (1980)		AX (Holland & Powell, 1998)		2σ
	log(fO_2)	ΔFMQ	log(fO_2)	ΔFMQ	log(fO_2)	ΔFMQ	
400	-19.66	9.06	-19.61	9.11	-18.81	9.91	0.95
450	-18.14	7.95	-18.09	8.00	-17.49	8.60	0.72
500	-16.81	7.00	-16.76	7.05	-16.32	7.49	0.54
550	-15.65	6.18	-15.60	6.23	-15.28	6.54	0.40
600	-14.62	5.46	-14.57	5.51	-14.34	5.73	0.29
650	-13.70	4.82	-13.65	4.87	-13.53	5.00	0.18
700	-12.87	4.26	-12.82	4.31	-12.76	4.37	0.11
750	-12.13	3.75	-12.08	3.80	-12.08	3.80	0.06
800	-11.45	3.29	-11.40	3.34	-11.43	3.32	0.05
850	-10.84	2.88	-10.79	2.93	-10.87	2.85	0.08
900	-10.28	2.50	-10.23	2.55	-10.33	2.44	0.10

De los datos anteriormente presentados, es posible observar que la fugacidad de oxígeno aumenta con la temperatura, existiendo una variación de entre 8.48 y 9.38 unidades logarítmicas entre los 400°C y 900°C. Los valores más bajos de fO_2 son obtenidos utilizando el modelo de actividad de annita de Czamanske & Wones (1973), y los más altos con el modelo de actividad del programa AX (Holland & Powell, 1998) hasta los 750°C, donde el modelo de Bohlen et al. (1980) y el del programa AX entregan el mismo resultado de fO_2 ; sobre esta temperatura, los valores más oxidados derivan del modelo de Bohlen et al. (1980), y los menos oxidados derivan del modelo del programa AX. Para temperaturas magmáticas (~700-750°C), la fugacidad de oxígeno de La Gloria varía entre $10^{-12.87}$ y $10^{-12.08}$ bares, equivalentes a FMQ+4.26 y FMQ+3.80, respectivamente. Es necesario notar que, pese al incremento de la fO_2 con la temperatura, el ΔFMQ disminuye, acercándose así los valores de fugacidad de oxígeno calculados al buffer FMQ.

En cuanto a los modelos de actividad utilizados, la diferencia en la determinación de la fO_2 con los distintos modelos es máxima a 400°C, alcanzando un 4.5%, y disminuye hacia mayores temperaturas, llegando a un mínimo de 0.4% a 750°C, para luego aumentar levemente a un 1.0% a 900°C. Por su parte, a 700°C existe una divergencia en el resultado de tan sólo un 0.86%, equivalente a 0.11 unidades logarítmicas ($\Delta FMQ=0.11$), con un promedio de fO_2 de $10^{-12.82}$ bares (FMQ+4.31).

En la Figura 6 se ilustran las curvas T-log(fO_2) derivadas del cálculo de la fugacidad de oxígeno usando los modelos de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998).

Para el caso de La Gloria, existen cálculos de termometría previos (Cornejo, 1990), los cuales han determinado que su temperatura de equilibrio se encuentra en torno a los 720-750°C. Considerando dichos valores de temperatura, es posible estimar una fugacidad de oxígeno para La Gloria de entre $10^{-12.09}$ y $10^{-12.52}$ bares, equivalentes a entre 3.79 y 4.10 unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ.

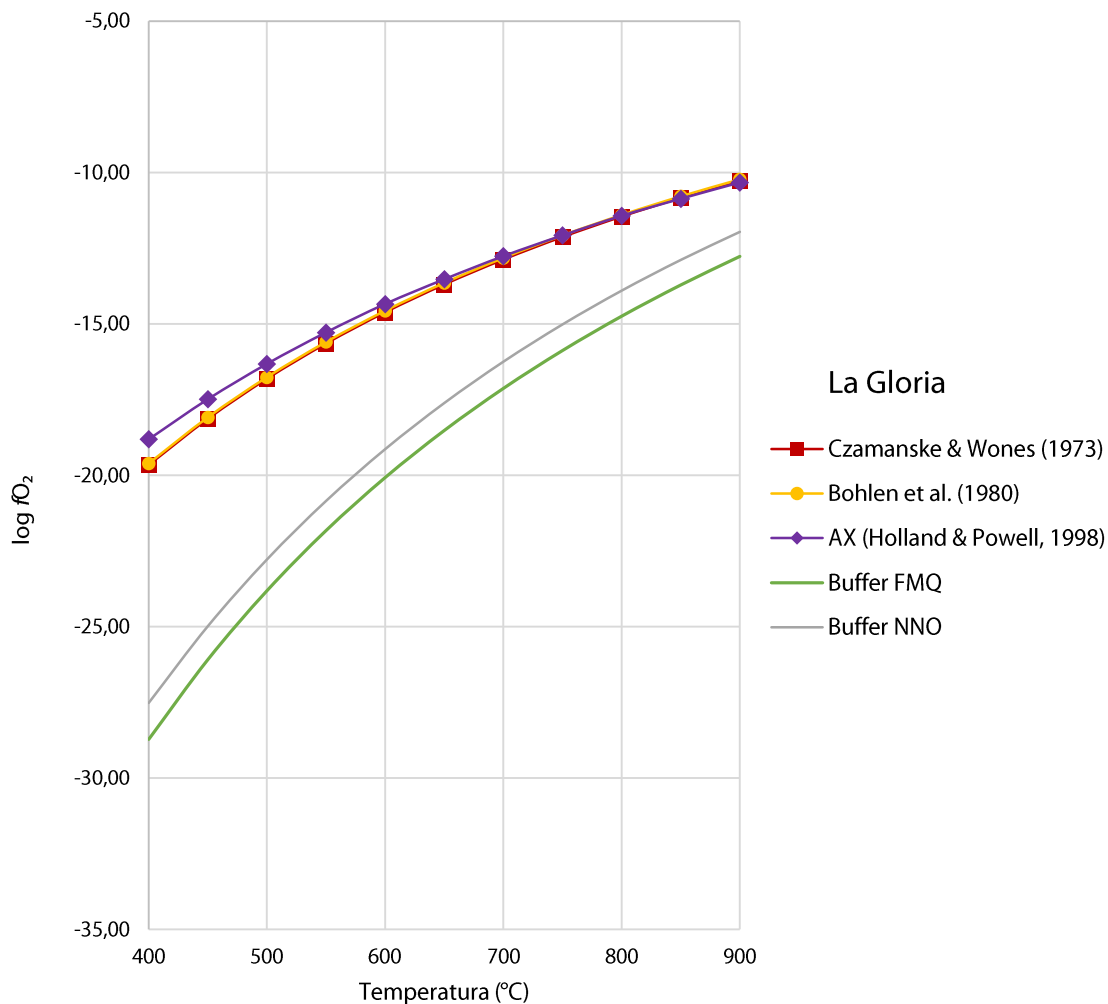


Figura 6. Fugacidad de oxígeno (fO_2) del plutón La Gloria para temperaturas entre 400°C y 900°C, utilizando los modelos de actividad de annita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas. Se grafica el buffer FMQ (O'Neill, 1987) como referencia.

3.3.2 Plutón San Gabriel

La Tabla 12 presenta los valores de fO_2 obtenidos a distintas temperaturas utilizando los tres modelos de actividad de annita considerados.

Tabla 12. Fugacidad de oxígeno (fO_2) del plutón San Gabriel, calculada a partir de la expresión (8) para temperaturas entre 400°C y 900°C, utilizando los modelos de actividad de annita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998), con el error asociado (2σ). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas, junto a la comparación con respecto al buffer FMQ en unidades logarítmicas sobre dicho buffer (ΔFMQ).

T (°C)	Czamanske & Wones (1973)		Bohlen et al. (1980)		AX (Holland & Powell, 1998)		2σ
	log(fO_2)	ΔFMQ	log(fO_2)	ΔFMQ	log(fO_2)	ΔFMQ	
400	-20.26	8.46	-20.21	8.51	-19.96	8.77	0.32
450	-18.74	7.35	-18.69	7.40	-18.54	7.55	0.21
500	-17.41	6.40	-17.36	6.45	-17.27	6.54	0.14
550	-16.25	5.58	-16.20	5.63	-16.17	5.66	0.08
600	-15.22	4.86	-15.17	4.91	-15.19	4.88	0.05
650	-14.30	4.22	-14.25	4.27	-14.31	4.21	0.07
700	-13.48	3.66	-13.42	3.71	-13.52	3.61	0.10
750	-12.73	3.15	-12.68	3.20	-12.81	3.06	0.14
800	-12.06	2.69	-12.00	2.74	-12.16	2.58	0.16
850	-11.44	2.27	-11.39	2.33	-11.57	2.15	0.19
900	-10.88	1.89	-10.83	1.95	-11.02	1.75	0.20

Para el caso de San Gabriel, se identifica una variación en la fugacidad de oxígeno de entre 8.94 y 9.38 unidades logarítmicas en el rango de temperaturas estudiado. A temperaturas inferiores a ~600°C, los valores más altos de fugacidad de oxígeno son obtenidos utilizando el modelo del programa AX (Holland & Powell, 1998), y los menores mediante el modelo de Czamanske & Wones (1973). A ~600-650°C, se produce una intersección de las curvas T-log(fO_2) generadas con los distintos modelos de actividad, teniéndose que a temperaturas superiores los valores más altos de fO_2 corresponden a aquellos obtenidos con el modelo de Bohlen et al. (1980), y los más bajos a los obtenidos con el modelo del programa AX. Analizando los resultados a las temperaturas de interés (~700-750°C), los valores de fO_2 varían entre $10^{-13.52}$ y $10^{-12.68}$ bares, correspondientes a FMQ+3.61 y FMQ+3.20, respectivamente.

Al comparar los resultados adquiridos a partir de los tres modelos de actividad de annita, existe una diferencia en la fugacidad de oxígeno de un 1.5% a 400°C, y de un 1.3% a 900°C, con un mínimo de 0.3% a 600°C. A 700°C, la fugacidad de oxígeno difiere en un 0.7%, lo que equivale a 0.10 unidades logarítmicas ($\Delta FMQ=0.10$), y tiene un valor promedio de $10^{-13.47}$ bares (FMQ+3.66).

La Figura 7 muestra las curvas T-log(fO_2) generadas utilizando la expresión (8), calculando la actividad de annita según los modelos de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998).

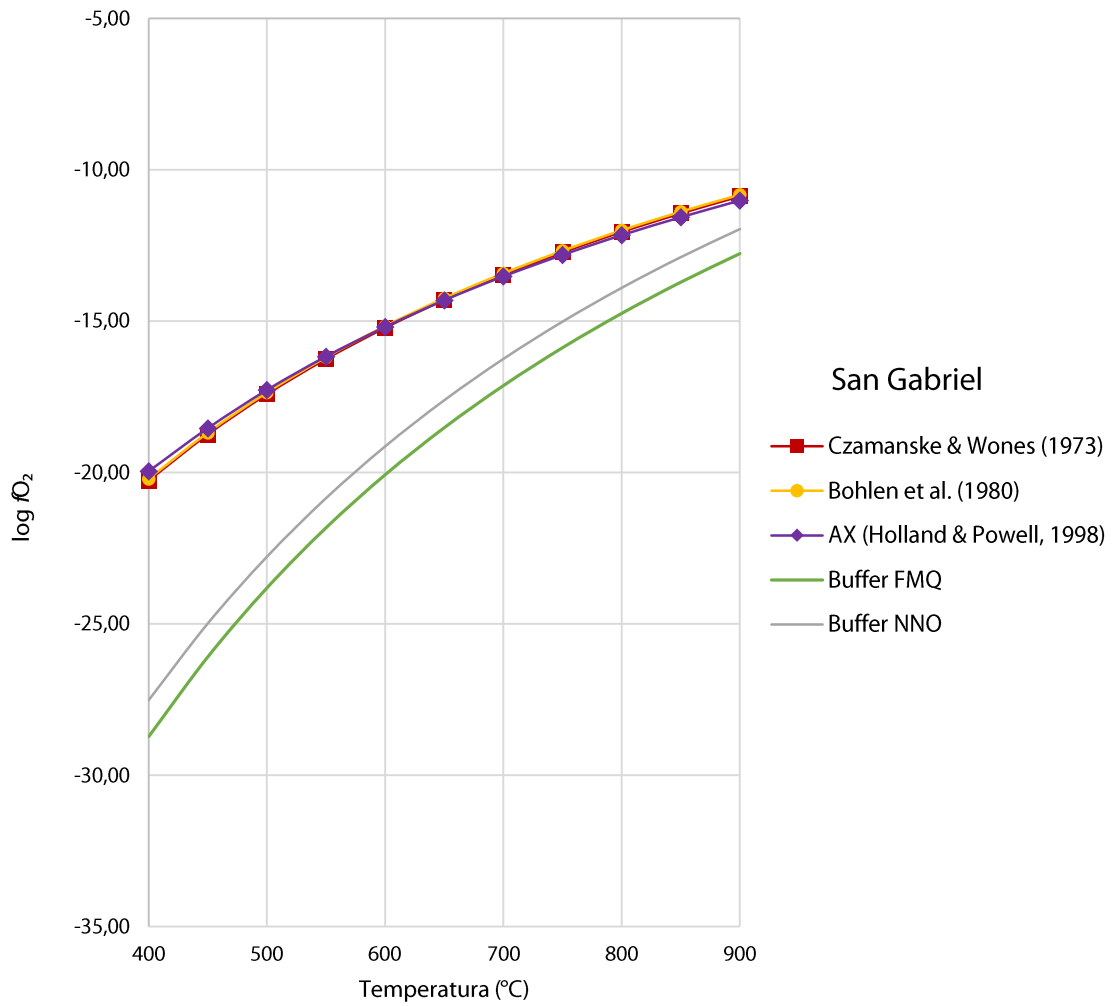


Figura 7. . Fugacidad de oxígeno (fO_2) del plutón San Gabriel para temperaturas entre 400°C y 900°C, utilizando los modelos de actividad de anrita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas. Se grafica el buffer FMQ (O'Neill, 1987) como referencia.

3.3.3 Stock de Tyrone

En la Tabla 13 se muestran los valores de fugacidad de oxígeno según temperatura obtenidos utilizando distintos modelos de actividad de anita.

Para el caso de Tyrone, la tendencia en los datos es similar a la observada en La Gloria. Se identifica una variación de entre 8.47 y 9.38 unidades logarítmicas entre 400°C y 900°C, obteniéndose la fugacidad de oxígeno más baja a partir del modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973), y la más alta a partir del modelo del programa AX (Holland & Powell, 1998) hasta los ~850°C, temperatura desde la cual los valores más altos corresponden a los del modelo de Bohlen et al. (1980), y los menores a aquellos determinados mediante el programa AX. Al referirse a temperaturas magmáticas (~700-750°C), la fugacidad de oxígeno obtenida para Tyrone varía entre $10^{-13.04}$ y $10^{-12.23}$ bares, equivalentes a FMQ+4.09 y FMQ+3.65, respectivamente.

Tabla 13. Fugacidad de oxígeno (fO_2) del stock de Tyrone, calculada a partir de la expresión (8) para temperaturas entre 400°C y 900°C, utilizando los modelos de actividad de anita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998), con el error asociado (2σ). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas, junto a la comparación con respecto al buffer FMQ en unidades logarítmicas sobre dicho buffer (ΔFMQ).

T (°C)	Czamanske & Wones (1973)		Bohlen et al. (1980)		AX (Holland & Powell, 1998)		2σ
	$\log(fO_2)$	ΔFMQ	$\log(fO_2)$	ΔFMQ	$\log(fO_2)$	ΔFMQ	
400	-19.82	8.90	-19.78	8.94	-18.96	9.76	0.97
450	-18.30	7.79	-18.26	7.83	-17.64	8.45	0.74
500	-16.98	6.84	-16.93	6.88	-16.47	7.34	0.56
550	-15.81	6.01	-15.77	6.06	-15.44	6.38	0.40
600	-14.78	5.29	-14.74	5.34	-14.51	5.57	0.30
650	-13.86	4.66	-13.82	4.70	-13.67	4.85	0.20
700	-13.04	4.09	-12.99	4.14	-12.90	4.23	0.14
750	-12.29	3.59	-12.25	3.63	-12.23	3.65	0.06
800	-11.62	3.13	-11.57	3.17	-11.60	3.15	0.04
850	-11.00	2.71	-10.96	2.76	-11.01	2.71	0.05
900	-10.44	2.33	-10.40	2.37	-10.49	2.28	0.09

La fugacidad de oxígeno obtenida para Tyrone con los tres modelos de actividad de anita utilizados difiere en un 4.5% a 400°C, temperatura donde la divergencia es máxima, y en un 0.9% a 900°C. La mínima diferencia se produce a 800°C, correspondiente a un 0.4%, mientras que a 700°C los resultados difieren en un 1.1%, lo que equivale a 0.14 unidades logarítmicas ($\Delta FMQ=0.14$), presentando un promedio de $10^{-12.98}$ bares (FMQ+4.15).

En la Figura 8 se grafican las curvas T- $\log(fO_2)$ generadas del cálculo de la fugacidad de oxígeno a partir de los modelos de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998).

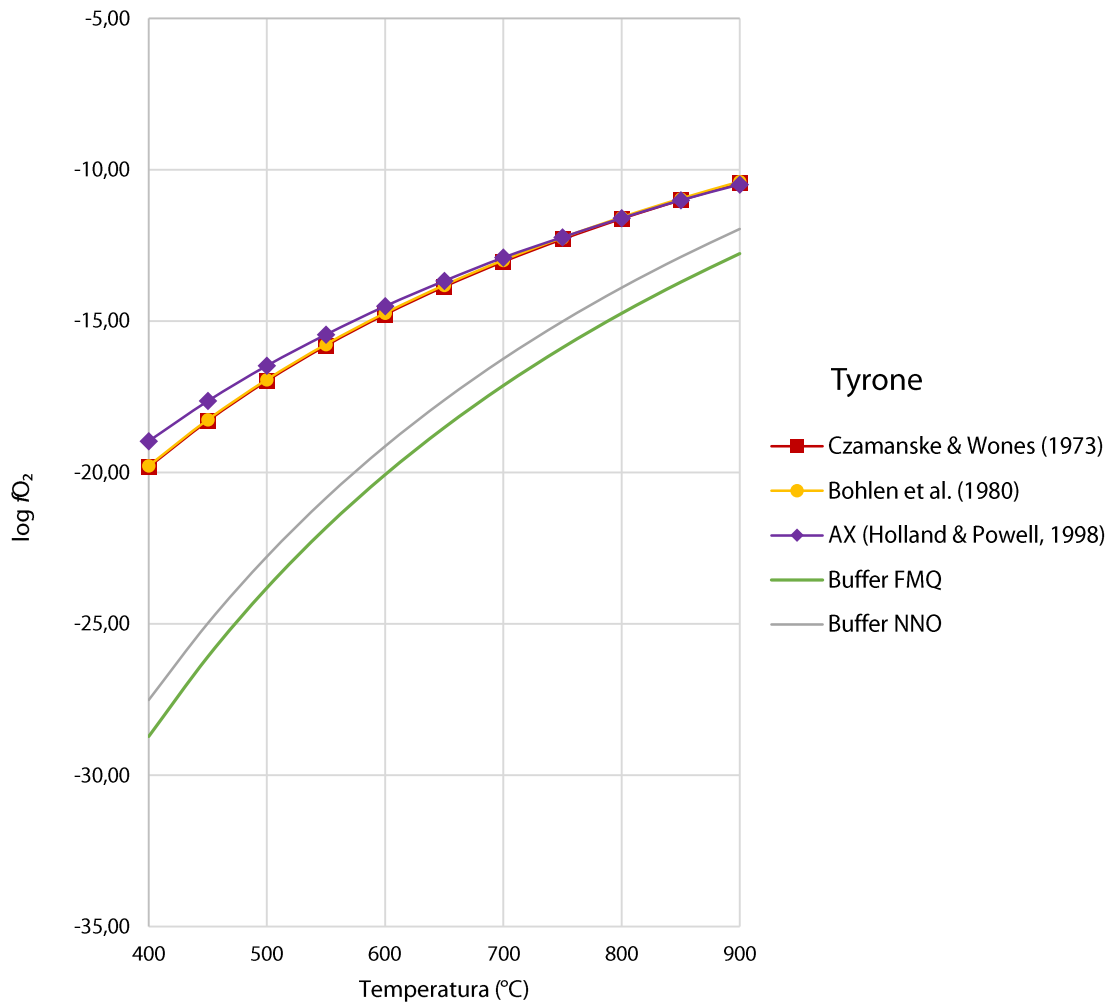


Figura 8. Fugacidad de oxígeno (fO_2) del stock de Tyrone para temperaturas entre 400°C y 900°C, utilizando los modelos de actividad de anrita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas. Se grafica el buffer FMQ (O'Neill, 1987) como referencia.

3.3.4 Stock de Hanover-Fierro

En la Tabla 14 se exponen los valores de fO_2 obtenidos para diferentes temperaturas utilizando los tres modelos de actividad de annita considerados en este trabajo.

Tabla 14. Fugacidad de oxígeno (fO_2) del stock de Hanover-Fierro, calculada a partir de la expresión (8) para temperaturas entre 400°C y 900°C, utilizando los modelos de actividad de annita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998), con el error asociado (2σ). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas, junto a la comparación con respecto al buffer FMQ en unidades logarítmicas sobre dicho buffer (ΔFMQ).

T (°C)	Czamanske & Wones (1973)		Bohlen et al. (1980)		AX (Holland & Powell, 1998)		2σ
	$\log(fO_2)$	ΔFMQ	$\log(fO_2)$	ΔFMQ	$\log(fO_2)$	ΔFMQ	
400	-19.94	8.78	-19.88	8.84	-19.47	9.25	0.51
450	-18.42	7.67	-18.36	7.73	-18.12	7.97	0.31
500	-17.09	6.72	-17.03	6.78	-16.95	6.87	0.15
550	-15.93	5.90	-15.87	5.96	-15.89	5.94	0.06
600	-14.90	5.18	-14.84	5.24	-14.94	5.14	0.10
650	-13.98	4.54	-13.92	4.60	-14.09	4.43	0.17
700	-13.15	3.98	-13.09	4.04	-13.33	3.80	0.24
750	-12.41	3.47	-12.35	3.53	-12.63	3.25	0.30
800	-11.73	3.01	-11.67	3.07	-12.00	2.75	0.35
850	-11.12	2.60	-11.06	2.66	-11.41	2.30	0.38
900	-10.56	2.21	-10.50	2.27	-10.88	1.89	0.41

Los resultados de fugacidad de oxígeno de Hanover-Fierro exhiben una variación de entre 8.59 y 9.38 unidades logarítmicas entre los 400°C y 900°C, donde se identifica que a partir de los 550°C los valores más bajos de fO_2 se obtienen utilizando el modelo de actividad de annita del programa AX (Holland & Powell, 1998), mientras que los más altos corresponden a los derivados del modelo de actividad de annita de Bohlen et al. (1980); a temperaturas inferiores, las mayores fugacidades de oxígeno derivan del modelo de actividad del programa AX, y las menores se obtienen mediante el modelo de Czamanske & Wones (1973). Para temperaturas magmáticas (~700-750°C), la fugacidad de oxígeno de Hanover-Fierro varía entre $10^{-13.33}$ y $10^{-12.35}$ bares, equivalentes a FMQ+3.80 y FMQ+3.53, respectivamente.

En cuanto a las diferencias según el modelo de actividad utilizado, la divergencia en la fO_2 obtenida es máxima a 900°C, alcanzando un 3.61%, y se estrecha hacia temperaturas menores, llegando a un mínimo de 0.4% a 550°C, y aumentando nuevamente hasta un 2.4% a 400°C. A 700°C los resultados de fugacidad de oxígeno presentan una diferencia de un 1.8%, equivalente a 0.24 unidades logarítmicas ($\Delta FMQ=0.24$), con un valor promedio de fO_2 de $10^{-13.19}$ bares (FMQ+3.94). La Figura 9 muestra las curvas T- $\log(fO_2)$ obtenidas mediante la expresión (8), calculando la actividad de annita según los modelos de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998).

Para Hanover-Fierro se ha determinado previamente su temperatura de equilibrio a partir del fraccionamiento isotópico de azufre entre piritita y anhidrita, indicándose temperaturas de entre 650-700°C (Core, 2004). De este modo, es posible estimar una fugacidad de oxígeno para Hanover-Fierro de entre $10^{-13.19}$ y $10^{-13.99}$ bares, equivalentes a entre 3.94 y 4.53 unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ.

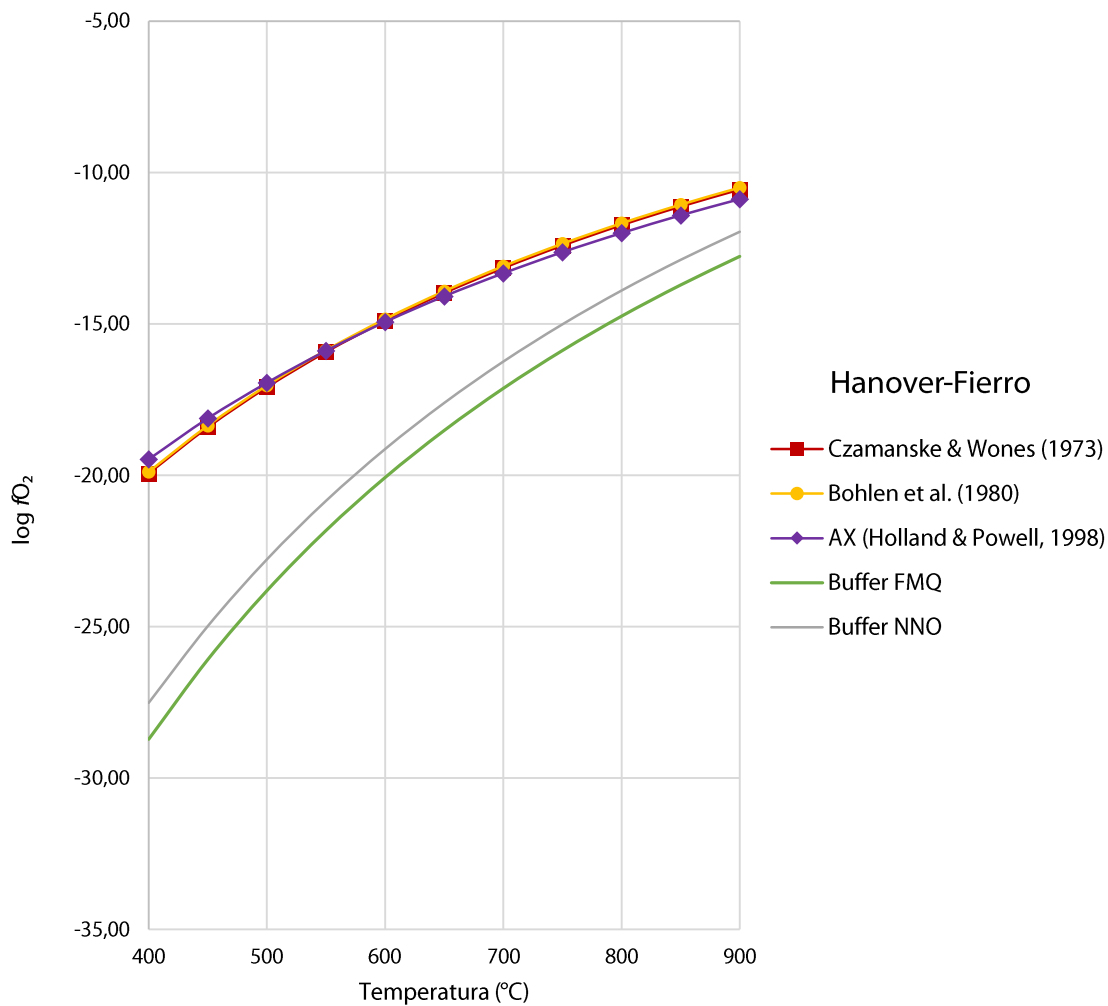


Figura 9. Fugacidad de oxígeno (fO_2) del stock de Hanover-Fierro para temperaturas entre 400°C y 900°C, utilizando los modelos de actividad de anita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998). La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas. Se grafica el buffer FMQ (O'Neill, 1987) como referencia.

4 DISCUSIONES

4.1 DISCUSIONES GENERALES

4.1.1 Química mineral

La química mineral de las biotitas analizadas de los cuatro intrusivos estudiados es muy similar, donde todos presentan contenidos altos de Mg, lo que se traduce en razones de Fe/(Fe+Mg) de entre 0.365 y 0.457, asociadas a condiciones oxidantes (Dilles, 1987; Cornejo & Mahood, 1997), además de altos contenidos de Fe³⁺, con razones de Fe³⁺/Fe²⁺ entre 0.48 y 0.68, bajos contenidos de OH y una importante sustitución de O²⁻ en el sitio hidroxílico, factores que también son indicativos de altas fugacidades de oxígeno. Dentro de estas similitudes, es importante destacar que, para el caso del plutón La Gloria y el stock de Tyrone, los contenidos de Fe³⁺ y Fe²⁺ son casi idénticos, lo que se refleja a su vez en razones Fe³⁺/Fe²⁺, de 0.68 y 0.67, respectivamente, y su fracción molar de Fe (X_{Fe}), correspondientes a 0.365 y 0.366. La existencia de tal coincidencia entre un intrusivo estéril y uno asociado a mineralización de tipo pórfido cuprífero no permite determinar si existe una relación directa entre la química mineral de las biotitas y el desarrollo de un cuerpo mineralizado, dada la escasez de datos suficientes para discriminar si se trata de una tendencia generalizada.

Por otra parte, la medición directa de la razón Fe³⁺/Fe²⁺ en las biotitas permite identificar la existencia de vacancias en el sitio octaédrico para los plutones La Gloria y San Gabriel y el stock de Tyrone, y un exceso para el stock de Hanover-Fierro. Si las fórmulas estructurales de las biotitas fueran calculadas utilizando exclusivamente los datos de química mineral de microsonda electrónica (EMPA) y las estimaciones de la razón Fe³⁺/Fe²⁺ en base a balances estequiométricos, es probable que los resultados obtenidos, en particular la razón Fe³⁺/Fe²⁺, fueran notoriamente diferentes debido la presencia de estas no estequiometrías. Del mismo modo, la medición directa tanto del hidrógeno, mediante análisis de reacción nuclear (NRA), como del oxígeno, mediante microsonda electrónica (EMPA), permitió la detección de una deficiencia de OH en el sitio hidroxílico de 30-40% y un exceso de oxígeno ocupando dicho sitio. Lo anterior, sumado al bajo contenido de aniones como Cl, F y S podría producir una sobreestimación sustancial del contenido de OH en las biotitas si las fórmulas estructurales fueran calculadas sólo mediante balance estequiométrico. Por lo tanto, es importante cuantificar adecuadamente este efecto para aplicar el oxibarómetro de biotita sin realizar mediciones directas de la razón Fe³⁺/Fe²⁺ y el contenido de hidrógeno.

4.1.2 Modelos de actividad

La determinación de fugacidad de oxígeno utilizando los modelos de actividad de annita de Czamanske & Wones (1973), Bohlen et al. (1980) y el programa AX (Holland & Powell, 1998) presenta pequeñas diferencias en sus resultados, siendo para todos los intrusivos menor a un 2% a temperaturas magmáticas (~700°C). Es necesario mencionar que, dada la baja dispersión en la fO_2 calculada a partir de cada uno los modelos de actividad se podría proponer en primera instancia la utilización indistinta de cualquiera de ellos para obtener resultados de fO_2 válidos, pero existen ciertas consideraciones que deben ser tomadas en cuenta. En primer lugar, aun cuando el modelo de actividad de annita del programa AX (Holland & Powell, 1998) caracteriza detalladamente la

complejidad de la solución sólida de la biotita y sus mecanismos de mezcla, éste utiliza como parámetros un total de 11 óxidos, dentro de los cuales se encuentran los principales componentes de la biotita. Sin embargo, éste no considera el contenido de hidrógeno en ninguna de sus formas (OH, H₂O) en el cálculo de la actividad, por lo que, en biotitas con un importante reemplazo de F, Cl u O en el sitio hidroxílico, como el caso de este estudio, el modelo usado por AX excluye un parámetro relevante para la adecuada determinación de la actividad de annita. Por esta misma razón, tampoco es posible evaluar el efecto del contenido de hidrógeno de la biotita utilizando AX, restringiendo su utilidad en el principal propósito de este estudio. Otra limitación de este modelo es que está diseñado para operar con biotitas con una razón de Fe³⁺/Fe²⁺ máxima de 0.15, valor bastante inferior a las razones de Fe³⁺/Fe²⁺ de las biotitas de los intrusivos estudiados, cuyas razones varían entre 0.48 y 0.68. Esto induce una fuente importante de error al cálculo de la actividad mediante este modelo, teniéndose, en efecto, errores que van desde un 29% a un 36% (ver Tablas A-19, A-22, A-25 y A-28 en Anexo A).

Por su parte, el modelo de Czamanske & Wones (1973) constituye un modelo de actividad de annita simple que fue inicialmente propuesto por Wones (1972) para biotitas con bajos contenidos de Fe³⁺, dado que solo considera dos parámetros: la fracción molar de Fe²⁺ y de OH. Debido a ello, este modelo no aborda adecuadamente el efecto que podrían tener las múltiples sustituciones adicionales en la actividad de annita (por ejemplo, sustituciones acopladas de Al). Fabbrizio et al. (2006) concluyeron en base a calibraciones experimentales que el modelo parcialmente iónico de Czamanske & Wones (1973) corresponde a la mejor aproximación para la actividad de annita al utilizar el equilibrio (4) como geohigrómetro en biotitas de magmas fonolíticos, estimando un error máximo de ±15% en la determinación de la actividad. Sin embargo, la química de las biotitas del presente estudio exhibe un contenido significativamente mayor de Fe³⁺ y menor de OH, lo cual probablemente provocaría un aumento de dicho error.

Por último, el modelo de actividad de annita planteado por Bohlen et al. (1980), que corresponde a un modelo iónico completo, incorpora un mayor número de parámetros en el cálculo de la actividad. No obstante, éste considera una mezcla ideal de todos los componentes adicionales de modo similar al modelo de Czamanske & Wones (1973) y, por lo tanto, suele reducir la actividad del componente annítico de la biotita, lo que a su vez impacta sobreestimando la fugacidad de oxígeno. Este efecto fue reportado por Fabbrizio et al. (2006), donde el uso del modelo iónico completo de Bohlen et al. (1980) para el cálculo de la fugacidad de agua arrojó valores levemente subestimados respecto a los datos experimentales. Sin embargo, los autores indican que este modelo de actividad constituiría una aproximación razonable para biotitas naturales con sustituciones complejas. En efecto, para el caso de este estudio, dada la estrecha diferencia en los valores de *f*O₂ obtenidos con los distintos modelos de actividad, no se considera que exista una sobreestimación significativa de la fugacidad de oxígeno al calcular la actividad de annita con este modelo, por lo que su utilización parece adecuada. Aun así, Bohlen et al. (1980) reconocen que las complejidades de la solución sólida de la biotita no son correctamente modeladas por teorías de solución sólida simple (o completa) y sugieren limitarse a acotar superior e inferiormente la *f*O₂ escogiendo modelos de actividad que a su vez acoten inferior y superiormente la actividad de annita, respectivamente. En ese sentido, la alternativa más adecuada correspondería a determinar un rango de valores de fugacidad de oxígeno para cada intrusivo, el cual, para este caso particular de estudio, tal como se ha recalcado anteriormente, constituye un intervalo estrecho (menor a 0.24 unidades logarítmicas a 700°C), pudiendo referirse al promedio de fugacidades de oxígeno como el valor más cercano al real.

4.1.3 Determinaciones de fugacidad de oxígeno

En cuanto a los estados de oxidación de los intrusivos, al comparar los valores de fugacidad de oxígeno derivados de las curvas $T\text{-log}(fO_2)$ a temperaturas magmáticas ($\sim 700^\circ\text{C}$), en todos los casos estudiados se identifica que el intrusivo más oxidado corresponde al plutón La Gloria, con una fO_2 promedio de $\text{FMQ}+4.31$; en segundo lugar se encuentra el stock de Tyrone, cuya fO_2 es de $\text{FMQ}+4.15$, seguido del stock de Hanover-Fierro, con un valor de fO_2 de $\text{FMQ}+3.94$ y, por último, el intrusivo menos oxidado corresponde al plutón San Gabriel, con un promedio de fO_2 de $\text{FMQ}+3.66$ (Figura 10).

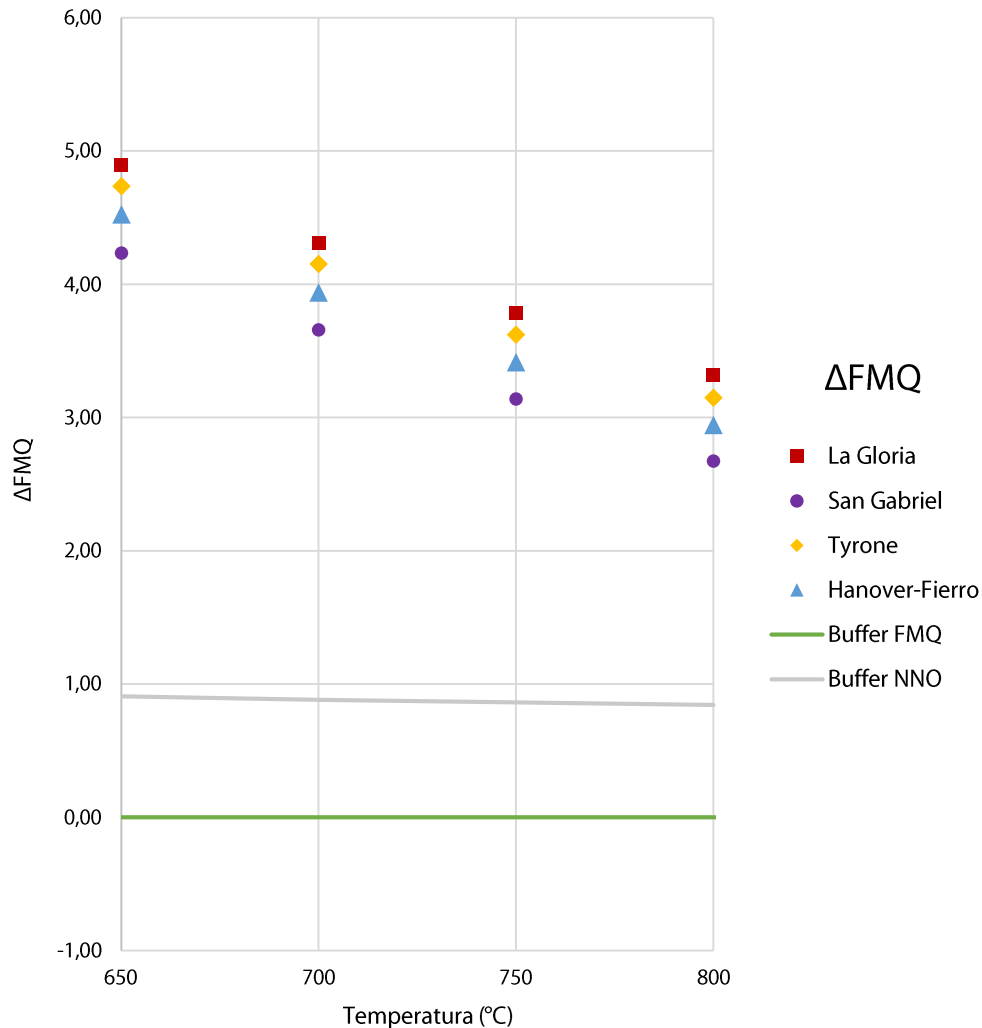


Figura 10. Fugacidad de oxígeno en función de la temperatura entre 650°C y 800°C de intrusivos graníticos de Chile Central (La Gloria y San Gabriel) y el oeste de EEUU (Tyrone y Hanover-Fierro), calculada como el promedio de los resultados obtenidos mediante los tres modelos de actividad utilizados. La fugacidad de oxígeno se expresa en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ (ΔFMQ).

Sin embargo, la comparación de sus fugacidades de oxígeno meramente a partir del ordenamiento de sus curvas $T\text{-log}(fO_2)$ a una misma temperatura no necesariamente permite determinar sus condiciones de oxidación relativas de manera correcta, pues las temperaturas de equilibrio pueden variar significativamente entre ellos, afectando de este modo el valor de fugacidad de oxígeno real

que le correspondería a cada uno. De los cuatro intrusivos estudiados, sólo dos de ellos (La Gloria y Hanover-Fierro) poseen medidas previas de su temperatura de equilibrio mediante geotermometría que permitan determinar un valor exacto de fO_2 , obteniéndose así fugacidades de oxígeno de entre FMQ+3.79 y FMQ+4.10 para el plutón La Gloria (720-750°C) y de entre FMQ+3.94 y FMQ+4.53 para el stock de Hanover-Fierro (650-700°C). El amplio rango de variación para las fugacidades de oxígeno se debe a la falta de precisión en la estimación de la temperatura, donde incertidumbres de tan sólo 30-50°C en este parámetro pueden producir determinaciones de fO_2 con una precisión tan baja como 0.6 unidades logarítmicas. No obstante lo anterior, es posible notar que la tendencia general de todos los intrusivos, ya sean asociados a mineralización de tipo pórfido de Cu de manera directa (Tyrone y Hanover-Fierro), indirecta (San Gabriel) o estériles (La Gloria), es que presentan estados de oxidación muy similares y correspondientes a condiciones altamente oxidantes, encontrándose en un rango de 0.65 unidades logarítmicas entre ellos a temperaturas de ~700°C. En particular, se observa que los intervalos de fugacidades de oxígeno determinados para el plutón La Gloria y el stock de Hanover-Fierro coinciden de manera parcial, donde incluso el plutón La Gloria, que corresponde a un intrusivo estéril, posee un estado de oxidación relativo mayor que el stock de Hanover-Fierro, asociado a mineralización.

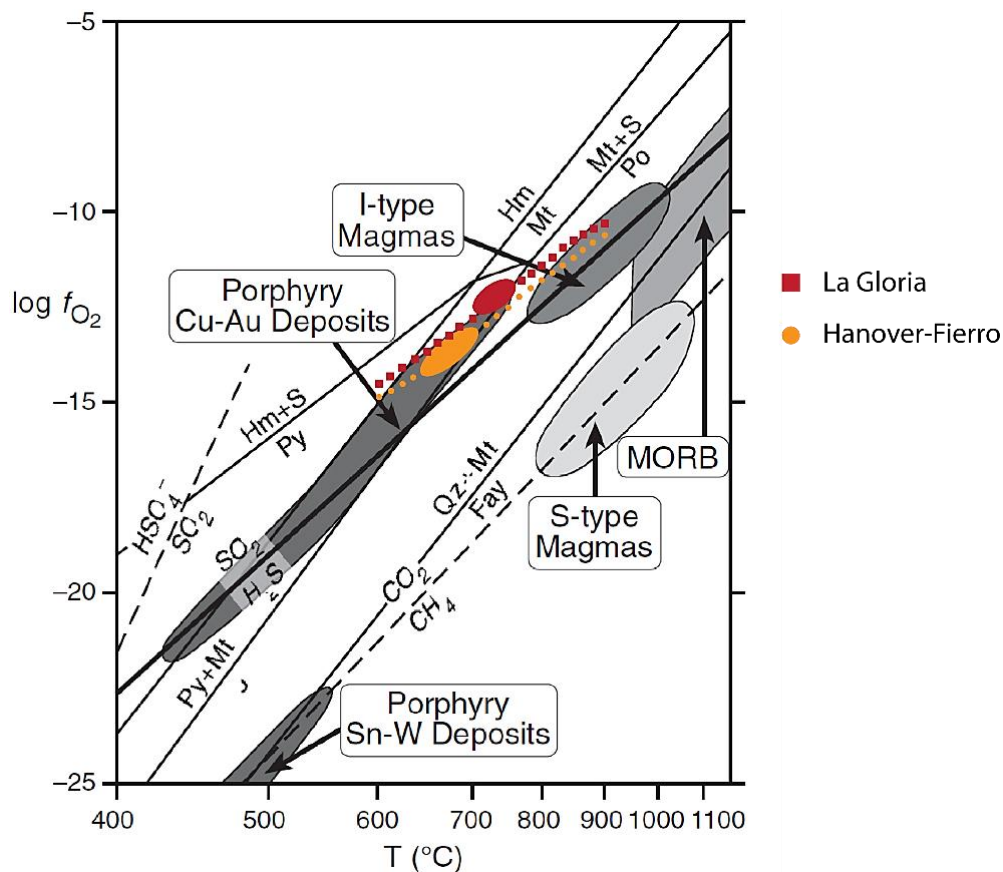


Figura 11. Diagrama de temperatura versus $\log(fO_2)$, mostrando los rangos de condiciones características de depósitos de tipo pórfido de Cu-Au, magmas calcoalcalinos tipo I, magmas tipo S y basaltos de dorsales mesoocéánicas (MORB), además de curvas buffer de fO_2 . Se muestran las curvas de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria (rojo) y Hanover-Fierro (amarillo), destacando el rango de valores determinado para cada uno según su temperatura de equilibrio. Modificado de Richards (2014).

Al comparar las fugacidades de oxígeno obtenidas para el plutón La Gloria y el stock de Hanover-Fierro con las condiciones de T- fO_2 típicas de algunos tipos de magmas y depósitos de tipo pórfido, se tiene que, para el caso del stock de Hanover-Fierro, el rango de fO_2 calculado según su temperatura de equilibrio se ubica dentro del campo de condiciones asociadas a depósitos de tipo pórfido de Cu-Au, extrapolándose al campo de los magmas tipo I, típicos magmas de arco, a mayores temperaturas (Figura 11). Por su parte, el plutón La Gloria presenta estados de oxidación ligeramente mayores, no obstante, existe un traslape entre el intervalo de fugacidades de oxígeno determinado a partir de su temperatura de equilibrio y el campo de condiciones asociadas a depósitos de tipo pórfido de Cu-Au, donde a mayores temperaturas su curva intersecta el campo de magmas tipo I. Lo anterior, al igual que la coincidencia de los intervalos de fO_2 determinados para ambos, no permite reconocer diferencias detectables entre los estados de oxidación de rocas intrusivas de arco estériles (La Gloria) y mineralizadas (Hanover-Fierro).

4.2 ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

Para la realización del análisis de sensibilidad del oxibarómetro de biotita se mantienen constantes todos los parámetros excepto aquel a testear en cada caso, y se evalúa el efecto producido por las variaciones de cada uno en la determinación de la fugacidad de oxígeno. Los efectos de la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} y el contenido de hidrógeno en la biotita se estudian indirectamente, de acuerdo al efecto que éstos producen a su vez en la estimación de la actividad de anita.

4.2.1 Efectos de la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} en la determinación de la fugacidad de oxígeno

Se estudian las variaciones en la fugacidad de oxígeno calculada al modificar en un 10%, 25% y 50% la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} en las biotitas de intrusivos de Chile Central y el oeste de EEUU. Del análisis es posible observar que al aumentar la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} , la fugacidad de oxígeno también aumenta, resultado consistente dado que dicha razón refleja la proporción de la especiación más oxidada del hierro (Fe^{3+}) respecto a la más reducida, por lo que un aumento de esta proporción debe condecirse con un aumento en la fO_2 .

El análisis de sensibilidad se realizó estimando la actividad de anita con cada uno de los tres modelos de actividad descritos en la sección anterior. El efecto de la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} en la fO_2 al utilizar los modelos de actividad de Czamanske & Wones (1973) y Bohlen et al. (1980) es bastante similar, donde los rangos de variación son estrechos y coinciden casi exactamente. De este modo, ante un aumento o disminución de un 10% en la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} , la fugacidad de oxígeno determinada según ambos modelos presenta una amplitud de variación total de entre 0.17 y 0.21 unidades logarítmicas, desviándose así sólo entre 0.08 a 0.11 unidades logarítmicas del valor original. Al realizar cambios de un 25% en la razón de Fe^{3+}/Fe^{2+} , la fO_2 varía en un rango de entre 0.43 y 0.53 unidades logarítmicas, lo que se traduce en una desviación de entre 0.21 y 0.27 unidades logarítmicas respecto a la fO_2 originalmente calculada. Al analizar el caso más extremo, aumentos y disminuciones de un 50% en la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} derivan en un rango de variación en la fO_2 de entre 0.85 y 1.07 unidades logarítmicas, lo que equivale a una disminución o aumento de entre 0.42 y 0.54 en la fugacidad de oxígeno respecto al valor original (ver Tablas A-1 a A-16 y Figuras A-1 a A-8 en Anexo A). El análisis de sensibilidad de la razón de Fe^{3+}/Fe^{2+} en ambos casos presentados, por tanto, muestra que existe un efecto detectable de este parámetro en la determinación de la fugacidad de oxígeno, pero no se considera significativo dado que la precisión requerida es de tan

solo unas décimas de unidad logarítmica, condición que se cumple de manera razonable al realizar variaciones de hasta un 25% en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de las biotitas.

Por otra parte, las variaciones en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotita al utilizar el modelo de actividad de annita del programa AX (Holland & Powell, 1998) producen una mayor amplitud en la fugacidad de oxígeno calculada, además de reflejar la dependencia de la actividad de annita respecto a la temperatura. Así, al considerar un mismo porcentaje de variación en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, la $f\text{O}_2$ muestra levemente mayor sensibilidad a dicho parámetro a bajas temperaturas. Para cambios de un 10% en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, el rango de variación total de la fugacidad de oxígeno abarca entre 0.28 y 0.38 unidades logarítmicas a 400°C, y entre 0.21 a 0.30 a 900°C, equivalentes a una desviación de entre 0.11 y 0.19 respecto a la $f\text{O}_2$ original en todo el espectro de temperaturas. Al aplicar variaciones de un 25% a la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ se obtienen fugacidades de oxígeno en un rango de entre 0.71 y 0.95 unidades logarítmicas de amplitud a 400°C, y entre 0.56 y 0.75 a 900°C, correspondientes a desviaciones de entre 0.28 y 0.48 unidades logarítmicas a partir del valor original de $f\text{O}_2$. Finalmente, al estudiar la sensibilidad del cálculo de $f\text{O}_2$ al modificar en un 50% la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de las biotitas, las variaciones en la fugacidad de oxígeno entre extremos se encuentran en un intervalo de entre 1.13 y 1.50 unidades logarítmicas a 900°C, y entre 1.44 y 1.89 a temperaturas de 400°C, desviándose entre 0.56 y 0.85 unidades logarítmicas de la $f\text{O}_2$ originalmente determinada (ver Tablas A-17 a A-28 y Figuras A-9 a A-12 en Anexo A). Se debe mencionar que, al estimar la actividad de annita mediante el modelo de actividad del programa AX existe un alto porcentaje de error asociado, el cual, debido a las restricciones del modelo, aumenta al incrementarse la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (ver Tablas A-19, A-22, A-25 y A-28 en Anexo A), alcanzando valores de entre un 24% hasta un 38%. En base a lo anterior, es importante notar que, incluso al aplicarse modificaciones de hasta un 50% en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de las biotitas, la actividad de annita calculada se encuentra dentro o en los límites de los rangos de error de su estimación con las condiciones originales, por lo que imprecisiones en la determinación de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ no generarían variaciones distinguibles del error asociado al cálculo de la actividad de annita en la fugacidad de oxígeno finalmente calculada.

Al analizar la tendencia general de la sensibilidad a la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, la cual se repite con todos los modelos de actividad de annita utilizados, se observa que Hanover-Fierro es el intrusivo cuya amplitud en la variación de la $f\text{O}_2$ es menor, mientras que La Gloria y Tyrone son aquellos en que el efecto de los cambios en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ es mayor. Lo anterior deriva directamente de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ original, donde Hanover-Fierro posee la menor, con un valor de 0.48, mientras La Gloria y Tyrone presentan los valores más altos, de 0.68 y 0.67, respectivamente, infiriéndose así que a mayores razones de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, mayor es el efecto que producen sus variaciones en el cálculo de la fugacidad de oxígeno.

4.2.2 Efectos del contenido de hidrógeno en la determinación de la fugacidad de oxígeno

Se realiza un análisis de sensibilidad del cálculo de $f\text{O}_2$ al contenido de hidrógeno en la biotita aplicando variaciones de un 5%, 10% y 25% en la fracción molar de OH de las biotitas de La Gloria, San Gabriel, Tyrone y Hanover-Fierro. Cabe mencionar que, puesto que el modelo de actividad de annita del programa AX no considera el contenido de hidrógeno, ya sea en forma de OH o de H_2O , no fue posible utilizar este modelo para analizar la sensibilidad respecto al hidrógeno, utilizándose de este modo sólo los modelos de actividad de annita de Czamanske & Wones (1973) y Bohlen et al. (1980). La tendencia observada fue exactamente la misma al utilizar

los dos modelos de actividad señalados, observándose un aumento en la fugacidad de oxígeno al disminuir el contenido de hidrógeno en la biotita, consistente con la existencia, por ejemplo, de un mayor reemplazo de O^{2-} en el sitio hidroxílico y, a su vez, una disminución en la fH_2 en el magma, agente reductor importante en los sistemas naturales.

Utilizando tanto el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973) como el de Bohlen et al. (1980), al modificar en un 5% el contenido de OH de las biotitas, la fugacidad de oxígeno presenta variaciones en un rango de 0.17 unidades logarítmicas de amplitud, desviándose entre 0.8 y 0.9 unidades logarítmicas de la fO_2 originalmente calculada. Por su parte, variaciones de un 10% en la fracción molar de OH derivan en fugacidades de oxígeno dentro de un rango de 0.35 unidades logarítmicas de diferencia, con una desviación promedio de 0.18 unidades logarítmicas respecto al valor original. Por último, ante cambios de un 25% en el contenido de hidrógeno, se identifica un rango de variación total de la fugacidad de oxígeno de 0.89 unidades logarítmicas, donde los valores extremos se desvían en 0.45 unidades logarítmicas respecto a la fO_2 determinada con los parámetros originales (ver Tablas A-29 a A-44 y Figuras A-13 a A-20 en Anexo A). De lo anterior se desprende que el contenido de hidrógeno produce un efecto detectable en la determinación de la fugacidad de oxígeno, donde porcentajes de variación de un 25% en la fracción molar de OH producen un efecto comparable a cambios de un 50% en la razón de Fe^{3+}/Fe^{2+} de la biotita, evidenciando que el oxíbarómetro de biotita es más sensible al contenido de hidrógeno que a la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} . No obstante, para porcentajes de variación del orden de 10-20%, se deduce que los efectos del contenido de hidrógeno de la biotita no son significativos, dado que permiten obtener medidas de fO_2 con unas pocas décimas de unidad logarítmica de precisión, volviéndose relevantes para variaciones más amplias.

4.2.3 Efectos de la variación en los parámetros del oxíbarómetro de biotita en la determinación de la fugacidad de oxígeno

Para la realización del análisis de sensibilidad de los restantes parámetros del oxíbarómetro se calcula la actividad de anita utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980), manteniéndose constante para todos los casos.

4.2.3.1 Fugacidad de agua (fH_2O)

Para el estudio de la sensibilidad del oxíbarómetro a la fugacidad de agua (fH_2O), se consideró un rango entre 250 y 2000 bares, equivalentes aproximadamente a profundidades desde poco menos de 1 km hasta 6-7 km al momento de la intrusión. Del análisis se observa que la fugacidad de oxígeno calculada aumenta al incrementar el valor de la fH_2O . Varía ampliamente, en rango de 1.8 unidades logarítmicas entre ambos extremos, teniéndose que la diferencia entre la fugacidad de oxígeno obtenida utilizando una fH_2O de 250 bares respecto a 1000 bares es de 1.2 unidades logarítmicas, y entre la utilización de una fH_2O de 1 kbar a 2 kbar es de 0.6 unidades logarítmicas (ver Tablas A-45 a A-52 y Figuras A-21 a A-24 en Anexo A). Lo anterior indica que la sensibilidad del oxíbarómetro de biotita a la fugacidad de agua es mucho mayor cuando ésta posee valores más bajos, por lo que, al determinar la fO_2 de intrusiones someras, como el caso de las intrusiones asociadas a pórfidos cupríferos, la fugacidad de agua tendrá un efecto relevante en el valor de fO_2 obtenido. Por ende, es fundamental realizar una buena estimación del valor de la fH_2O , tomando en cuenta datos de geobarometría que permitan conocer la presión total a la que fue emplazado el magma, y evidencias que permitan dilucidar si éste presentaba una condición de saturación de agua

o si, en su defecto, existieron otras fases volátiles en cantidades considerables que contribuyeran a la presión total, situación en que la $f\text{H}_2\text{O}$ sería menor a la ésta y no tan directamente determinable.

4.2.3.2 Actividad de sanidina (a_{Kfs})

En el caso de la sanidina, se consideran valores para la actividad de sanidina (a_{Kfs}) entre 0.4 y 1.0, caso ideal en que se presente una fase de sanidina pura. La actividad de sanidina es prácticamente idéntica a la fracción molar de sanidina en la solución sólida sanidina-albita, equivalente a X_{K} , por lo que es posible referirse indistintamente a ambas. En todo el rango de valores considerado, la fugacidad de oxígeno calculada muestra una amplitud total de 0.8 unidades logarítmicas, aumentando levemente su efecto en el cálculo de $f\text{O}_2$ a menores valores de actividad (ver Tablas A-53 a A-60 y Figuras A-25 a A-28 en Anexo A). Pese a que es posible identificar que la $f\text{O}_2$ se incrementa al aumentar la actividad de sanidina, el oxibarómetro de biotita no muestra una sensibilidad significativa a dicho parámetro. En particular, para composiciones comunes de feldespatos alcalino en rocas graníticas, las cuales se encuentran entre $X_{\text{K}}=0.6-1.0$, el efecto de la actividad de sanidina es poco significativo, provocando variaciones menores a 0.45 unidades logarítmicas. No obstante, basta realizar un análisis composicional sencillo de los feldespatos alcalinos, el cual permite determinar directamente su actividad y, de este modo, constreñir de manera precisa este parámetro.

4.2.3.3 Actividad de magnetita (a_{Mt})

Finalmente, para analizar la sensibilidad del oxibarómetro de biotita a la actividad de magnetita (a_{Mt}) se consideraron valores entre 0.4 y 1.0, este último correspondiente a magnetita pura. Al igual que en el caso anterior, es posible aproximar la composición de la magnetita a su actividad. En el intervalo de actividades estudiado, las diferencias en la fugacidad de oxígeno no superan las 0.8 unidades logarítmicas (ver Tablas A-61 a A-68 y Figuras A-29 a A-32 en Anexo A). Del análisis se observa que la $f\text{O}_2$ se incrementa ante aumentos en la actividad de magnetita, efecto que se acentúa al considerar actividades más bajas; no obstante, su efecto sobre la fugacidad de oxígeno no es significativo. Además, considerando las cantidades usuales de ulvöespinela disuelta en la magnetita en rocas graníticas calcoalcalinas, su actividad no suele ser inferior a 0.8, teniendo así una influencia despreciable en el cálculo de la fugacidad de oxígeno. A pesar de ello, del mismo modo que para la actividad de sanidina, un análisis simple de química mineral permite constreñir la actividad de magnetita, minimizando el posible efecto producido por este factor.

4.3 COMPARACIÓN CON MEDIDAS PREVIAS DE FUGACIDAD DE OXÍGENO

La comparación con resultados previos de $f\text{O}_2$ sólo puede realizarse para el plutón La Gloria, ya que para los demás intrusivos estudiados (San Gabriel, Tyrone y Hanover-Fierro) no existen medidas anteriores de su fugacidad de oxígeno. Core (2004) determinó una fugacidad de oxígeno de $\text{NNO}+1.6$ para La Gloria, con un error de 0.5 unidades logarítmicas, a una temperatura de 800°C y una presión de 2 kbar. Para una efectiva comparación con los valores de $f\text{O}_2$ obtenidos en el presente estudio, la fugacidad de oxígeno determinada por Core (2004) se ha transformado para expresarse respecto al buffer FMQ, obteniéndose un valor de $\text{FMQ}+2.4$ a las mismas condiciones de temperatura y presión.

Core (2004) señala que los cálculos de fugacidad de oxígeno son casi independientes de la temperatura y la presión si se expresan relativos a un determinado buffer. Sin embargo, a partir del análisis de sensibilidad realizado, al menos al utilizar el oxibarómetro de biotita, la temperatura es un parámetro de gran relevancia para la determinación de fO_2 , incluso si los valores se refieren a un buffer, porque el comportamiento de la curva $T\text{-log}(fO_2)$ obtenida con el oxibarómetro difiere considerablemente de la curva de los buffers, tanto FMQ como NNO (Figura 6). Por ello, la temperatura a utilizar para el cálculo de fO_2 debe ser determinada a partir de algún método de geotermometría si se desea obtener resultados de fugacidad de oxígeno exactos. Teniendo aquello en consideración, la temperatura utilizada por Core (2004) para estimar la fO_2 , de 800°C, es mayor que la temperatura de equilibrio determinada para La Gloria, correspondiente a 720-750°C (Cornejo, 1990), por lo que la fugacidad de oxígeno obtenida, expresada relativa al buffer FMQ, estaría subestimada al haberse calculado a mayor temperatura, debido al comportamiento decreciente del ΔFMQ con respecto a la temperatura (Tabla 11).

Para realizar una comparación efectiva de la fO_2 , se considerará el valor desprendido de la curva $T\text{-log}(fO_2)$ promedio para La Gloria a 800°C, correspondiente a FMQ+3.32. La fugacidad de oxígeno obtenida en este estudio es aproximadamente 0.9 unidades logarítmicas mayor que la determinada por Core (2004), por lo que las medidas no coinciden, pese al error asociado ésta, que en su extremo máximo daría una fugacidad de oxígeno de FMQ+2.9. La diferencia en ambas determinaciones puede deberse, como fue mencionado anteriormente, a una subestimación de la fO_2 por Core (2004) al utilizar una temperatura mayor a la de equilibrio o la existencia de reequilibrio sub-sólidos de los óxidos de Fe-Ti, cuya magnitud no es posible estimar, o bien, a una sobreestimación de la fugacidad de oxígeno derivada de la aplicación del oxibarómetro de biotita. Como se mencionó en el análisis de sensibilidad, la fugacidad de oxígeno se ve disminuida en gran medida al disminuir la fugacidad de agua, por lo que una sobreestimación de ésta, ya sea por considerar una mayor profundidad al momento de la intrusión, o por suponer erróneamente que el magma se encontraría saturado en agua, posee un impacto significativo en el valor de fO_2 obtenido. Para el caso particular de La Gloria, la presión al momento de su emplazamiento fue estimada mediante geobarometría en ~1 kbar, correspondiente al valor de fH_2O utilizado para los cálculos de fugacidad de oxígeno, por lo que, si la estimación de la fugacidad de agua es la fuente de error, es probable que se deba a que el magma no se encontraba saturado en agua como fue supuesto, teniéndose así que la fH_2O sería menor a la presión litostática a la profundidad de emplazamiento. No obstante, en rocas graníticas, cuyos contenidos de agua promedio se encuentran entre 2-6 wt.% (Kelley & Cottrell, 2009), la saturación de agua comúnmente ocurre tempranamente en relación al proceso de cristalización cuando el emplazamiento es a niveles epizonales (Candela, 1997), por lo que a presiones de ~1 kbar y porcentajes de cristalización del magma asociados a la formación de biotita (<20-30% vol.), es probable que la condición de saturación ya haya sido alcanzada (Shinohara & Hedenquist, 1997; Dilles, 1987).

Al comparar los resultados de este estudio con los diagramas de $T\text{-log}(fO_2)$ realizados por Cornejo & Mahood (1997) para el plutón La Gloria, es posible observar ciertas similitudes con el caso anterior. Las determinaciones de fugacidad de oxígeno para condiciones tardimagmáticas han sido realizadas, al igual que en el trabajo de Core (2004), a temperaturas por sobre los 800°C, obteniéndose valores aproximadamente 1.5 unidades logarítmicas sobre el buffer NNO. Del diagrama se observa que la curva $T\text{-log}(fO_2)$ coincide con los datos obtenidos por Cornejo & Mahood (1997) a temperaturas cercanas a los 900°C, alejándose hacia menores temperaturas (Figura 12), proyectándose que a ~800°C existiría una diferencia de aproximadamente 1.0 unidad

logarítmica. La coincidencia entre los valores determinados por Cornejo & Mahood (1997) y Core (2004) para el plutón La Gloria mediante distintos métodos sugiere que las posibles causas de esta diferencia entre las determinaciones previas de fugacidad de oxígeno y aquellas obtenidas del presente estudio están principalmente asociadas a la aplicación del oxibarómetro de biotita, de acuerdo a lo discutido anteriormente, o responderían a eventuales desequilibrios entre las fases utilizadas en los estudios anteriores o estimaciones erróneas de las condiciones de presión y temperatura utilizadas para los cálculos. Las temperaturas utilizadas por Cornejo & Mahood (1997) se encuentran cerca o sobre el límite de la estabilidad de la biotita (Naney, 1983) y son superiores a la temperatura de equilibrio para biotita y magnetita determinadas en el mismo estudio (720-750°C). Adicionalmente, se utilizó una presión de 2 kbar, igualmente superior a la presión de emplazamiento determinada en dicho trabajo (~1 kbar).

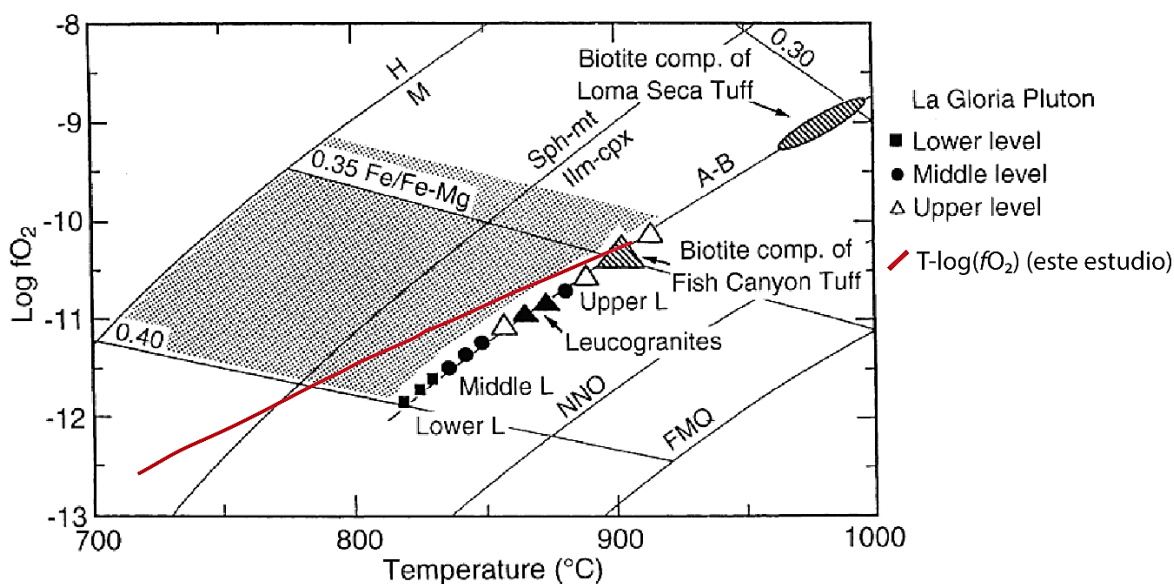


Figura 12. Razones Fe/(Fe+Mg) de biotita de Cornejo & Mahood (1997) proyectadas en el diagrama de log(fO_2) versus temperatura de Wones & Eugster (1965) para $PH_2O=P_{TOTAL}=2070$ bares. Se grafican los valores de log(fO_2) para la zona inferior, media y superior del plutón La Gloria, junto a la curva T- log(fO_2) obtenida en el presente estudio mediante oxibarometría de biotita. La zona achurada en el diagrama representa los rangos de temperatura y fO_2 permisibles en el plutón La Gloria durante el equilibrio de conversión de hornblenda a actinolita, biotita y magnetita. Modificado de Cornejo & Mahood (1997).

Por su parte, al superponer la curva T-log(fO_2) con el diagrama de Cornejo & Mahood (1997) determinado utilizando los óxidos de Fe-Ti para condiciones sub-sólidas, se observa una tendencia similar, donde los datos del presente estudio se ubican entre 1.0 a 2.0 unidades logarítmicas por sobre los valores de fO_2 previos (Figura 13). Es importante notar que la curva T-log(fO_2) interseca la curva del buffer HM entre los 550-600°C, por lo que bajo esta temperatura los datos obtenidos de dicha curva no tendrían sentido, ya que se encontrarían por sobre las condiciones de estabilidad de la magnetita, fase presente en la roca y utilizada en el oxibarómetro de biotita.

En cuanto a las razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} en circón, Core (2004) realiza estimaciones para los plutones La Gloria y San Gabriel, obteniéndose valores de 190 ± 70 y 90 ± 40 , respectivamente (Tabla 1). Si se realiza una comparación cualitativa de éstas respecto a las curvas T-log(fO_2) obtenidas para ambos intrusivos en el presente estudio, se observa que las razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} están en

congruencia con las curvas de fO_2 , teniéndose que a mayor fugacidad de oxígeno relativa la razón de Ce^{4+}/Ce^{3+} en circón es mayor. Sin embargo, es importante tener en cuenta que las curvas $T\text{-log}(fO_2)$ han sido calculadas utilizando el mismo valor de fH_2O (considerando una condición de saturación a ~ 1 kbar), aproximación que no necesariamente es correcta, y cuyo valor podría cambiar significativamente la posición de la curva. Por otra parte, el amplio rango de error en los cálculos de las razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} , sumado a la falta de datos suficientes para realizar una calibración mediante estadística, no permiten concluir si esta relación corresponde a una tendencia extrapolable o es tan solo un comportamiento particular en el caso de los intrusivos mencionados. Más aún, incluso si se lograra establecer una relación entre ambos parámetros, con la información disponible no es posible discriminar con certeza si existe una causalidad entre la fugacidad de oxígeno y las razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} , dado que, como fue mencionado en la sección 2.2.1.2.3, existen numerosas variables que pueden influir en la proporción de Ce^{4+}/Ce^{3+} incorporada en los circones, además de que la falta de una determinación de la temperatura de equilibrio para los intrusivos en el presente estudio no permite encontrar un valor exacto de fO_2 , impidiendo calibrar ambos métodos.

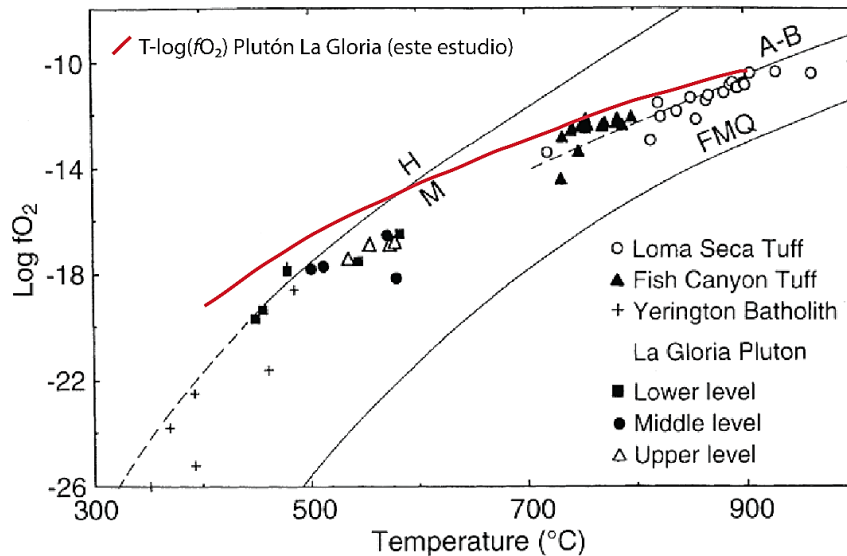


Figura 13. Temperaturas de equilibrio y fO_2 para los óxidos de Fe-Ti del plutón La Gloria determinadas por Cornejo & Mahood (1997) y curva $T\text{-log}(fO_2)$ de este estudio obtenida mediante oxibarometría de biotita (rojo). Las muestras de menor temperatura de Cornejo & Mahood (1997) tienden a estar relativamente más oxidadas, aproximándose al buffer HM, mientras que la curva del presente estudio lo interseca a $\sim 550\text{-}600^{\circ}C$. Modificado de Cornejo & Mahood (1997).

4.4 IMPLICANCIAS

4.4.1 Aplicabilidad del método y consideraciones

La aplicación del oxibarómetro de biotita en rocas graníticas posee numerosas complejidades, que deben ser tomadas en cuenta al interpretar los valores de fugacidad de oxígeno obtenidos a partir de éste. En primer lugar, si bien se ha comprobado en este trabajo que la sensibilidad del oxibarómetro a parámetros composicionales de la biotita como la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} o el contenido de H es moderada a baja, es recomendable determinar dichos parámetros de manera directa si se

busca estimar la fO_2 de manera relativamente precisa. Sin embargo, esta precisión no garantiza que los valores de fO_2 obtenidos sean exactos respecto a las condiciones magmáticas. Adicionalmente, la elección de un modelo para aproximar la actividad del componente anítico en la biotita no es trivial, dado lo compleja de la solución sólida de la biotita y las múltiples sustituciones que pueden estar involucradas, aunque el análisis realizado en el presente estudio muestra que las diferencias en el resultado con distintos modelos no es significativa. En pos de demostrar más sustancialmente esta afirmación, se podrían evaluar los efectos de la utilización de modelos de actividad de programas como MELTS, los que no han sido considerados en este trabajo debido a la falta de composiciones de roca total de los intrusivos y podrían ofrecer una mejor estimación de la actividad real de anita al incorporar un mayor número de parámetros. Por otra parte, la participación de la fugacidad de agua (fH_2O) como variable en el equilibrio utilizado como oxibarómetro agrega un grado de incertidumbre importante, ya que es una variable muy difícil de constreñir de manera precisa y tiene una gran influencia en la determinación de la fO_2 . Debido a esto probablemente es que el método ha sido utilizado mayoritariamente como geohigrómetro, permitiendo estimar la fH_2O si se ha estimado la fO_2 mediante otros medios. No obstante, si se logra estimar la profundidad de emplazamiento a través de geobarometría, y por consiguiente la presión litostática durante la cristalización, es posible suponer razonablemente condiciones de saturación de agua en magmas graníticos si el emplazamiento ocurre a profundidades someras (Candela, 1997). Finalmente, para poder determinar un valor exacto de fugacidad de oxígeno es fundamental determinar de manera precisa la temperatura de equilibrio, pues, como se observa en las curvas $T\text{-log}(fO_2)$, ésta varía ampliamente con la temperatura, presentando diferencias de unas 0.4-0.6 unidades logarítmicas en promedio en un intervalo de 50°C a temperaturas magmáticas ($650\text{-}800^\circ\text{C}$). En este sentido, la temperatura es la variable que produce un mayor efecto en el resultado de fO_2 obtenido mediante el oxibarómetro de biotita.

Incluso considerando todo lo anterior, el mayor problema relacionado a la aplicación adecuada del oxibarómetro de biotita dice relación con la posible alteración de éstas y la etapa de la evolución del intrusivo registrada en su composición. Las biotitas están altamente sujetas a reequilibrarse en condiciones por debajo del sólido, lo cual podría no ser evidenciado con alteración visible, pero, de producirse, podría provocar un aumento de la fO_2 de hasta 2-3 unidades logarítmicas durante la cristalización y enfriamiento sub-sólido desde 800°C a 500°C (Dilles, 1987). Dilles (1987) también señala que las condiciones de alta fO_2 se reflejarían en las biotitas con contenidos de $Fe/(Fe+Mg)$ entre 0.35-0.41, similares a lo observado en el presente estudio, con valores entre 0.365 y 0.457. El contenido de H, la fH_2O y la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} pueden modificarse durante la cristalización debido a la desgasificación o la exsolución de un fluido hidrotermal, provocando un aumento en la fugacidad de oxígeno y, por tanto, de la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} del magma producto de la pérdida de especies reducidas o débilmente oxidadas como H_2 , H_2S o SO_2 (Kelley & Cottrell, 2009; Richards, 2014), lo cual podría eventualmente reflejarse en la química mineral de las biotitas.

Los valores de fugacidad de oxígeno estimados para los intrusivos de Chile Central y el oeste de EEUU en el presente estudio se encuentran entre 3.1 y 4.9 a temperaturas magmáticas ($\sim 650\text{-}750^\circ\text{C}$), condiciones altamente oxidantes, mientras el promedio reportado para magmas de arco corresponde a estados de oxidación moderados a altos, entre FMQ+0.5 y FMQ+2.0, pudiendo llegar hasta FMQ+3 o superiores localmente (Richards, 2014). Si bien los valores obtenidos pueden corresponder a fugacidades de oxígeno magmáticas en un extremo fuertemente oxidado, es también posible que exista una sobreestimación asociada a reequilibrio sub-sólido debido a procesos como aquellos mencionados anteriormente, y por lo tanto no estarían reflejando las condiciones originales del magma.

4.4.2 Fertilidad de los magmas graníticos oxidados

Las altas razones Fe^{3+}/Fe^{2+} de las biotitas de los distintos intrusivos y, por consiguiente, los valores excepcionalmente altos de fO_2 obtenidos en el presente estudio, indican condiciones de oxidación similares tanto en intrusivos estériles (plutón La Gloria), previos al desarrollo de mineralización (plutón San Gabriel) o asociados directamente a mineralización de tipo pórfido cuprífero (stocks de Tyrone y Hanover-Fierro). En particular, al comparar las curvas $T\text{-log}(fO_2)$ de los cuatro intrusivos, se observa que aquel que presenta una oxidación relativa mayor corresponde a una intrusión estéril (plutón La Gloria), mientras que aquellos que están asociados de manera directa a mineralización económica (stocks de Tyrone y Hanover-Fierro) presentan estados de oxidación intermedios dentro del estrecho rango obtenido. Más aún, el plutón La Gloria y el stock de Hanover-Fierro presentan valores coincidentes de fO_2 ($\Delta FMQ=3.94\text{-}4.10$), y ambos se encuentran de manera parcial tanto en el campo de condiciones asociados a depósitos de tipo pórfido de Cu-Au y magmas tipo I (Figura 11). Traslapes similares en los intervalos de fugacidades de oxígeno fueron observados también por Core (2004) al realizar estudios en distritos en los que existen depósitos de tipo pórfido cuprífero y que poseen intrusivos estériles y mineralizados, donde no fue posible determinar una correlación general entre altos estados de oxidación y desarrollo de mineralización; no obstante, al interior de cada distrito, las intrusiones con fO_2 más altas correspondieron a las más jóvenes y, al mismo tiempo, asociadas a mineralización.

Por otra parte, la formación de grandes depósitos de tipo pórfido requiere de la conjunción simultánea, acumulativa y optimizada de numerosos factores, desde la generación de volúmenes suficientes de magmas fértiles hasta un eficiente transporte de metales mediante fluidos hidrotermales y su consecuente deposición (Richards, 2014). Se ha estudiado que la especiación del azufre es un aspecto clave en el transporte de metales, donde a altos estados de oxidación ($\Delta FMQ \geq +1$) éste se encuentra en el fundido mayoritariamente como sulfato en vez de sulfuro (Jugo et al., 2010). En ese sentido, fugacidades de oxígeno elevadas favorecerían la fertilidad de los magmas debido a que impiden la saturación y fraccionamiento de fases de sulfuro que secuestren metales calcófilos, en particular Cu, antes de la exsolución de un fluido hidrotermal (Richards, 2014). Es, por lo tanto, esperable, que magmas calcoalcalinos de arco, cuyos estados de oxidación son en general relativamente oxidados, pudiendo alcanzar localmente fO_2 incluso superiores a $FMQ+3$, cumplan los criterios principales para la generación de depósitos de tipo pórfido cuprífero (Richards, 2014). Sin embargo, en el presente estudio se ha detectado que intrusiones graníticas de arco de distintas naturalezas, tanto estériles, como relacionadas de manera directa o indirecta a mineralización presentan fugacidades de oxígeno dentro de un rango muy estrecho (0.65 unidades logarítmicas a $\sim 700^\circ\text{C}$). Adicionalmente, se ha evidenciado que existe coincidencia parcial de intrusivos estériles (La Gloria) y mineralizados (Hanover-Fierro) con el campo de condiciones de $T\text{-}fO_2$ asociadas a depósitos de tipo pórfido de Cu-Au (Figura 11). Lo anterior sugiere que, si bien elevados estados de oxidación pueden aumentar la fertilidad de los magmas, no existe una relación directa entre altas fugacidades de oxígeno en magmas de arco y generación de mineralización de interés económico, infiriéndose así que la oxidación en los fundidos puede ser una condición necesaria, pero en ningún caso suficiente, para la formación de depósitos de tipo pórfido cuprífero, existiendo otros procesos ocurridos durante su evolución ejercen un control determinante para su eventual desarrollo. En este sentido, la determinación de la fO_2 en rocas intrusivas no podría ser utilizada por sí sola como herramienta para la exploración de nuevos depósitos minerales, sino que podría constituir uno más de varios antecedentes geológicos y geoquímicos a buscar.

4.4.3 Estado de oxidación de la fuente de los magmas

A partir del estudio de numerosos datos de la razón de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ en rocas magmáticas de diferentes ambientes tectónicos, tales como arcos maduros, arcos de islas y rocas toleíticas, se ha encontrado que existe una cierta distribución generalizada respecto a sus estados de oxidación, donde las rocas de arcos maduros son sistemáticamente más oxidadas que aquellas de otros ambientes (Richards, 2014). Dicha tendencia ha sido interpretada como una característica de la fuente de los magmas asociada a grados de oxidación en el manto (Carmichael, 1991; de Hoog et al., 2004), donde en zonas subducción los altos estados de oxidación estarían relacionados a un metasomatismo progresivo de la cuña mantélica, proceso que tomaría varios millones de años en desarrollarse y que, como se ha discutido previamente, se reflejaría en la metalogénesis de arco al evolucionar hacia condiciones más fértiles para la formación de depósitos minerales (Richards, 2014).

Otros autores señalan que procesos ocurridos durante la evolución magmática, tales como la diferenciación (Lee et al., 2005; Mallmann & O'Neill, 2009), la cristalización fraccionada (Richards 2014 y referencias allí indicadas) y la desgasificación y exsolución de volátiles (Kelley & Cottrell, 2009; Jugo et al., 2005a) generan cambios significativos en la fugacidad de oxígeno del magma, por lo que la determinación del estado de oxidación de las rocas ígneas no necesariamente representa las condiciones de la fuente. La diferenciación afectará el estado de oxidación de los magmas, en general produciendo un aumento en la fugacidad de oxígeno, mas cuya magnitud dependerá de diversos factores (Richards, 2014). La cristalización fraccionada en etapas tempranas de minerales ricos en Fe como silicatos máficos (olivino, piroxenos y hornblenda) o espinelas ricas en Fe, Cr y Ti tiende a aumentar progresivamente el estado de oxidación del magma, puesto que estas fases particionan preferentemente el Fe^{2+} respecto al Fe^{3+} , enriqueciendo así al fundido en éste último (Richards, 2014). Lo anterior es también responsable de producir firmas calcoalcalinas propias de los magmas de arco y, en ocasiones, firmas adakíticas en intrusiones más hidratadas, ambas asociadas por diversos autores al desarrollo de grandes yacimientos de pórfidos cupríferos (Reich et al., 2003; Oyarzún et al., 2001; Zhang et al., 2006). No obstante, de todos los procesos mencionados, quizás el que produzca un efecto más relevante en el estado de oxidación del magma se refiere a la exsolución de fluidos y desgasificación, ya sea producida por saturación en volátiles por efecto de despresurización (“*first boiling*”) o de la cristalización fraccionada de minerales anhidros (“*second boiling*”). Por una parte, la exsolución de un fluido debido a una sobresaturación de agua producirá un súbito aumento en la fugacidad de oxígeno, dado que el Fe^{2+} es más soluble en fluidos acuosos que el Fe^{3+} , aumentando así la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en el magma residual (Richards, 2014). Por otro lado, la pérdida de especies gaseosas reducidas o débilmente oxidadas como H_2 , H_2S o SO_2 tiene un efecto oxidativo importante (Gaillard et al., 2001), donde el SO_2 es probablemente el más abundante en magmas de arco y cuya liberación aumenta dramáticamente a niveles someros. De este modo, los magmas de arco moderadamente oxidados, típicamente ricos en azufre, tienden a sufrir procesos de oxidación tardíos derivados principalmente de la desgasificación de SO_2 , la exsolución de fluidos acuosos y, en menor medida, de la cristalización tardía de magnetita (Richards, 2014).

En vista de lo anterior, es probable que las intrusiones de Chile Central (La Gloria y San Gabriel) y el oeste de los Estados Unidos (Tyrone y Hanover-Fierro) estudiadas en el presente trabajo hayan sufrido uno o varios de los procesos descritos, aumentando la fugacidad de oxígeno del sistema en un grado desconocido. Factores como su química diferenciada, su emplazamiento somero, probablemente en condiciones de saturación de agua y otros volátiles, y la presencia de magnetita,

podrían hacer suponer la ocurrencia de dichos procesos durante su evolución. Por lo tanto, no es posible asegurar que los estados de oxidación determinados para los intrusivos graníticos analizados correspondan a las condiciones de la cuña mantélica, sino sólo otorgan una aproximación de primer orden, tal como se ha realizado a partir de estudios anteriores con rocas magmáticas de arco.

5 CONCLUSIONES

A partir de los análisis realizados en biotitas de intrusivos graníticos asociados directa o indirectamente a pórfidos cupríferos de Chile Central (La Gloria y San Gabriel) y el oeste de EEUU se han detectado amplias similitudes, especialmente en sus contenidos de Mg, Fe^{3+} , Fe^{2+} , OH y otros elementos sustituyentes como Ti, F y Cl, cuyas concentraciones además se condicen con condiciones de alta oxidación. En particular, el plutón La Gloria (estéril) y el stock de Tyrone (mineralizado) poseen razones casi idénticas de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, por lo que no es posible a partir de los datos de este estudio establecer una relación de este parámetro al desarrollo de mineralización de Cu asociada a un intrusivo.

Al realizar una evaluación de los modelos de actividad utilizados para estimar la fugacidad de oxígeno se determinó que el modelo del programa AX (Holland & Powell, 1998) presenta porcentajes de error muy elevados al utilizarlo en biotitas con alta razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, además de no considerar el contenido de hidrógeno en ninguna de sus formas (OH, H_2O) en el cálculo de la actividad, por lo que no constituye el modelo más apropiado para estimar la actividad de annita en casos como los del presente trabajo. Dadas sus características de completitud y a la vez simplicidad, se sugiere la utilización del modelo de Bohlen et al. (1980) para la estimación de la actividad de annita en biotitas con altos contenidos de Fe^{3+} y sustituciones importantes en el sitio hidroxílico. Alternativamente, el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973) puede constituir una opción apropiada en biotitas con sustituciones más simples y contenidos menores de Fe^{3+} y más altos de OH, teniendo incluso resultados razonables en biotitas más complejas, como las de los intrusivos de Chile Central y EEUU estudiados en el presente trabajo.

En cuanto al análisis de sensibilidad, pese a que las razones de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de los intrusivos considerados son relativamente altas, se observa que la fugacidad de oxígeno calculada con el oxibárometro de biotita no demuestra una gran sensibilidad ante variaciones de hasta un 25% en dicha razón, no obstante, se observa que a mayores razones de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, mayor es el efecto que producen sus variaciones en el cálculo de la fugacidad de oxígeno. Por lo tanto, se deduce que el efecto de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la determinación de la fugacidad de oxígeno mediante este método, si bien es detectable, no es significativo para porcentajes de variación bajos a medios, sólo volviéndose relevante para modificaciones del orden de un 50%, aunque aun encontrándose dentro de los rangos propios de los errores en la $f\text{O}_2$ si esta fuera determinada mediante otros métodos, por ejemplo, el equilibrio de fases piroxeno/óxido o de óxidos de Fe-Ti, tal como ha sido reportado por Core (2004). Sin embargo, el efecto de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la fugacidad de oxígeno depende directamente del modelo de actividad de annita utilizado, siendo menor para los modelos de Czamanske & Wones (1973) y Bohlen et al. (1980) y mayor para el modelo del programa AX (Holland & Powell, 1998), por lo que es importante una adecuada elección del modelo de actividad a utilizar.

Por su parte, el análisis realizado para el contenido de hidrógeno en la biotita mostró que su efecto sobre las determinaciones de fugacidad de oxígeno es homogéneo y detectable, obteniéndose variaciones similares ante porcentajes de variación de un 25% en la fracción molar de OH y de un 50% en la razón de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotita. Lo anterior indica una mayor sensibilidad del oxibárometro de biotita al contenido de hidrógeno que a la razón de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Adicionalmente, el estudio de los restantes parámetros del oxibarómetro de biotita: fugacidad de agua (f_{H_2O}), temperatura (T), actividad de sanidina (a_{Kfs}) y actividad de magnetita (a_{Mt}), muestra comportamientos variados. Éste permitió detectar que el oxibarómetro de biotita presenta una considerable sensibilidad a los cambios en la fugacidad de agua, produciendo un efecto mucho mayor a valores más bajos de f_{H_2O} induciendo una disminución en la f_{O_2} obtenida, por lo que su adecuada estimación es de gran importancia, especialmente si se calculan fugacidades de oxígeno de intrusiones someras o con bajos contenidos de agua. Por el contrario, se identificó que la fugacidad de oxígeno, si bien disminuye levemente al aumentar las actividades de sanidina o magnetita, no presenta una sensibilidad significativa a ninguno de estos parámetros; no obstante, para mantener buenos grados de precisión en el resultado, es recomendable analizar las composiciones de ambos minerales para constreñir de manera general su actividad. Pero, sin duda el parámetro más influyente en el cálculo de la fugacidad de oxígeno mediante oxibariometría de biotita es la temperatura (T), donde variaciones en este parámetro de tan solo 50°C, considerado un rango de error razonable para los geotermómetros comunes, pueden producir diferencias de hasta 0.6 unidades logarítmicas en la f_{O_2} a temperaturas magmáticas, siendo aún mayores a menor temperatura. Debido a ello, la determinación exacta de la temperatura de equilibrio es crucial para obtener valores exactos y precisos de fugacidad de oxígeno mediante este oxibarómetro, independiente de si el resultado es expresado relativo a un buffer de estado de oxidación como FMQ o NNO.

Las fugacidades de oxígeno obtenidas indican que, de manera relativa, el intrusivo más oxidado corresponde al plutón La Gloria, seguido del stock de Tyrone, en tercer lugar el stock de Hanover-Fierro y, por último, el intrusivo menos oxidado corresponde al plutón San Gabriel. No obstante, debido a la falta de datos de geotermometría, sólo es posible obtener fugacidades de oxígeno definidas para el plutón La Gloria, con un valor de entre FMQ+3.79 y FMQ+4.10, y para el stock de Hanover-Fierro, en un rango de entre FMQ+3.94 y FMQ+4.53, teniéndose así coincidencia en las fugacidades de oxígeno de intrusivos de arco tanto estériles (La Gloria) como mineralizados (Hanover-Fierro). Ambos intrusivos a su vez se ubican en el campo de condiciones de T- f_{O_2} asociadas a pórfidos de Cu-Au.

Al comparar el cálculo de fugacidad de oxígeno obtenido para La Gloria en el presente estudio con el valor previamente determinado por Core (2004) mediante equilibrio de fases de piroxeno/óxido, se observa una diferencia de aproximadamente 0.9 unidades logarítmicas entre ambos, no existiendo así coincidencia entre ellos. Es posible que dicha divergencia haya sido producida por una subestimación de la f_{O_2} por Core (2004) debido a reequilibrio sub-sólidos de los óxidos de Fe-Ti o a la utilización de una temperatura mayor a la de equilibrio, o por una sobreestimación de la f_{O_2} obtenida en este estudio, posiblemente debido a la utilización de una f_{H_2O} mayor a la adecuada, o reequilibrio sub-sólidos de las biotitas, entre otros factores. Un comportamiento similar se observó al comparar los resultados de este estudio con determinaciones previas de f_{O_2} realizadas por Cornejo & Mahood (1997) para el plutón La Gloria, existiendo de igual manera una diferencia de ~1.0 unidad logarítmica entre ambos. Cualquiera sea el caso, no es posible concluir acerca de la exactitud de las determinaciones de fugacidad de oxígeno a partir del oxibarómetro de biotita exclusivamente en base a la comparación con dichos resultados, por lo que se requeriría realizar estudios posteriores para calcular la f_{O_2} por distintos métodos en cada muestra y así tener un banco más amplio de resultados para propósitos estadísticos, e idealmente realizar calibraciones experimentales del método para ser utilizado como oxibarómetro. Por otro lado, la comparación de las razones de Ce^{4+}/Ce^{3+} en circón medidas por Core (2004) para La Gloria y San Gabriel, si bien muestran una aparente congruencia con los valores obtenidos en este trabajo, no permiten deducir

una tendencia ni generalizar su comportamiento debido a la falta de datos suficientes y a una temperatura de equilibrio para el plutón San Gabriel que permita encontrar un valor de fugacidad de oxígeno exacto.

Para una adecuada aplicación del oxibarómetro de biotita en la determinación de la fugacidad de oxígeno de intrusivos graníticos es recomendable realizar análisis precisos de química mineral de las biotitas, incluyendo una medición directa de su razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ y su contenido de hidrógeno. No obstante, es posible su aplicación utilizando exclusivamente datos de química mineral obtenidos mediante microsonda electrónica (EMPA) para obtener aproximaciones de primer orden de la $f\text{O}_2$, mas para ello es necesario evaluar adecuadamente el efecto de las no estequiometrías en la estructura cristalina al calcular la fórmula estructural de la biotita mediante balance estequiométrico. Adicionalmente, es necesario tener en cuenta los posibles factores relacionados a la evolución posterior a la cristalización que produzcan modificaciones en la $f\text{O}_2$, dado que las biotitas son altamente susceptibles a reequilibrarse durante su enfriamiento, registrando así eventos posteriores como desgasificación o exsolución de especies volátiles y reseteando así su composición, que ya no reflejará las condiciones magmáticas. Por esto, un exhaustivo estudio petrográfico es fundamental, sin embargo, incluso si no existe alteración visible, los resultados de fugacidad de oxígeno obtenidos con el oxibarómetro de biotita deben interpretarse de manera crítica y, en lo posible, cotejarlos con mediciones realizadas utilizando otros métodos.

El estrecho rango de fugacidades de oxígeno obtenidos para los cuatro intrusivos estudiados, sumado a la coincidencia entre los intervalos de $f\text{O}_2$ determinados para un intrusivo estéril, como el caso del plutón La Gloria, y uno asociado directamente a mineralización de tipo pórfido cuprífero, como el caso del stock de Hanover-Fierro, permiten suponer que un alto estado de oxidación del magma puede constituir un factor importante para el desarrollo de mineralización, pero por sí solo no constituye un elemento suficiente. Por lo tanto, no parece posible utilizar la $f\text{O}_2$ de las rocas intrusivas graníticas por sí sola como un criterio de exploración de mineralización de interés económico, sino como un factor extra a buscar junto a otras características geológicas. Así también, los diversos procesos ocurridos durante la evolución magmática, tales como la cristalización fraccionada o la exsolución de volátiles, pueden provocar aumentos en el estado de oxidación del magma residual difíciles de cuantificar y, por lo tanto, las rocas magmáticas de arco formadas a partir de éstos no reflejarían necesariamente las condiciones de la cuña mantélica.

En definitiva, las fugacidades de oxígeno obtenidas en este estudio deben ser consideradas con cautela, teniendo en cuenta que es posible que no reflejen fielmente las condiciones primarias del magma granítico que dio origen a estas rocas intrusivas ni el estado de oxidación de la fuente, sino que estén sobreestimadas debido a procesos ocurridos durante la cristalización y enfriamiento. No obstante, los datos obtenidos en el presente trabajo constituyen un avance en cuanto a determinaciones cuantitativas de fugacidad de oxígeno en rocas graníticas de arco, además de ser un aporte importante para las futuras aplicaciones del oxibarómetro de biotita debido a la exhaustiva realización de un análisis de sensibilidad. Los valores de fugacidad de oxígeno determinados pueden ser utilizados como una primera aproximación y un antecedente para futuros estudios de $f\text{O}_2$ en los mismos intrusivos graníticos, por ejemplo, mediante razones de $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ en circones u otros equilibrios minerales. Sin embargo, para la calibración efectiva de este o cualquier otro método de oxibarometría es recomendable realizar estudios experimentales bajo condiciones controladas, de manera de constreñir la posible influencia de factores adicionales a la $f\text{O}_2$ en la evolución del sistema y establecer de este modo correlaciones certeras y adecuadamente fundamentadas.

BIBLIOGRAFÍA

- BACHL, C. A. et al., 2001. Construction of a pluton: Evidence from an exposed cross section of the Searchlight pluton, Eldorado Mountains, Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 113, no. 9, p. 1213-1228.
- BALLARD, J. R., PALIN, M. J., CAMPBELL, I. H., 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce (IV)/Ce (III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 144, no. 3, p. 347-364.
- BANCROFT, G. M., BROWN, J. R., 1975. Mössbauer study of coexisting hornblendes and biotites – Quantitative Fe³⁺/Fe²⁺ ratios. *American Mineralogist*, vol. 60, no. 3-4, p. 265-272.
- BOHLEN, S. R., PEACOR, D. R., ESSENE, E. J., 1980. Crystal chemistry of a metamorphic biotite and its significance in water barometry. *American Mineralogist*, vol. 65, no. 1-2, p. 55-62.
- BORISOV, A., PALME, H., 1996. Experimental determination of the solubility of Au in silicate melts. *Mineralogy and Petrology*, vol. 56, no. 3-4, p. 297-312.
- BORISOV, A., PALME, H., 1997. Experimental determination of the solubility of platinum in silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 61, no. 20, p. 4349-4357.
- BUDDINGTON, A. F., LINDSLEY, D. H., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of petrology*, vol. 5, no. 2, p. 310-357.
- CANDELA, P. A., 1997. A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and ore metals. *Journal of petrology*, vol. 38, no. 12, p. 1619-1633.
- CARMICHAEL, I. S. E., 1991. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions?. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 106, no. 2, p. 129-141.
- CASTRO, J. A., 2012. Estilo estructural en los depósitos mesozoicos y genozoicos en el valle del río Colorado-Maipo, región Metropolitana, Chile (~ 33° 30'S). Memoria de Título. Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- COLEMAN, D. S., GRAY, W., GLAZNER, A. F., 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, vol. 32, no. 5, p. 433-436.
- CORE, D. P., KESLER, S. E., ESSENE, E. J., 2001. Oxygen fugacity and sulfur speciation in felsic intrusive rocks from the Wasatch and Oquirrh Ranges, Utah. En *Eleventh Annual VM Goldschmidt Conference*. p. 3455.
- CORE, D. P., 2004. Oxygen and sulfur fugacities of granitoids: implications for ore-forming processes. Tesis Doctoral. Ann Arbor, EE.UU. University of Michigan.
- CORNEJO, P. C., 1990. Geology, mineral compositions, and magmatic gradients of a zoned pluton: La Gloria pluton, central Chilean Andes. Tesis (Máster en Ciencias). Stanford, EE.UU. Stanford University.
- CORNEJO, P. C., MAHOOD, G. A., 1997. Seeing past the effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contributions to mineralogy and petrology*, vol. 127, no. 1-2, p. 159-175.

- CZAMANSKE, G. K., WONES, D. R., 1973. Oxidation During Magmatic Differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, The Mafic Silicates 1. *Journal of Petrology*, vol. 14, no. 3, p. 349-380.
- DAUPHAS, N. et al., 2009. Iron isotopes may reveal the redox conditions of mantle melting from Archean to Present. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 288, no. 1, p. 255-267.
- DE HOOG, J. C. M., HATTORI, K. H., HOBLITT, R. P., 2004. Oxidized sulfur-rich mafic magma at Mount Pinatubo, Philippines. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 146, no. 6, p. 750-761.
- DECKART, K. et al., 2010. Barren Miocene granitoids in the Central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf and U-Pb isotope systematics. *Andean Geology*, vol. 37, no. 1, p. 1-31.
- DILLES, J. H., 1987. Petrology of the Yerington Batholith, Nevada; evidence for evolution of porphyry copper ore fluids. *Economic Geology*, vol. 82, no. 7, p. 1750-1789.
- DUHAMEL, J. E., COOK, S. S., KOLESSAR, J., 1995. Geology of the Tyrone porphyry copper deposit, New Mexico. *Porphyry copper deposits of the American Cordillera, Geological Society Digest*, vol. 20, p. 464-472.
- DYAR, M. D., 2002. Optical and Mössbauer spectroscopy of iron in micas. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, vol. 46, no. 1, p. 313-349.
- EUGSTER, H. P.; WONES, D. R., 1962. Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *Journal of Petrology*, vol. 3, no. 1, p. 82-125.
- EVANS, K. A., 2012. The redox budget of subduction zones. *Earth-Science Reviews*, vol. 113, no. 1, p. 11-32.
- EVANS, K. A., TOMKINS, A. G., 2011. The relationship between subduction zone redox budget and arc magma fertility. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 308, no. 3, p. 401-409.
- FABBRIZIO, E., ROUSE, P. J., CARROLL, M. R., 2006. New experimental data on biotite+ magnetite+ sanidine saturated phonolitic melts and application to the estimation of magmatic water fugacity. *American Mineralogist*, vol. 91, no. 11-12, p. 1863-1870.
- FABBRIZIO, A., SCAILLET, B., CARROLL, M. R., 2009. Estimation of pre-eruptive magmatic water fugacity in the Phlegrean Fields, Naples, Italy. *European Journal of Mineralogy*, vol. 21, no. 1, p. 107-116.
- FOCK, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33 y los 34 S. Memoria de Título. Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- GAILLARD, F. et al., 2001. The effect of water and fO_2 on the ferric-ferrous ratio of silicic melts. *Chemical Geology*, vol. 174, no. 1, p. 255-273.
- GUTIERREZ, F. et al., 2013. Late-stage magma flow in a shallow felsic reservoir: Merging the anisotropy of magnetic susceptibility record with numerical simulations in La Gloria Pluton, central Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2013, vol. 118, no. 5, p. 1984-1998.

- HOLLAND, T. J. B., POWELL, R., 1996. Thermodynamics of order-disorder in minerals: II. Symmetric formalism applied to solid solutions. *American Mineralogist*, vol. 81, no. 11, p. 1425-1437.
- HOLLAND, T. J. B., POWELL, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of metamorphic Geology*, vol. 16, no. 3, p. 309-343.
- JÉGO, S., PICHAVANT, M., MAVROGENES, J. A., 2010. Controls on gold solubility in arc magmas: An experimental study at 1000° C and 4kbar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 74, no. 7, p. 2165-2189.
- JUGO, P. J., 2009. Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas. *Geology*, vol. 37, no. 5, p. 415-418.
- JUGO, P. J., CANDELA, P. A., PICCOLI, P. M., 1999. Magmatic sulfides and Au: Cu ratios in porphyry deposits: an experimental study of copper and gold partitioning at 850 C, 100 MPa in a haplogranitic melt–pyrrhotite–intermediate solid solution–gold metal assemblage, at gas saturation. *Lithos*, vol. 46, no. 3, p. 573-589.
- JUGO, P. J., LUTH, R. W., RICHARDS, J. P., 2005. Experimental data on the speciation of sulfur as a function of oxygen fugacity in basaltic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 69, no. 2, p. 497-503.
- KAY, S. M., GODOY, E., KURTZ, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 117, no. 1-2, p. 67-88.
- KELLEY, K. A., COTTRELL, E., 2009. Water and the oxidation state of subduction zone magmas. *Science*, vol. 325, no. 5940, p. 605-607.
- KOLESSAR, J., 1970. Geology and copper deposits of the Tyrone district. *Guidebook of the Tyrone-Big Hatchet Mountains-Florida Mountains Region: New Mexico Geological Society Guidebook*, vol. 21, p. 127-132.
- KURTZ, A. C. et al., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34-35°S). *Andean Geology*, vol. 24, no. 1, p. 75-90.
- LANFORD, W. A., 1995. Nuclear reactions for hydrogen analysis. *Handbook of modern ion beam materials analysis*, p. 193.
- LEE, C. A. et al., 2005. Similar V/Sc systematics in MORB and arc basalts: implications for the oxygen fugacities of their mantle source regions. *Journal of Petrology*, vol. 46, no. 11, p. 2313-2336.
- MAKSAEV, V. et al., 2003. Denudación/alzamiento del Mioceno superior-Plioceno inferior de la Cordillera de Chile central (33°-35°S) inferida por dataciones por trazas de fisión en apatito de plutones miocenos. En *Congreso Geológico Chileno*.
- MALLMANN, G., O'NEILL, H., 2009. The crystal/melt partitioning of V during mantle melting as a function of oxygen fugacity compared with some other elements (Al, P, Ca, Sc, Ti, Cr, Fe, Ga, Y, Zr and Nb). *Journal of Petrology*, vol. 50, no. 9, p. 1765-1794.

- MILLER, J. S. et al., 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 167, no. 1, p. 282-299.
- NANEY, M. T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, vol. 283, no. 10, p. 993-1033.
- OYARZUN, R. et al., 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita*, vol. 36, no. 8, p. 794-798.
- PARADA, M. A. et al., 2005. Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile. *Tectonophysics*, vol. 399, no. 1, p. 399-420.
- PARKINSON, I. J., ARCULUS, R. J., 1999. The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites. *Chemical Geology*, vol. 160, no. 4, p. 409-423.
- PAYACÁN, I. J., 2015. Estructura interna y dinámica de enfriamiento del plutón La Gloria, Chile Central: Un enfoque a partir de estudios magnéticos, petrográficos y modelación numérica. Tesis (Magíster en Ciencias, Mención Geología). Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- POWELL, R., HOLLAND, T., 1999. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas. *American Mineralogist*, vol. 84, p. 1-14.
- RANCOURT, D. G., PING, J. Y., 1991. Voigt-based methods for arbitrary-shape static hyperfine parameter distributions in Mössbauer spectroscopy. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, vol. 58, no. 1, p. 85-97.
- RANCOURT, D. G. et al., 1993. Mössbauer absorber thicknesses for accurate site populations in Fe-bearing minerals. *American Mineralogist*, vol. 78, no. 1-2, p. 1-7.
- RANCOURT, D. G., 1994. Mössbauer spectroscopy of minerals. I. Inadequacy of Lorentzian-line doublets in fitting spectra arising from quadrupole splitting distributions. *Physics and Chemistry of Minerals*, vol. 21, no. 4, p. 244-244.
- RANCOURT, D. G., 1994. Mössbauer spectroscopy of minerals; II, Problem of resolving cis and trans octahedral Fe²⁺ sites. *Physics and Chemistry of Minerals*, vol. 21, no 4, p. 250-257.
- RANCOURT, D. G. et al., 2001. Mechanisms and crystal chemistry of oxidation in annite: resolving the hydrogen-loss and vacancy reactions. *Clays and Clay Minerals*, vol. 49, no. 6, p. 455-491.
- REICH, M. et al., 2003. Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications. *Mineralium Deposita*, vol. 38, no. 7, p. 876-885.
- RICHARDS, J. P., 2014. The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: implications for metallogeny. *Lithos*, vol. 233, p. 27-45.
- ROSE, A. W., BALTOSSER, W. W., 1966. The porphyry copper deposit at Santa Rita, New Mexico. University of Arizona.

- SHINOHARA, H., HEDENQUIST, J. W., 1997. Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu–Au deposit, Philippines. *Journal of Petrology*, vol. 38, no. 12, p. 1741-1752.
- SHUTTHANANDAN, V. et al., 2002. High energy ion beam studies of ion exchange in a Na₂O–Al₂O₃–SiO₂ glass. *Journal of applied physics*, vol. 91, no. 4, p. 1910-1920.
- THEVUTHASAN, S. et al., 1999. The ion beam materials analysis laboratory at the environmental molecular sciences laboratory. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*, vol. 420, no. 1, p. 81-89.
- THOMPSON, J. B., WALDBAUM, D. R., 1969. Mixing properties of sanidine crystalline solutions. 3. Calculations based on two phase data. *American Mineralogist*, vol. 54, no. 5-6, p. 811-&.
- TITLEY, S. R., 1993. Characteristics of porphyry copper occurrence in the American Southwest. *Mineral Deposit Modelling: Geologic Association of Canada, Special Paper*, vol. 40, p. 433-464.
- TRAIL, D., WATSON, E. B., TAILBY, N. D., 2012. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 97, p. 70-87.
- VAN ALBOOM, A., DE GRAVE, E., VANDENBERGHE, R. E., 1993. Study of the temperature dependence of the hyperfine parameters in two orthopyroxenes by ⁵⁷Fe Mössbauer spectroscopy. *Physics and Chemistry of Minerals*, vol. 20, no. 4, p. 263-275.
- WHIPPLE, F. L., 1968. Earth, moon, and planets. Harvard University Press.
- WONES, D. R., 1972. Stability of biotite: a reply. *American Mineralogist*, vol. 57, no. 1-2, p. 316.
- WONES, D. R., EUGSTER, H. P., 1965. Stability of biotite-experiment theory and application. *American Mineralogist*, vol. 50, no. 9, p. 1228-&.
- ZHANG, L. et al., 2006. The adakite connection of the Tuwu–Yandong copper porphyry belt, eastern Tianshan, NW China: trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. *Mineralium Deposita*, vol. 41, no. 2, p. 188-200.

ANEXO A: ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL OXIBARÓMETRO DE BIOTITA

EFECTOS DE LA RAZÓN Fe^{3+}/Fe^{2+} EN LA DETERMINACIÓN DE LA FUGACIDAD DE OXÍGENO

A continuación se anexan las tablas de datos y figuras obtenidas a partir del análisis de sensibilidad para la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} en el cálculo de la fugacidad de oxígeno mediante oxibarometría de biotita en intrusivos de Chile Central (La Gloria y San Gabriel) y el oeste de EEUU (Tyrone y Hanover-Fierro) según los modelos de actividad de anrita utilizados en este trabajo.

Modelo de actividad de anrita de Czamanske & Wones (1973)

Plutón La Gloria

Tabla A-1. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ -50%	$\log(fO_2)$ -25%	$\log(fO_2)$ -10%	$\log(fO_2)$ Original	$\log(fO_2)$ +10%	$\log(fO_2)$ +25%	$\log(fO_2)$ +50%
400	-20.25	-19.94	-19.77	-19.66	-19.56	-19.41	-19.18
450	-18.73	-18.42	-18.25	-18.14	-18.04	-17.89	-17.66
500	-17.40	-17.09	-16.92	-16.81	-16.71	-16.56	-16.34
550	-16.24	-15.93	-15.76	-15.65	-15.55	-15.40	-15.17
600	-15.21	-14.90	-14.73	-14.62	-14.52	-14.37	-14.14
650	-14.29	-13.98	-13.81	-13.70	-13.60	-13.45	-13.22
700	-13.46	-13.15	-12.98	-12.87	-12.77	-12.62	-12.40
750	-12.72	-12.41	-12.24	-12.13	-12.03	-11.88	-11.65
800	-12.05	-11.74	-11.56	-11.45	-11.35	-11.21	-10.98
850	-11.43	-11.12	-10.95	-10.84	-10.74	-10.59	-10.36
900	-10.87	-10.56	-10.39	-10.28	-10.18	-10.03	-9.80

Tabla A-2. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón Fe^{3+}/Fe^{2+} en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -50%	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%	ΔFMQ +50%
400	8.47	8.78	8.95	9.06	9.16	9.31	9.54
450	7.36	7.67	7.84	7.95	8.05	8.20	8.43
500	6.41	6.72	6.89	7.00	7.10	7.25	7.48
550	5.59	5.90	6.07	6.18	6.28	6.43	6.65
600	4.87	5.18	5.35	5.46	5.56	5.71	5.93
650	4.23	4.54	4.71	4.82	4.92	5.07	5.30
700	3.67	3.98	4.15	4.26	4.36	4.51	4.73
750	3.16	3.47	3.64	3.75	3.85	4.00	4.23
800	2.70	3.01	3.18	3.29	3.39	3.54	3.77
850	2.28	2.59	2.77	2.88	2.98	3.12	3.35
900	1.90	2.21	2.38	2.50	2.60	2.74	2.97

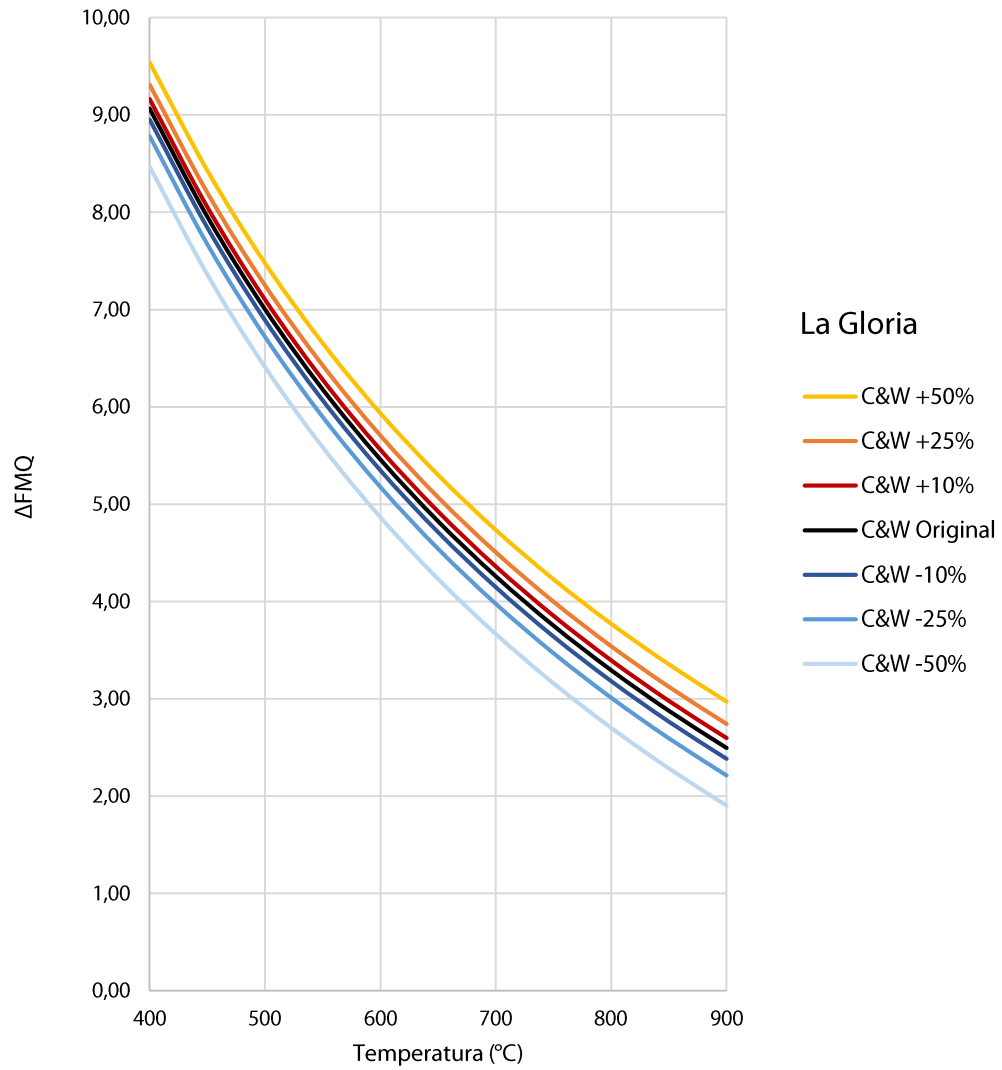


Figura A-1. Análisis de sensibilidad de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con oxibariometría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de annita calculada utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Los porcentajes de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Plutón San Gabriel

Tabla A-3. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibárometro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f\text{O}_2)$).

T (°C)	$\log(f\text{O}_2)$ -50%	$\log(f\text{O}_2)$ -25%	$\log(f\text{O}_2)$ -10%	$\log(f\text{O}_2)$ Original	$\log(f\text{O}_2)$ +10%	$\log(f\text{O}_2)$ +25%	$\log(f\text{O}_2)$ +50%
400	-20.76	-20.50	-20.35	-20.26	-20.17	-20.04	-19.84
450	-19.24	-18.98	-18.83	-18.74	-18.65	-18.52	-18.32
500	-17.91	-17.65	-17.51	-17.41	-17.32	-17.19	-16.99
550	-16.75	-16.49	-16.34	-16.25	-16.16	-16.03	-15.83
600	-15.72	-15.46	-15.31	-15.22	-15.13	-15.00	-14.80
650	-14.80	-14.54	-14.39	-14.30	-14.21	-14.08	-13.88
700	-13.98	-13.71	-13.57	-13.48	-13.38	-13.25	-13.05
750	-13.23	-12.97	-12.82	-12.73	-12.64	-12.51	-12.31
800	-12.56	-12.29	-12.15	-12.06	-11.96	-11.83	-11.63
850	-11.94	-11.68	-11.53	-11.44	-11.35	-11.22	-11.02
900	-11.38	-11.12	-10.97	-10.88	-10.79	-10.66	-10.46

Tabla A-4. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibárometro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -50%	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%	ΔFMQ +50%
400	7.96	8.22	8.37	8.46	8.55	8.68	8.88
450	6.85	7.11	7.26	7.35	7.44	7.57	7.77
500	5.90	6.16	6.31	6.40	6.49	6.62	6.82
550	5.07	5.34	5.48	5.58	5.67	5.80	6.00
600	4.36	4.62	4.76	4.86	4.95	5.08	5.28
650	3.72	3.98	4.13	4.22	4.31	4.44	4.64
700	3.15	3.42	3.56	3.66	3.75	3.88	4.08
750	2.65	2.91	3.06	3.15	3.24	3.37	3.57
800	2.19	2.45	2.60	2.69	2.78	2.91	3.11
850	1.77	2.04	2.18	2.27	2.37	2.50	2.70
900	1.39	1.65	1.80	1.89	1.98	2.11	2.31

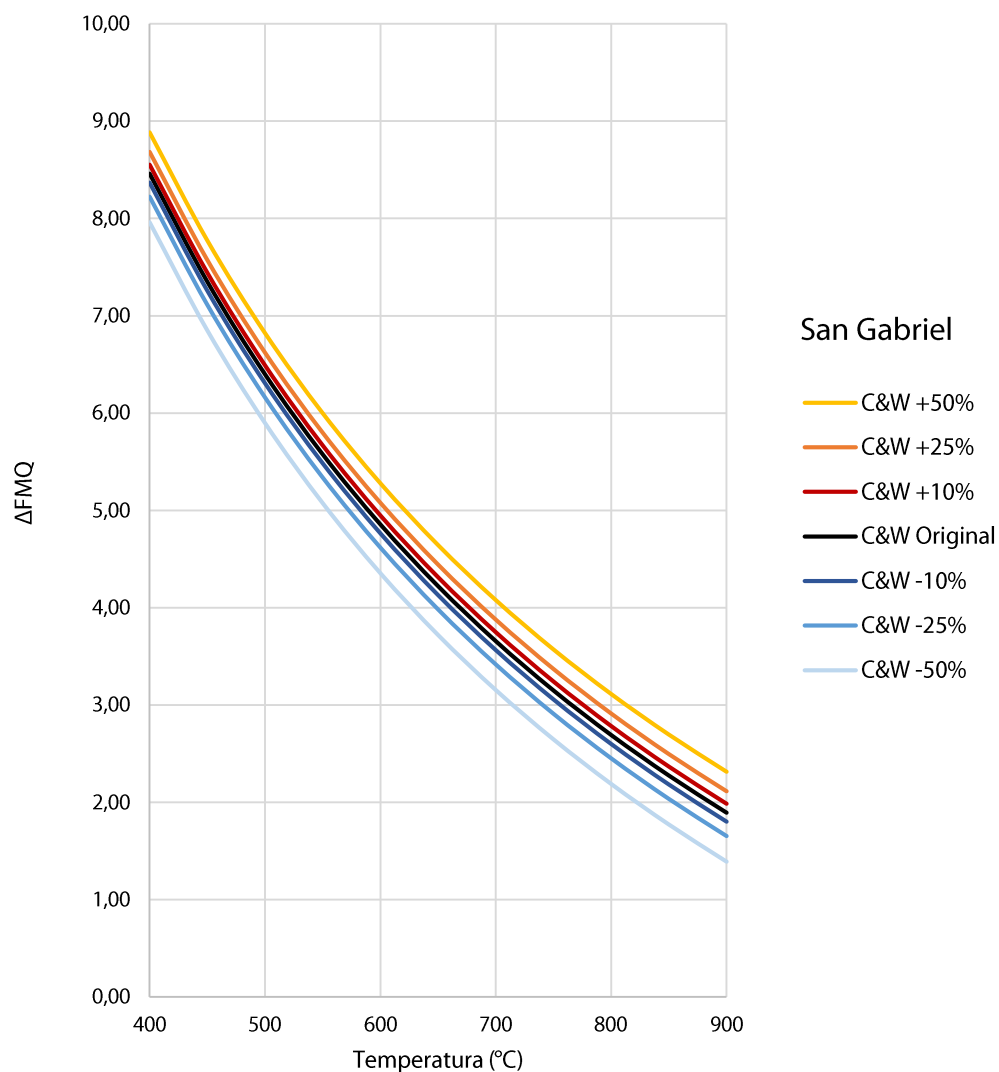


Figura A-2. Análisis de sensibilidad de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con oxibarmetría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de annita calculada utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Los porcentajes de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Stock de Tyrone

Tabla A-5. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibárometro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f\text{O}_2)$).

T (°C)	$\log(f\text{O}_2)$ -50%	$\log(f\text{O}_2)$ -25%	$\log(f\text{O}_2)$ -10%	$\log(f\text{O}_2)$ Original	$\log(f\text{O}_2)$ +10%	$\log(f\text{O}_2)$ +25%	$\log(f\text{O}_2)$ +50%
400	-20.41	-20.10	-19.93	-19.82	-19.71	-19.57	-19.34
450	-18.89	-18.58	-18.40	-18.30	-18.19	-18.04	-17.82
500	-17.56	-17.25	-17.08	-16.98	-16.87	-16.72	-16.49
550	-16.40	-16.09	-15.91	-15.81	-15.70	-15.56	-15.33
600	-15.37	-15.06	-14.88	-14.78	-14.67	-14.52	-14.30
650	-14.45	-14.14	-13.96	-13.86	-13.75	-13.61	-13.38
700	-13.62	-13.31	-13.14	-13.04	-12.93	-12.78	-12.55
750	-12.88	-12.57	-12.40	-12.29	-12.18	-12.04	-11.81
800	-12.20	-11.89	-11.72	-11.62	-11.51	-11.36	-11.13
850	-11.59	-11.28	-11.11	-11.00	-10.89	-10.75	-10.52
900	-11.03	-10.72	-10.54	-10.44	-10.33	-10.18	-9.96

Tabla A-6. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibárometro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -50%	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%	ΔFMQ +50%
400	8.31	8.62	8.80	8.90	9.01	9.16	9.38
450	7.20	7.51	7.69	7.79	7.90	8.04	8.27
500	6.25	6.56	6.73	6.84	6.95	7.09	7.32
550	5.43	5.74	5.91	6.01	6.12	6.27	6.50
600	4.71	5.02	5.19	5.29	5.40	5.55	5.78
650	4.07	4.38	4.56	4.66	4.77	4.91	5.14
700	3.51	3.82	3.99	4.09	4.20	4.35	4.58
750	3.00	3.31	3.48	3.59	3.70	3.84	4.07
800	2.54	2.85	3.03	3.13	3.24	3.38	3.61
850	2.13	2.44	2.61	2.71	2.82	2.97	3.20
900	1.75	2.06	2.23	2.33	2.44	2.59	2.81

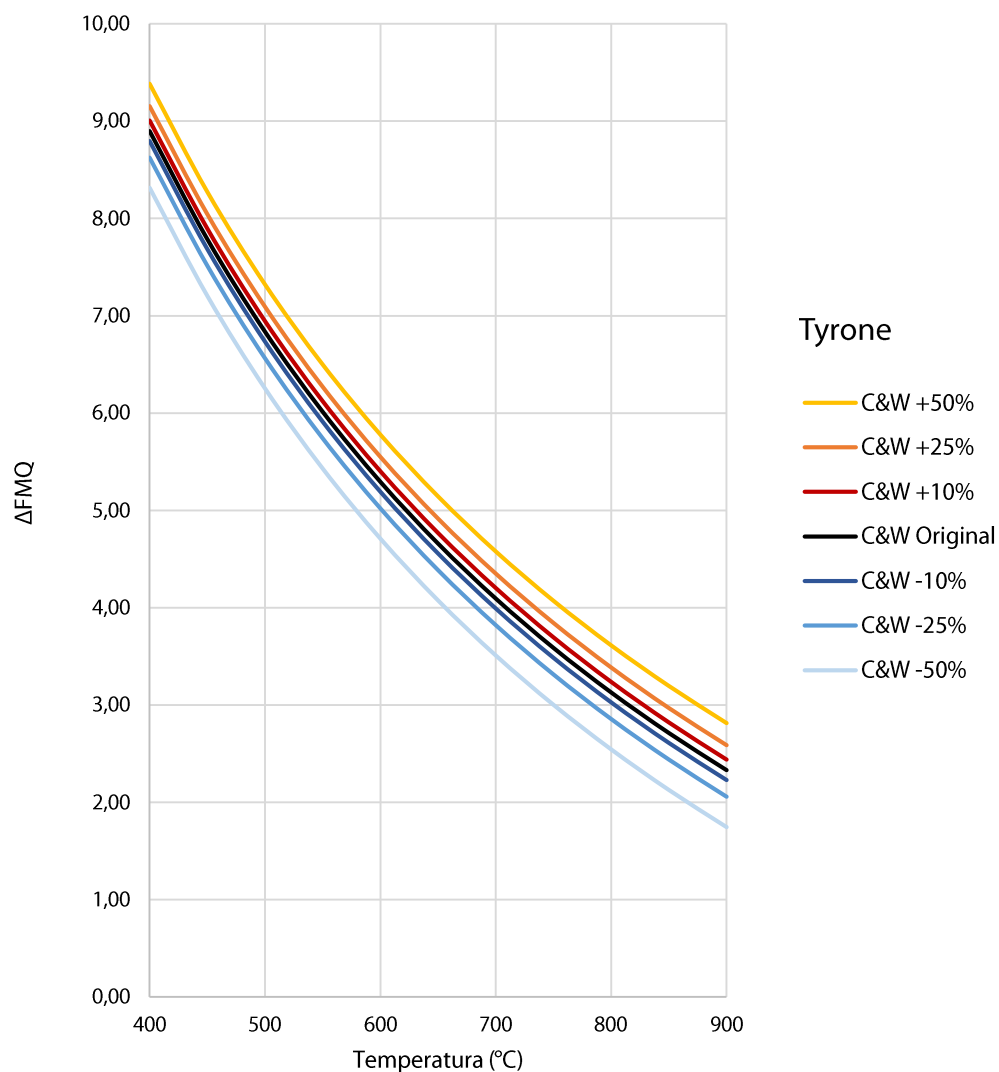


Figura A-3. Análisis de sensibilidad de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con oxibarmetría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anrita calculada utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Los porcentajes de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Stock de Hanover-Fierro

Tabla A-7. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f\text{O}_2)$).

T (°C)	$\log(f\text{O}_2)$ -50%	$\log(f\text{O}_2)$ -25%	$\log(f\text{O}_2)$ -10%	$\log(f\text{O}_2)$ Original	$\log(f\text{O}_2)$ +10%	$\log(f\text{O}_2)$ +25%	$\log(f\text{O}_2)$ +50%
400	-20.40	-20.15	-20.02	-19.94	-19.85	-19.73	-19.54
450	-18.87	-18.63	-18.50	-18.42	-18.33	-18.21	-18.02
500	-17.55	-17.31	-17.17	-17.09	-17.00	-16.88	-16.70
550	-16.38	-16.14	-16.01	-15.93	-15.84	-15.72	-15.53
600	-15.35	-15.11	-14.98	-14.90	-14.81	-14.69	-14.50
650	-14.43	-14.19	-14.06	-13.98	-13.89	-13.77	-13.58
700	-13.61	-13.37	-13.24	-13.15	-13.06	-12.95	-12.76
750	-12.87	-12.62	-12.49	-12.41	-12.32	-12.20	-12.01
800	-12.19	-11.95	-11.82	-11.73	-11.65	-11.53	-11.34
850	-11.58	-11.34	-11.20	-11.12	-11.03	-10.91	-10.72
900	-11.01	-10.77	-10.64	-10.56	-10.47	-10.35	-10.16

Tabla A-8. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -50%	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%	ΔFMQ +50%
400	8.33	8.57	8.70	8.78	8.87	8.99	9.18
450	7.21	7.46	7.59	7.67	7.76	7.88	8.07
500	6.26	6.51	6.64	6.72	6.81	6.93	7.12
550	5.44	5.68	5.82	5.90	5.99	6.10	6.29
600	4.72	4.96	5.10	5.18	5.27	5.39	5.57
650	4.09	4.33	4.46	4.54	4.63	4.75	4.94
700	3.52	3.76	3.90	3.98	4.07	4.18	4.37
750	3.01	3.26	3.39	3.47	3.56	3.68	3.87
800	2.56	2.80	2.93	3.01	3.10	3.22	3.41
850	2.14	2.38	2.51	2.60	2.68	2.80	2.99
900	1.76	2.00	2.13	2.21	2.30	2.42	2.61

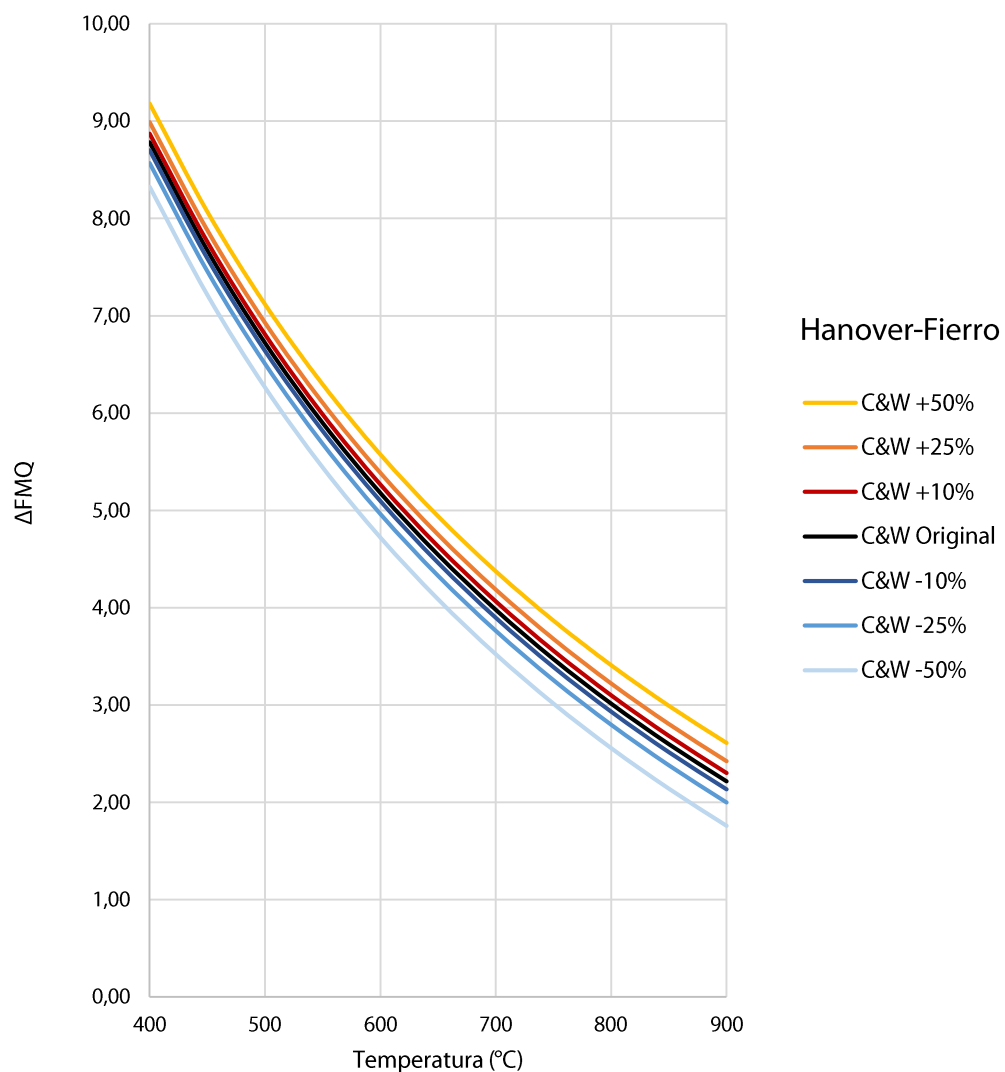


Figura A-4. Análisis de sensibilidad de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con oxibarrografía de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anrita calculada utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Los porcentajes de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Modelo de actividad de annita de Bohlen et al. (1980)

Plutón La Gloria

Tabla A-9. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f\text{O}_2)$).

T (°C)	$\log(f\text{O}_2)$ -50%	$\log(f\text{O}_2)$ -25%	$\log(f\text{O}_2)$ -10%	$\log(f\text{O}_2)$ Original	$\log(f\text{O}_2)$ +10%	$\log(f\text{O}_2)$ +25%	$\log(f\text{O}_2)$ +50%
400	-20.20	-19.89	-19.71	-19.61	-19.50	-19.36	-19.13
450	-18.67	-18.36	-18.19	-18.09	-17.98	-17.83	-17.61
500	-17.35	-17.04	-16.87	-16.76	-16.66	-16.51	-16.28
550	-16.19	-15.87	-15.70	-15.60	-15.49	-15.34	-15.12
600	-15.15	-14.84	-14.67	-14.57	-14.46	-14.31	-14.09
650	-14.24	-13.92	-13.75	-13.65	-13.54	-13.39	-13.17
700	-13.41	-13.10	-12.93	-12.82	-12.72	-12.57	-12.34
750	-12.67	-12.36	-12.18	-12.08	-11.97	-11.83	-11.60
800	-11.99	-11.68	-11.51	-11.40	-11.30	-11.15	-10.92
850	-11.38	-11.07	-10.90	-10.79	-10.68	-10.54	-10.31
900	-10.81	-10.50	-10.33	-10.23	-10.12	-9.97	-9.75

Tabla A-10. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -50%	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%	ΔFMQ +50%
400	8.53	8.84	9.01	9.11	9.22	9.37	9.59
450	7.41	7.72	7.90	8.00	8.11	8.25	8.48
500	6.46	6.77	6.95	7.05	7.16	7.30	7.53
550	5.64	5.95	6.12	6.23	6.33	6.48	6.71
600	4.92	5.23	5.40	5.51	5.61	5.76	5.99
650	4.29	4.60	4.77	4.87	4.98	5.13	5.35
700	3.72	4.03	4.20	4.31	4.41	4.56	4.79
750	3.21	3.52	3.69	3.80	3.91	4.05	4.28
800	2.76	3.07	3.24	3.34	3.45	3.60	3.82
850	2.34	2.65	2.82	2.93	3.03	3.18	3.41
900	1.96	2.27	2.44	2.55	2.65	2.80	3.02

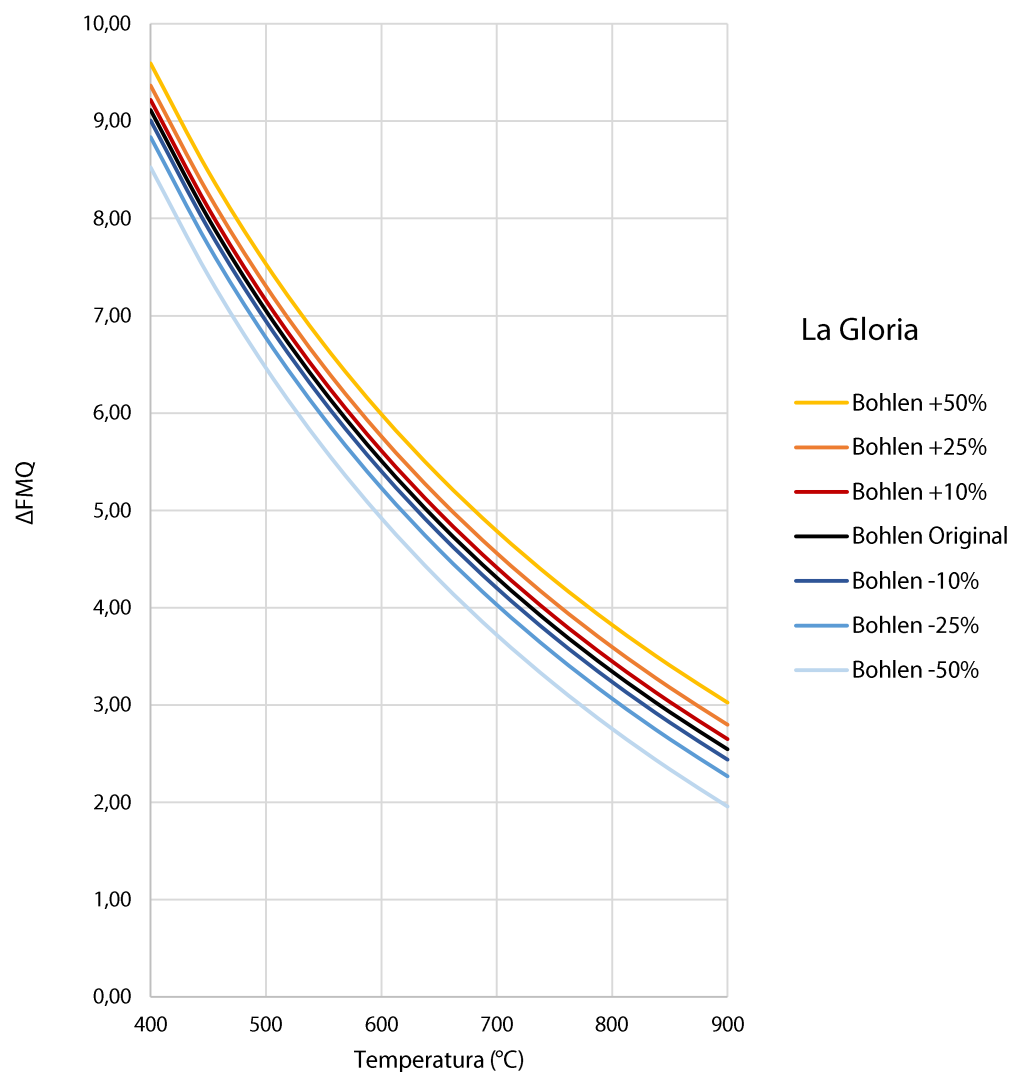


Figura A-5. Análisis de sensibilidad de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con oxibarometría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anrita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Los porcentajes de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Plutón San Gabriel

Tabla A-11. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f\text{O}_2)$).

T (°C)	$\log(f\text{O}_2)$ -50%	$\log(f\text{O}_2)$ -25%	$\log(f\text{O}_2)$ -10%	$\log(f\text{O}_2)$ Original	$\log(f\text{O}_2)$ +10%	$\log(f\text{O}_2)$ +25%	$\log(f\text{O}_2)$ +50%
400	-20.71	-20.45	-20.30	-20.21	-20.12	-19.99	-19.79
450	-19.19	-18.93	-18.78	-18.69	-18.60	-18.47	-18.27
500	-17.86	-17.60	-17.45	-17.36	-17.27	-17.14	-16.94
550	-16.70	-16.44	-16.29	-16.20	-16.11	-15.98	-15.78
600	-15.67	-15.41	-15.26	-15.17	-15.08	-14.95	-14.75
650	-14.75	-14.49	-14.34	-14.25	-14.16	-14.03	-13.83
700	-13.92	-13.66	-13.52	-13.42	-13.33	-13.20	-13.00
750	-13.18	-12.92	-12.77	-12.68	-12.59	-12.46	-12.26
800	-12.51	-12.24	-12.10	-12.00	-11.91	-11.78	-11.58
850	-11.89	-11.63	-11.48	-11.39	-11.30	-11.17	-10.97
900	-11.33	-11.07	-10.92	-10.83	-10.74	-10.61	-10.41

Tabla A-12. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -50%	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%	ΔFMQ +50%
400	8.01	8.27	8.42	8.51	8.60	8.73	8.93
450	6.90	7.16	7.31	7.40	7.49	7.62	7.82
500	5.95	6.21	6.36	6.45	6.54	6.67	6.87
550	5.13	5.39	5.54	5.63	5.72	5.85	6.05
600	4.41	4.67	4.82	4.91	5.00	5.13	5.33
650	3.77	4.03	4.18	4.27	4.36	4.49	4.69
700	3.21	3.47	3.62	3.71	3.80	3.93	4.13
750	2.70	2.96	3.11	3.20	3.29	3.42	3.62
800	2.24	2.50	2.65	2.74	2.83	2.96	3.16
850	1.82	2.09	2.23	2.33	2.42	2.55	2.75
900	1.44	1.71	1.85	1.95	2.04	2.17	2.37

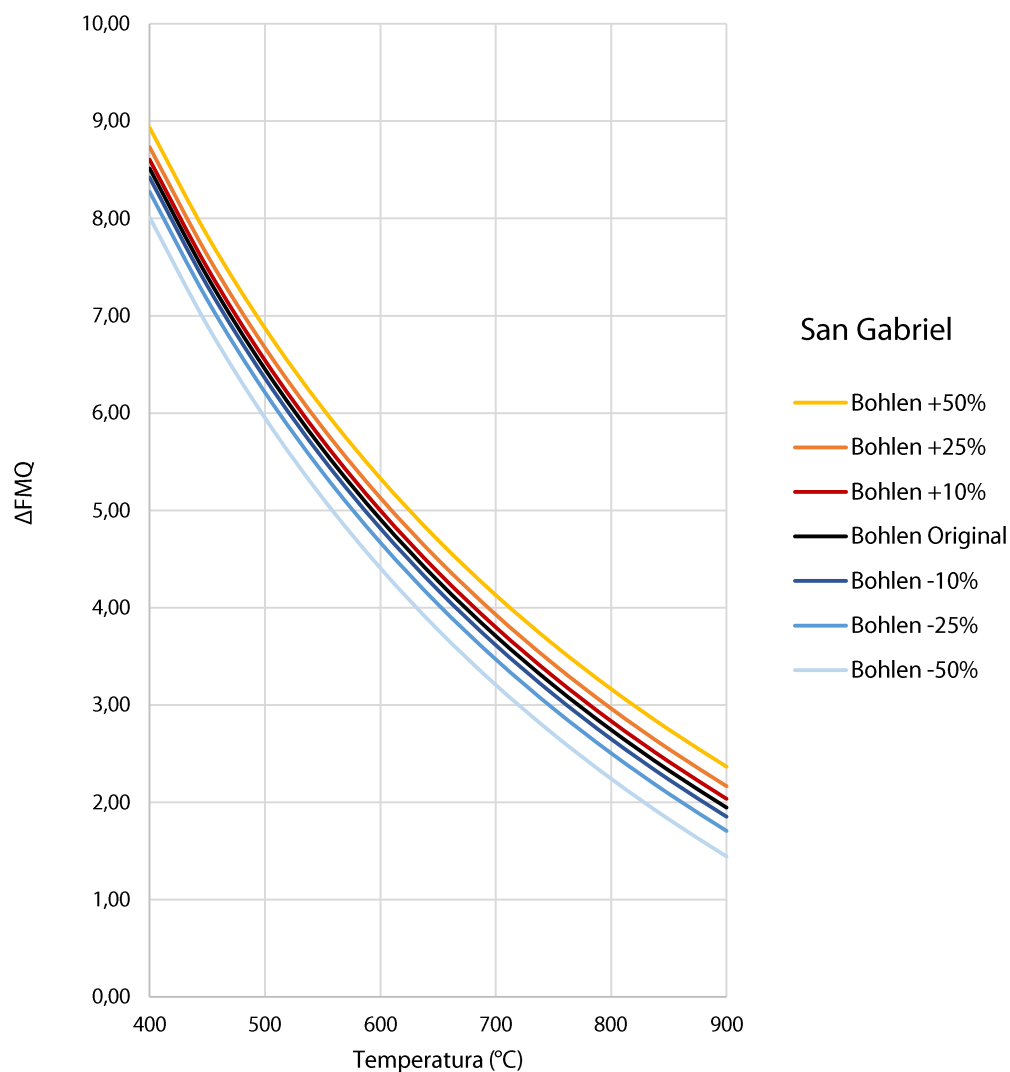


Figura A-6. Análisis de sensibilidad de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con oxibarrografía de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de annita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Los porcentajes de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Stock de Tyrone

Tabla A-13. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibárometro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f\text{O}_2)$).

T (°C)	$\log(f\text{O}_2)$ -50%	$\log(f\text{O}_2)$ -25%	$\log(f\text{O}_2)$ -10%	$\log(f\text{O}_2)$ Original	$\log(f\text{O}_2)$ +10%	$\log(f\text{O}_2)$ +25%	$\log(f\text{O}_2)$ +50%
400	-20.37	-20.06	-19.89	-19.78	-19.67	-19.53	-19.30
450	-18.85	-18.54	-18.36	-18.26	-18.15	-18.01	-17.78
500	-17.52	-17.21	-17.04	-16.93	-16.83	-16.68	-16.45
550	-16.36	-16.05	-15.87	-15.77	-15.66	-15.52	-15.29
600	-15.33	-15.02	-14.84	-14.74	-14.63	-14.48	-14.26
650	-14.41	-14.10	-13.92	-13.82	-13.71	-13.57	-13.34
700	-13.58	-13.27	-13.10	-12.99	-12.89	-12.74	-12.51
750	-12.84	-12.53	-12.36	-12.25	-12.14	-12.00	-11.77
800	-12.16	-11.85	-11.68	-11.57	-11.47	-11.32	-11.09
850	-11.55	-11.24	-11.07	-10.96	-10.86	-10.71	-10.48
900	-10.99	-10.68	-10.50	-10.40	-10.29	-10.15	-9.92

Tabla A-14. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibárometro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -50%	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%	ΔFMQ +50%
400	8.35	8.66	8.84	8.94	9.05	9.20	9.42
450	7.24	7.55	7.73	7.83	7.94	8.08	8.31
500	6.29	6.60	6.77	6.88	6.99	7.13	7.36
550	5.47	5.78	5.95	6.06	6.16	6.31	6.54
600	4.75	5.06	5.23	5.34	5.44	5.59	5.82
650	4.11	4.42	4.60	4.70	4.81	4.95	5.18
700	3.55	3.86	4.03	4.14	4.24	4.39	4.62
750	3.04	3.35	3.52	3.63	3.74	3.88	4.11
800	2.58	2.89	3.07	3.17	3.28	3.42	3.65
850	2.17	2.48	2.65	2.76	2.86	3.01	3.24
900	1.79	2.10	2.27	2.37	2.48	2.63	2.85

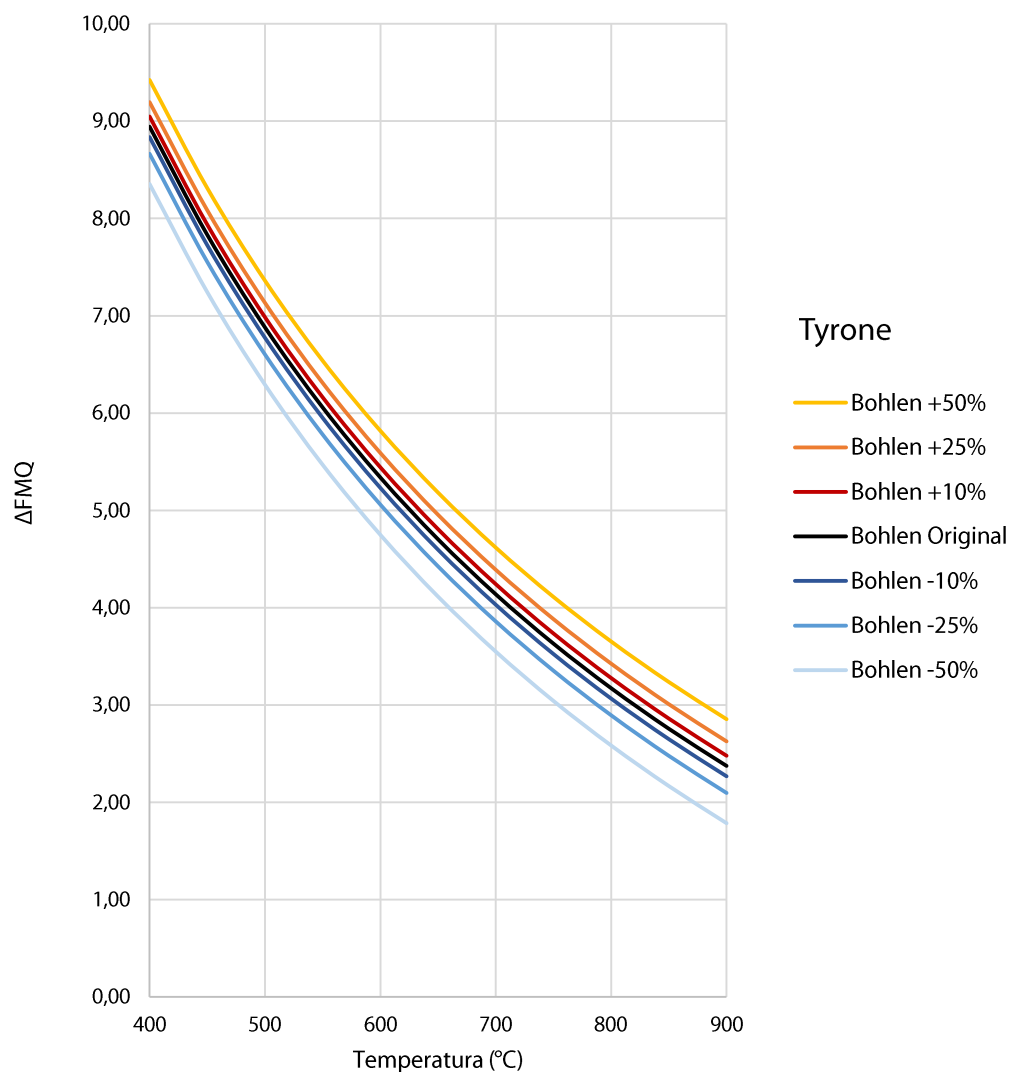


Figura A-7. Análisis de sensibilidad de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con oxibarometría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anrita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Los porcentajes de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Stock de Hanover-Fierro

Tabla A-15. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f\text{O}_2)$).

T (°C)	$\log(f\text{O}_2)$ -50%	$\log(f\text{O}_2)$ -25%	$\log(f\text{O}_2)$ -10%	$\log(f\text{O}_2)$ Original	$\log(f\text{O}_2)$ +10%	$\log(f\text{O}_2)$ +25%	$\log(f\text{O}_2)$ +50%
400	-20.34	-20.10	-19.97	-19.88	-19.80	-19.68	-19.49
450	-18.82	-18.58	-18.44	-18.36	-18.27	-18.15	-17.97
500	-17.49	-17.25	-17.12	-17.03	-16.95	-16.83	-16.64
550	-16.33	-16.09	-15.95	-15.87	-15.78	-15.67	-15.48
600	-15.30	-15.06	-14.92	-14.84	-14.75	-14.63	-14.45
650	-14.38	-14.14	-14.00	-13.92	-13.83	-13.72	-13.53
700	-13.55	-13.31	-13.18	-13.09	-13.01	-12.89	-12.70
750	-12.81	-12.57	-12.44	-12.35	-12.27	-12.15	-11.96
800	-12.14	-11.89	-11.76	-11.67	-11.59	-11.47	-11.28
850	-11.52	-11.28	-11.15	-11.06	-10.98	-10.86	-10.67
900	-10.96	-10.72	-10.58	-10.50	-10.41	-10.29	-10.11

Tabla A-16. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -50%	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%	ΔFMQ +50%
400	8.38	8.62	8.76	8.84	8.93	9.05	9.23
450	7.27	7.51	7.65	7.73	7.82	7.93	8.12
500	6.32	6.56	6.69	6.78	6.86	6.98	7.17
550	5.50	5.74	5.87	5.96	6.04	6.16	6.35
600	4.78	5.02	5.15	5.24	5.32	5.44	5.63
650	4.14	4.38	4.52	4.60	4.69	4.81	4.99
700	3.58	3.82	3.95	4.04	4.12	4.24	4.43
750	3.07	3.31	3.44	3.53	3.61	3.73	3.92
800	2.61	2.85	2.99	3.07	3.16	3.28	3.46
850	2.19	2.44	2.57	2.66	2.74	2.86	3.05
900	1.81	2.05	2.19	2.27	2.36	2.48	2.67

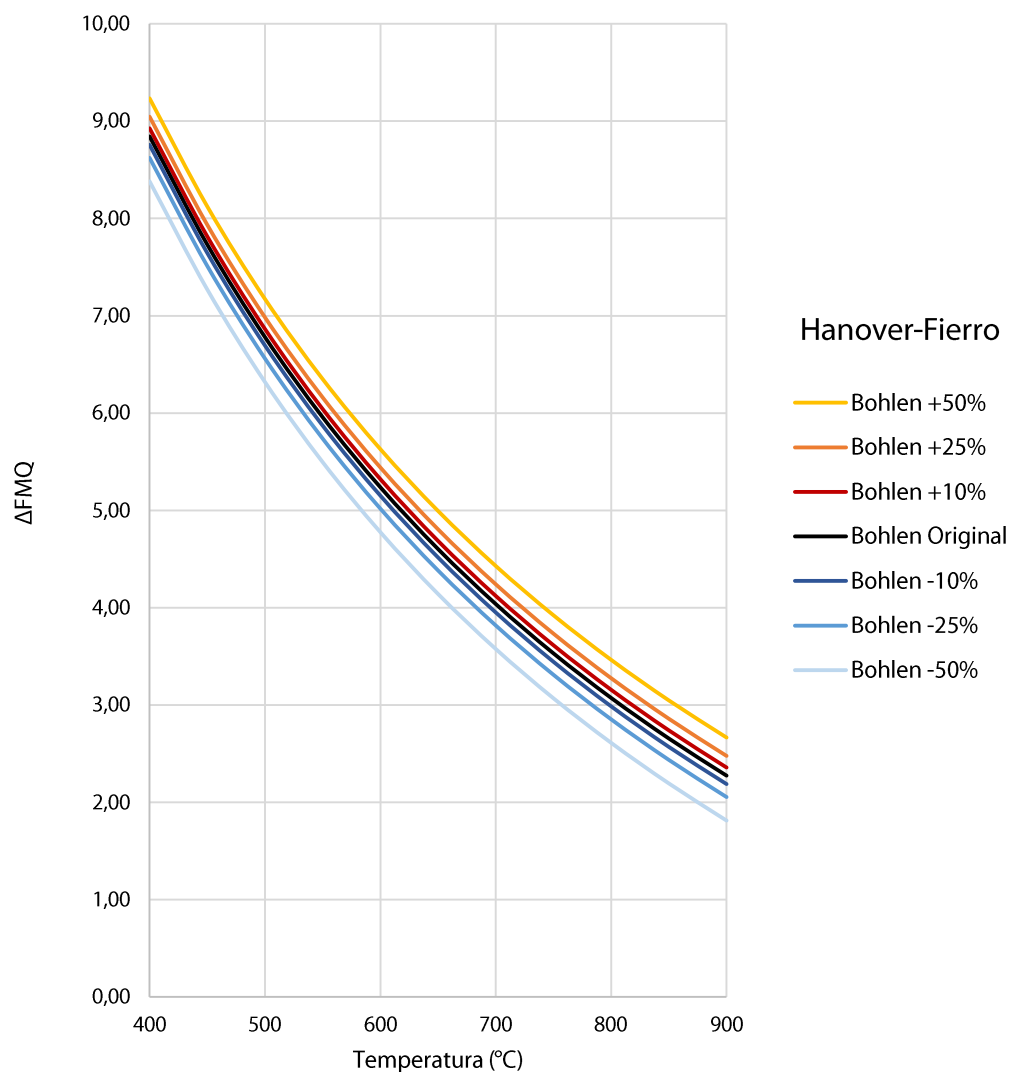


Figura A-8. Análisis de sensibilidad de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con oxibarrografía de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Los porcentajes de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Modelo de actividad de annita del programa AX (Holland & Powell, 1998)

Plutón La Gloria

Tabla A-17. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad del programa AX (Holland & Powell, 1998). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f\text{O}_2)$).

T (°C)	$\log(f\text{O}_2)$ -50%	$\log(f\text{O}_2)$ -25%	$\log(f\text{O}_2)$ -10%	$\log(f\text{O}_2)$ Original	$\log(f\text{O}_2)$ +10%	$\log(f\text{O}_2)$ +25%	$\log(f\text{O}_2)$ +50%
400	-19.81	-19.27	-18.99	-18.81	-18.64	-18.40	-18.02
450	-18.43	-17.93	-17.66	-17.49	-17.32	-17.09	-16.73
500	-17.23	-16.76	-16.49	-16.32	-16.16	-15.94	-15.57
550	-16.17	-15.70	-15.44	-15.28	-15.13	-14.90	-14.55
600	-15.21	-14.76	-14.51	-14.34	-14.20	-13.98	-13.63
650	-14.37	-13.91	-13.67	-13.53	-13.39	-13.15	-12.81
700	-13.59	-13.14	-12.90	-12.76	-12.60	-12.40	-12.06
750	-12.89	-12.46	-12.23	-12.08	-11.92	-11.70	-11.37
800	-12.25	-11.82	-11.58	-11.43	-11.28	-11.10	-10.75
850	-11.66	-11.24	-11.01	-10.87	-10.73	-10.53	-10.18
900	-11.13	-10.71	-10.49	-10.33	-10.20	-9.97	-9.65

Tabla A-18. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad del programa AX (Holland & Powell, 1998). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -50%	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%	ΔFMQ +50%
400	8.92	9.45	9.73	9.91	10.08	10.33	10.70
450	7.66	8.16	8.43	8.60	8.77	9.00	9.36
500	6.59	7.05	7.32	7.49	7.65	7.88	8.24
550	5.66	6.12	6.38	6.54	6.70	6.92	7.28
600	4.87	5.31	5.57	5.73	5.87	6.09	6.44
650	4.16	4.61	4.85	5.00	5.13	5.37	5.71
700	3.54	3.99	4.23	4.37	4.53	4.74	5.07
750	2.99	3.42	3.65	3.80	3.96	4.18	4.51
800	2.50	2.93	3.17	3.32	3.47	3.64	3.99
850	2.05	2.48	2.71	2.85	2.99	3.19	3.54
900	1.64	2.06	2.28	2.44	2.58	2.81	3.12

Tabla A-19. Error porcentual entregado por el programa AX (Holland & Powell, 1998) para el cálculo de la actividad de anrita en biotitas del plutón La Gloria según variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita.

T (°C)	Error (%) -50%	Error (%) -25%	Error (%) -10%	Error (%) Original	Error (%) +10%	Error (%) +25%	Error (%) +50%
400	32	34	35	36	36	37	38
450	31	33	35	35	36	36	38
500	31	33	34	35	35	36	37
550	30	32	33	34	35	35	37
600	30	32	33	34	34	35	36
650	29	32	33	33	34	35	36
700	29	31	32	33	34	35	36
750	29	31	32	33	33	34	36
800	29	31	32	33	33	34	35
850	29	31	32	33	33	34	35
900	28	31	32	32	33	34	35

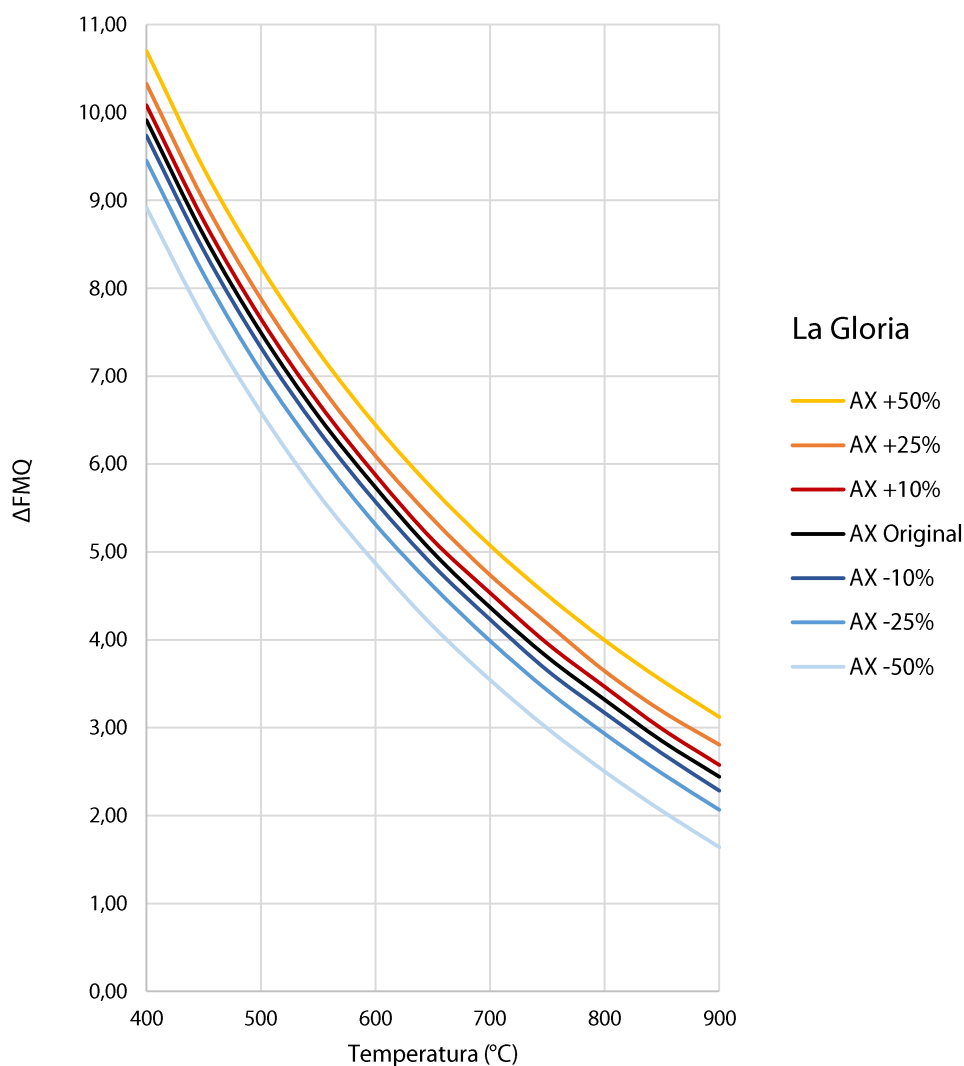


Figura A-9. Análisis de sensibilidad de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con oxibarometría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anrita calculada utilizando el modelo de actividad del programa AX (Holland & Powell, 1998). Los porcentajes de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Plutón San Gabriel

Tabla A-20. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad del programa AX (Holland & Powell, 1998). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f\text{O}_2)$).

T (°C)	$\log(f\text{O}_2)$ -50%	$\log(f\text{O}_2)$ -25%	$\log(f\text{O}_2)$ -10%	$\log(f\text{O}_2)$ Original	$\log(f\text{O}_2)$ +10%	$\log(f\text{O}_2)$ +25%	$\log(f\text{O}_2)$ +50%
400	-20.93	-20.44	-20.15	-19.96	-19.78	-19.49	-19.05
450	-19.44	-18.98	-18.71	-18.54	-18.36	-18.08	-17.66
500	-18.16	-17.71	-17.45	-17.27	-17.11	-16.86	-16.44
550	-17.02	-16.59	-16.33	-16.17	-16.02	-15.77	-15.34
600	-16.02	-15.60	-15.36	-15.19	-15.03	-14.80	-14.38
650	-15.14	-14.72	-14.47	-14.31	-14.16	-13.92	-13.53
700	-14.32	-13.91	-13.68	-13.52	-13.37	-13.13	-12.76
750	-13.58	-13.19	-12.96	-12.81	-12.66	-12.43	-12.05
800	-12.95	-12.54	-12.31	-12.16	-12.02	-11.79	-11.40
850	-12.33	-11.95	-11.72	-11.57	-11.41	-11.19	-10.84
900	-11.77	-11.40	-11.17	-11.02	-10.88	-10.66	-10.28

Tabla A-21. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad del programa AX (Holland & Powell, 1998). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -50%	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%	ΔFMQ +50%
400	7.79	8.28	8.57	8.77	8.95	9.23	9.68
450	6.65	7.11	7.38	7.55	7.73	8.01	8.43
500	5.66	6.10	6.36	6.54	6.70	6.95	7.38
550	4.80	5.23	5.49	5.66	5.81	6.06	6.48
600	4.06	4.48	4.72	4.88	5.04	5.28	5.69
650	3.38	3.80	4.05	4.21	4.36	4.60	4.99
700	2.81	3.22	3.45	3.61	3.77	4.00	4.37
750	2.30	2.69	2.92	3.06	3.22	3.45	3.83
800	1.80	2.21	2.44	2.58	2.73	2.96	3.35
850	1.38	1.77	1.99	2.15	2.30	2.53	2.88
900	1.00	1.37	1.60	1.75	1.89	2.11	2.50

Tabla A-22. Error porcentual entregado por el programa AX (Holland & Powell, 1998) para el cálculo de la actividad de anita en biotitas del plutón San Gabriel según variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita.

T (°C)	Error (%) -50%	Error (%) -25%	Error (%) -10%	Error (%) Original	Error (%) +10%	Error (%) +25%	Error (%) +50%
400	26	29	30	31	32	33	35
450	25	28	30	31	31	33	34
500	25	28	29	30	31	32	34
550	25	28	29	30	31	32	34
600	25	27	29	30	31	32	33
650	25	27	29	29	30	31	33
700	24	27	28	29	30	31	33
750	24	27	28	29	30	31	33
800	24	27	28	29	30	31	33
850	24	27	28	29	30	31	33
900	24	27	28	29	30	31	32

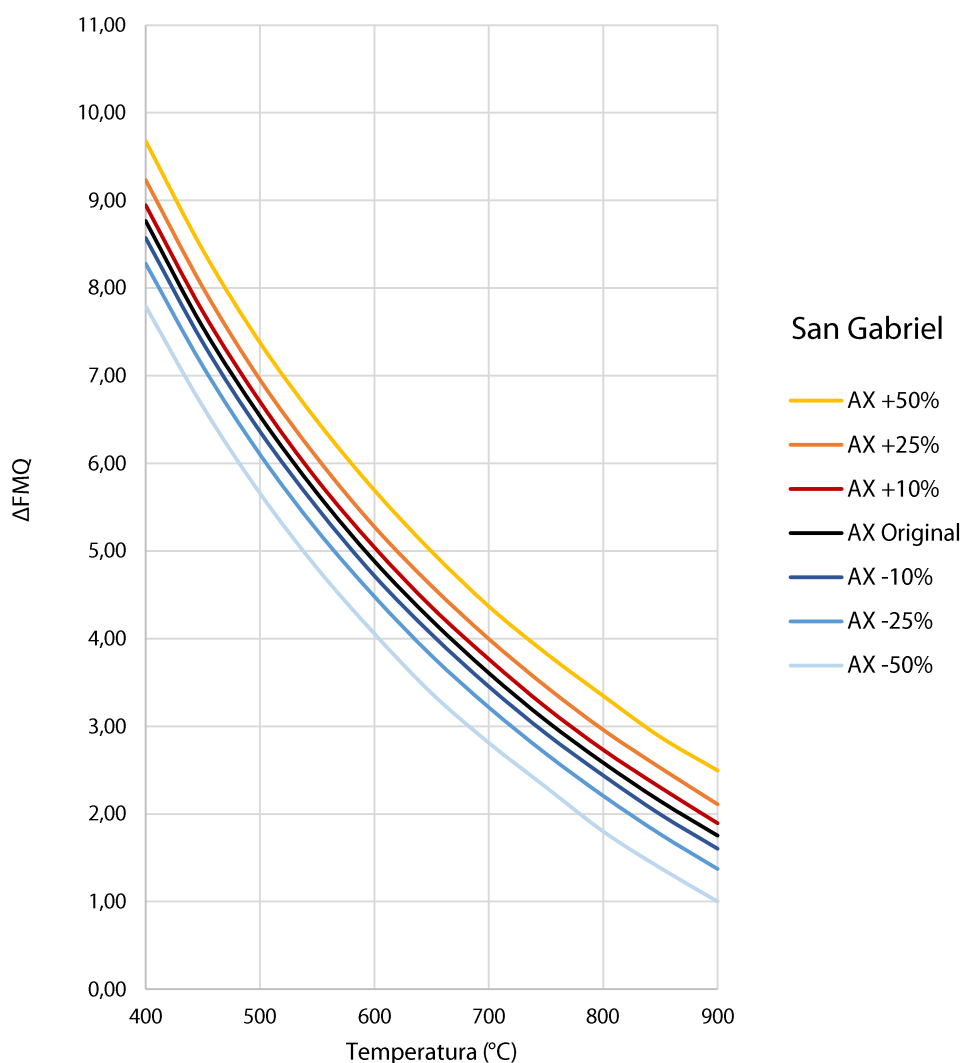


Figura A-10. Análisis de sensibilidad de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con oxibarometría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anita calculada utilizando el modelo de actividad del programa AX (Holland & Powell, 1998). Los porcentajes de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Stock de Tyrone

Tabla A-23. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibárometro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad del programa AX (Holland & Powell, 1998). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f\text{O}_2)$).

T (°C)	$\log(f\text{O}_2)$ -50%	$\log(f\text{O}_2)$ -25%	$\log(f\text{O}_2)$ -10%	$\log(f\text{O}_2)$ Original	$\log(f\text{O}_2)$ +10%	$\log(f\text{O}_2)$ +25%	$\log(f\text{O}_2)$ +50%
400	-19.91	-19.40	-19.12	-18.96	-18.79	-18.56	-18.21
450	-18.55	-18.06	-17.80	-17.64	-17.48	-17.25	-16.91
500	-17.35	-16.89	-16.64	-16.47	-16.32	-16.10	-15.76
550	-16.28	-15.84	-15.60	-15.44	-15.28	-15.07	-14.74
600	-15.33	-14.89	-14.64	-14.51	-14.34	-14.15	-13.82
650	-14.48	-14.04	-13.82	-13.67	-13.53	-13.31	-13.00
700	-13.71	-13.29	-13.06	-12.90	-12.76	-12.56	-12.25
750	-13.00	-12.59	-12.36	-12.23	-12.08	-11.89	-11.56
800	-12.37	-11.96	-11.73	-11.60	-11.46	-11.25	-10.94
850	-11.78	-11.37	-11.15	-11.01	-10.87	-10.67	-10.36
900	-11.24	-10.84	-10.62	-10.49	-10.35	-10.17	-9.84

Tabla A-24. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibárometro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad del programa AX (Holland & Powell, 1998). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -50%	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%	ΔFMQ +50%
400	8.81	9.32	9.60	9.76	9.93	10.16	10.51
450	7.54	8.03	8.29	8.45	8.61	8.84	9.18
500	6.47	6.92	7.17	7.34	7.50	7.71	8.05
550	5.55	5.99	6.23	6.38	6.54	6.76	7.08
600	4.74	5.19	5.43	5.57	5.73	5.93	6.25
650	4.04	4.48	4.70	4.85	5.00	5.21	5.52
700	3.42	3.84	4.07	4.23	4.37	4.57	4.88
750	2.88	3.29	3.52	3.65	3.80	3.99	4.31
800	2.38	2.79	3.02	3.15	3.29	3.50	3.81
850	1.94	2.34	2.57	2.71	2.85	3.05	3.35
900	1.53	1.93	2.15	2.28	2.42	2.60	2.93

Tabla A-25. Error porcentual entregado por el programa AX (Holland & Powell, 1998) para el cálculo de la actividad de anrita en biotitas del stock de Tyrone según variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita.

T (°C)	Error (%) -50%	Error (%) -25%	Error (%) -10%	Error (%) Original	Error (%) +10%	Error (%) +25%	Error (%) +50%
400	31	34	35	35	36	37	38
450	31	33	34	35	35	36	37
500	30	32	33	34	35	35	36
550	30	32	33	34	34	35	36
600	29	31	32	33	34	35	36
650	29	31	32	33	33	34	35
700	28	31	32	32	33	34	35
750	28	30	32	32	33	34	35
800	28	30	31	32	33	33	35
850	28	30	31	32	32	33	35
900	28	30	31	32	32	33	34

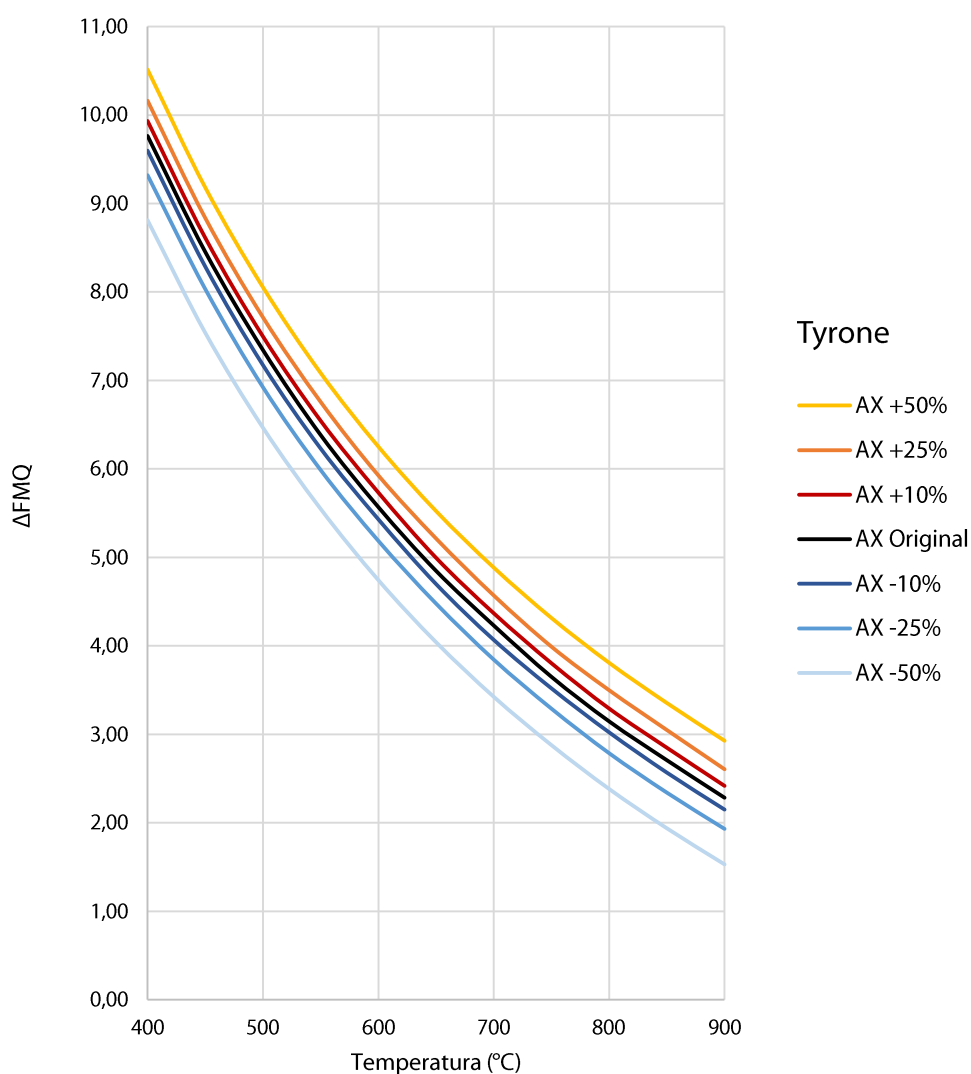


Figura A-11. Análisis de sensibilidad de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con oxibarometría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anrita calculada utilizando el modelo de actividad del programa AX (Holland & Powell, 1998). Los porcentajes de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

Stock de Hanover-Fierro

Tabla A-26. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibárometro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad del programa AX (Holland & Powell, 1998). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f\text{O}_2)$).

T (°C)	$\log(f\text{O}_2)$ -50%	$\log(f\text{O}_2)$ -25%	$\log(f\text{O}_2)$ -10%	$\log(f\text{O}_2)$ Original	$\log(f\text{O}_2)$ +10%	$\log(f\text{O}_2)$ +25%	$\log(f\text{O}_2)$ +50%
400	-20.25	-19.83	-19.61	-19.47	-19.32	-19.12	-18.81
450	-18.85	-18.46	-18.26	-18.12	-18.00	-17.79	-17.49
500	-17.64	-17.27	-17.06	-16.95	-16.81	-16.61	-16.33
550	-16.56	-16.20	-16.01	-15.89	-15.75	-15.57	-15.29
600	-15.59	-15.25	-15.06	-14.94	-14.81	-14.64	-14.38
650	-14.73	-14.39	-14.20	-14.09	-13.97	-13.80	-13.53
700	-13.95	-13.62	-13.44	-13.33	-13.20	-13.04	-12.76
750	-13.24	-12.92	-12.75	-12.63	-12.51	-12.34	-12.08
800	-12.60	-12.28	-12.11	-12.00	-11.87	-11.71	-11.46
850	-12.01	-11.69	-11.52	-11.41	-11.30	-11.13	-10.87
900	-11.48	-11.16	-10.98	-10.88	-10.77	-10.60	-10.35

Tabla A-27. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibárometro de biotita ante variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad del programa AX (Holland & Powell, 1998). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -50%	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%	ΔFMQ +50%
400	8.47	8.89	9.12	9.25	9.40	9.60	9.91
450	7.24	7.62	7.83	7.97	8.09	8.29	8.60
500	6.18	6.54	6.75	6.87	7.00	7.21	7.48
550	5.27	5.63	5.81	5.94	6.08	6.26	6.54
600	4.48	4.83	5.01	5.14	5.27	5.43	5.70
650	3.79	4.13	4.32	4.43	4.55	4.72	5.00
700	3.18	3.51	3.69	3.80	3.93	4.09	4.37
750	2.63	2.96	3.13	3.25	3.37	3.54	3.80
800	2.15	2.47	2.64	2.75	2.88	3.04	3.29
850	1.70	2.02	2.20	2.30	2.41	2.59	2.85
900	1.29	1.61	1.79	1.89	2.00	2.17	2.42

Tabla A-28. Error porcentual entregado por el programa AX (Holland & Powell, 1998) para el cálculo de la actividad de annita en biotitas del stock de Hanover-Fierro según variaciones de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ en la biotita.

T (°C)	Error (%) -50%	Error (%) -25%	Error (%) -10%	Error (%) Original	Error (%) +10%	Error (%) +25%	Error (%) +50%
400	30	32	33	33	34	35	36
450	29	31	32	33	33	34	35
500	29	30	31	32	33	33	35
550	28	30	31	32	32	33	34
600	28	30	31	31	32	33	34
650	27	29	30	31	31	32	33
700	27	29	30	31	31	32	33
750	27	29	30	30	31	32	33
800	27	28	29	30	31	31	33
850	26	28	29	30	30	31	32
900	26	28	29	30	30	31	32

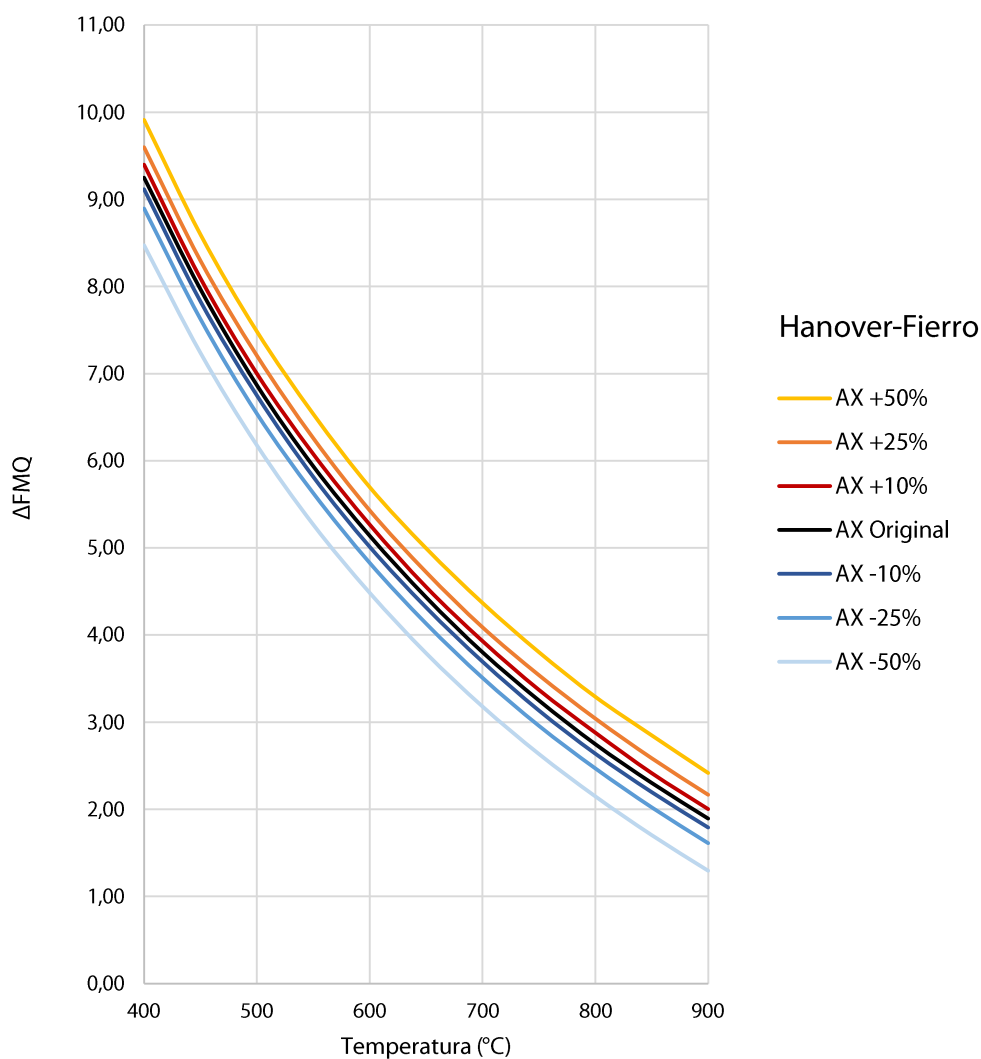


Figura A-12. Análisis de sensibilidad de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con oxibarometría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de annita calculada utilizando el modelo de actividad del programa AX (Holland & Powell, 1998). Los porcentajes de $\pm 10\%$, $\pm 25\%$ y $\pm 50\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$.

EFFECTOS DEL CONTENIDO DE HIDRÓGENO EN LA DETERMINACIÓN DE LA FUGACIDAD DE OXÍGENO

A continuación se anexan las tablas de datos y figuras obtenidas a partir del análisis de sensibilidad para el contenido de OH en el cálculo de la fugacidad de oxígeno mediante oxibarometría de biotita en intrusivos de Chile Central (La Gloria y San Gabriel) y el oeste de EEUU (Tyrone y Hanover-Fierro) según los modelos de actividad de anita utilizados en este trabajo.

Modelo de actividad de anita de Czamanske & Wones (1973)

Plutón La Gloria

Tabla A-29. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de anita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ -25%	$\log(fO_2)$ -10%	$\log(fO_2)$ -5%	$\log(fO_2)$ Original	$\log(fO_2)$ +5%	$\log(fO_2)$ +10%	$\log(fO_2)$ +25%
400	-19.16	-19.48	-19.57	-19.66	-19.74	-19.82	-20.05
450	-17.64	-17.95	-18.05	-18.14	-18.22	-18.30	-18.52
500	-16.31	-16.63	-16.72	-16.81	-16.90	-16.98	-17.20
550	-15.15	-15.46	-15.56	-15.65	-15.73	-15.81	-16.03
600	-14.12	-14.43	-14.53	-14.62	-14.70	-14.78	-15.00
650	-13.20	-13.51	-13.61	-13.70	-13.78	-13.86	-14.08
700	-12.37	-12.69	-12.78	-12.87	-12.96	-13.04	-13.26
750	-11.63	-11.95	-12.04	-12.13	-12.21	-12.29	-12.52
800	-10.95	-11.27	-11.36	-11.45	-11.54	-11.62	-11.84
850	-10.34	-10.66	-10.75	-10.84	-10.92	-11.00	-11.23
900	-9.78	-10.09	-10.19	-10.28	-10.36	-10.44	-10.66

Tabla A-30. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de anita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ -5%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +5%	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%
400	9.56	9.25	9.15	9.06	8.98	8.90	8.68
450	8.45	8.14	8.04	7.95	7.87	7.79	7.57
500	7.50	7.18	7.09	7.00	6.92	6.84	6.61
550	6.68	6.36	6.27	6.18	6.09	6.01	5.79
600	5.96	5.64	5.55	5.46	5.37	5.29	5.07
650	5.32	5.01	4.91	4.82	4.74	4.66	4.44
700	4.76	4.44	4.35	4.26	4.17	4.09	3.87
750	4.25	3.93	3.84	3.75	3.67	3.59	3.36
800	3.79	3.48	3.38	3.29	3.21	3.13	2.91
850	3.38	3.06	2.97	2.88	2.79	2.71	2.49
900	2.99	2.68	2.58	2.50	2.41	2.33	2.11

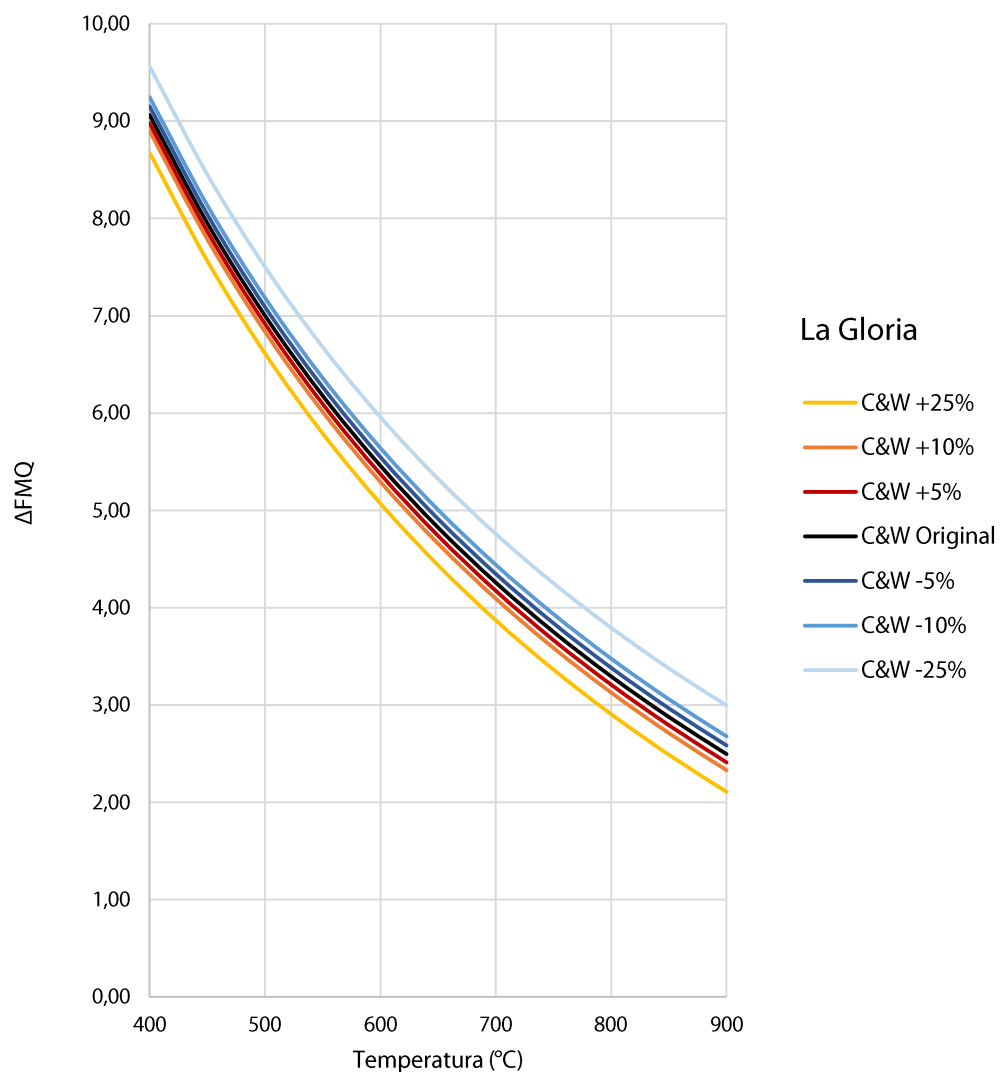


Figura A-13. Análisis de sensibilidad del contenido de OH de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con oxibarmetría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de annita calculada utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Los porcentajes de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en el contenido de OH.

Plutón San Gabriel

Tabla A-31. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ -25%	$\log(fO_2)$ -10%	$\log(fO_2)$ -5%	$\log(fO_2)$ Original	$\log(fO_2)$ +5%	$\log(fO_2)$ +10%	$\log(fO_2)$ +25%
400	-19.76	-20.08	-20.17	-20.26	-20.35	-20.43	-20.65
450	-18.24	-18.56	-18.65	-18.74	-18.82	-18.90	-19.13
500	-16.91	-17.23	-17.32	-17.41	-17.50	-17.58	-17.80
550	-15.75	-16.07	-16.16	-16.25	-16.33	-16.42	-16.64
600	-14.72	-15.04	-15.13	-15.22	-15.30	-15.38	-15.61
650	-13.80	-14.12	-14.21	-14.30	-14.38	-14.47	-14.69
700	-12.97	-13.29	-13.39	-13.48	-13.56	-13.64	-13.86
750	-12.23	-12.55	-12.64	-12.73	-12.82	-12.90	-13.12
800	-11.56	-11.87	-11.97	-12.06	-12.14	-12.22	-12.44
850	-10.94	-11.26	-11.35	-11.44	-11.53	-11.61	-11.83
900	-10.38	-10.70	-10.79	-10.88	-10.96	-11.04	-11.27

Tabla A-32. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ -5%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +5%	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%
400	8.96	8.64	8.55	8.46	8.38	8.30	8.07
450	7.85	7.53	7.44	7.35	7.27	7.18	6.96
500	6.90	6.58	6.49	6.40	6.31	6.23	6.01
550	6.08	5.76	5.66	5.58	5.49	5.41	5.19
600	5.36	5.04	4.94	4.86	4.77	4.69	4.47
650	4.72	4.40	4.31	4.22	4.14	4.06	3.83
700	4.16	3.84	3.74	3.66	3.57	3.49	3.27
750	3.65	3.33	3.24	3.15	3.06	2.98	2.76
800	3.19	2.87	2.78	2.69	2.61	2.53	2.30
850	2.77	2.46	2.36	2.27	2.19	2.11	1.89
900	2.39	2.08	1.98	1.89	1.81	1.73	1.50

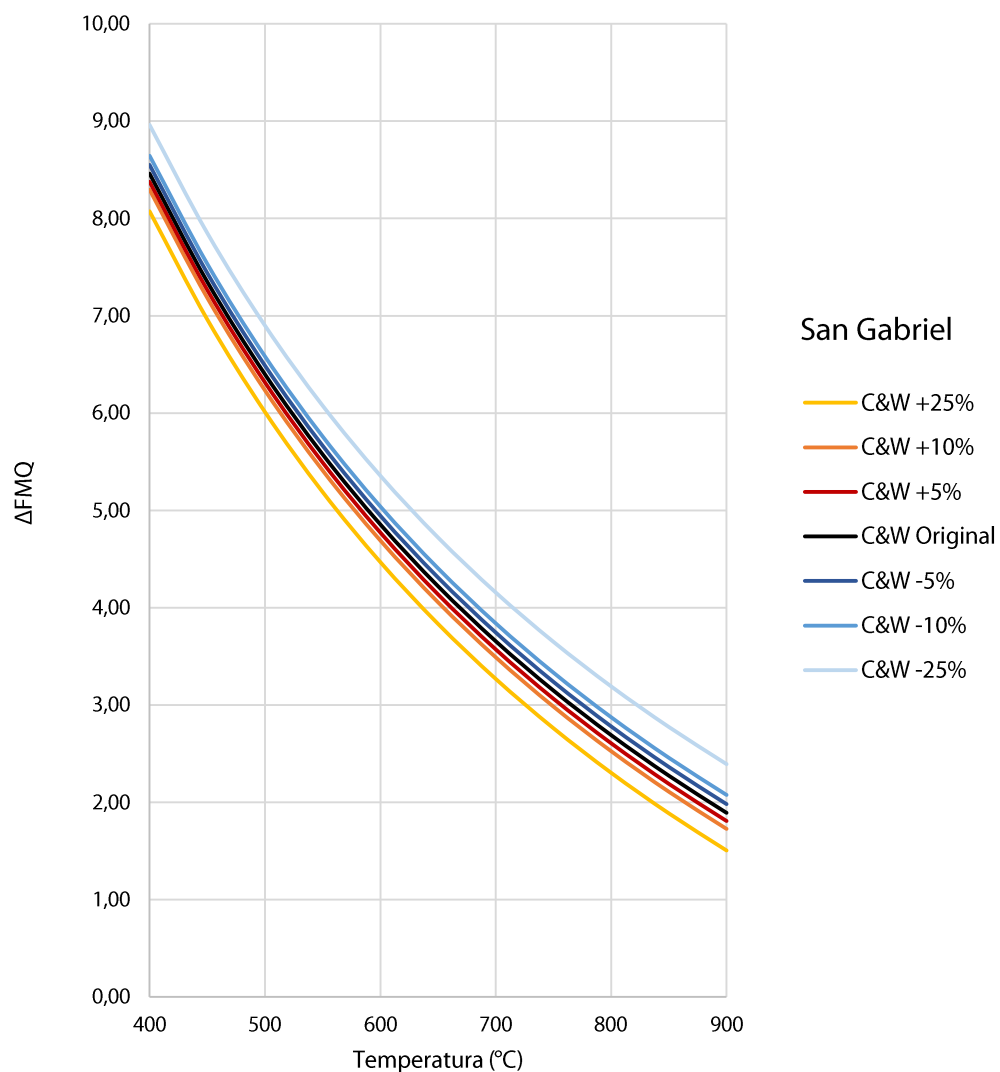


Figura A-14. Análisis de sensibilidad del contenido de OH de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con oxibarmetría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de annita calculada utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Los porcentajes de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en el contenido de OH.

Stock de Tyrone

Tabla A-33. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibariómetro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ -25%	$\log(fO_2)$ -10%	$\log(fO_2)$ -5%	$\log(fO_2)$ Original	$\log(fO_2)$ +5%	$\log(fO_2)$ +10%	$\log(fO_2)$ +25%
400	-19.32	-19.64	-19.73	-19.82	-19.91	-19.99	-20.21
450	-17.80	-18.12	-18.21	-18.30	-18.39	-18.47	-18.69
500	-16.48	-16.79	-16.89	-16.98	-17.06	-17.14	-17.36
550	-15.31	-15.63	-15.72	-15.81	-15.90	-15.98	-16.20
600	-14.28	-14.60	-14.69	-14.78	-14.87	-14.95	-15.17
650	-13.36	-13.68	-13.77	-13.86	-13.95	-14.03	-14.25
700	-12.54	-12.85	-12.95	-13.04	-13.12	-13.20	-13.42
750	-11.79	-12.11	-12.20	-12.29	-12.38	-12.46	-12.68
800	-11.12	-11.44	-11.53	-11.62	-11.70	-11.78	-12.01
850	-10.50	-10.82	-10.91	-11.00	-11.09	-11.17	-11.39
900	-9.94	-10.26	-10.35	-10.44	-10.53	-10.61	-10.83

Tabla A-34. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibariómetro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ -5%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +5%	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%
400	9.40	9.08	8.99	8.90	8.81	8.73	8.51
450	8.29	7.97	7.88	7.79	7.70	7.62	7.40
500	7.34	7.02	6.93	6.84	6.75	6.67	6.45
550	6.51	6.20	6.10	6.01	5.93	5.85	5.63
600	5.79	5.48	5.38	5.29	5.21	5.13	4.91
650	5.16	4.84	4.75	4.66	4.57	4.49	4.27
700	4.59	4.28	4.18	4.09	4.01	3.93	3.71
750	4.09	3.77	3.68	3.59	3.50	3.42	3.20
800	3.63	3.31	3.22	3.13	3.04	2.96	2.74
850	3.21	2.89	2.80	2.71	2.63	2.55	2.32
900	2.83	2.51	2.42	2.33	2.25	2.17	1.94

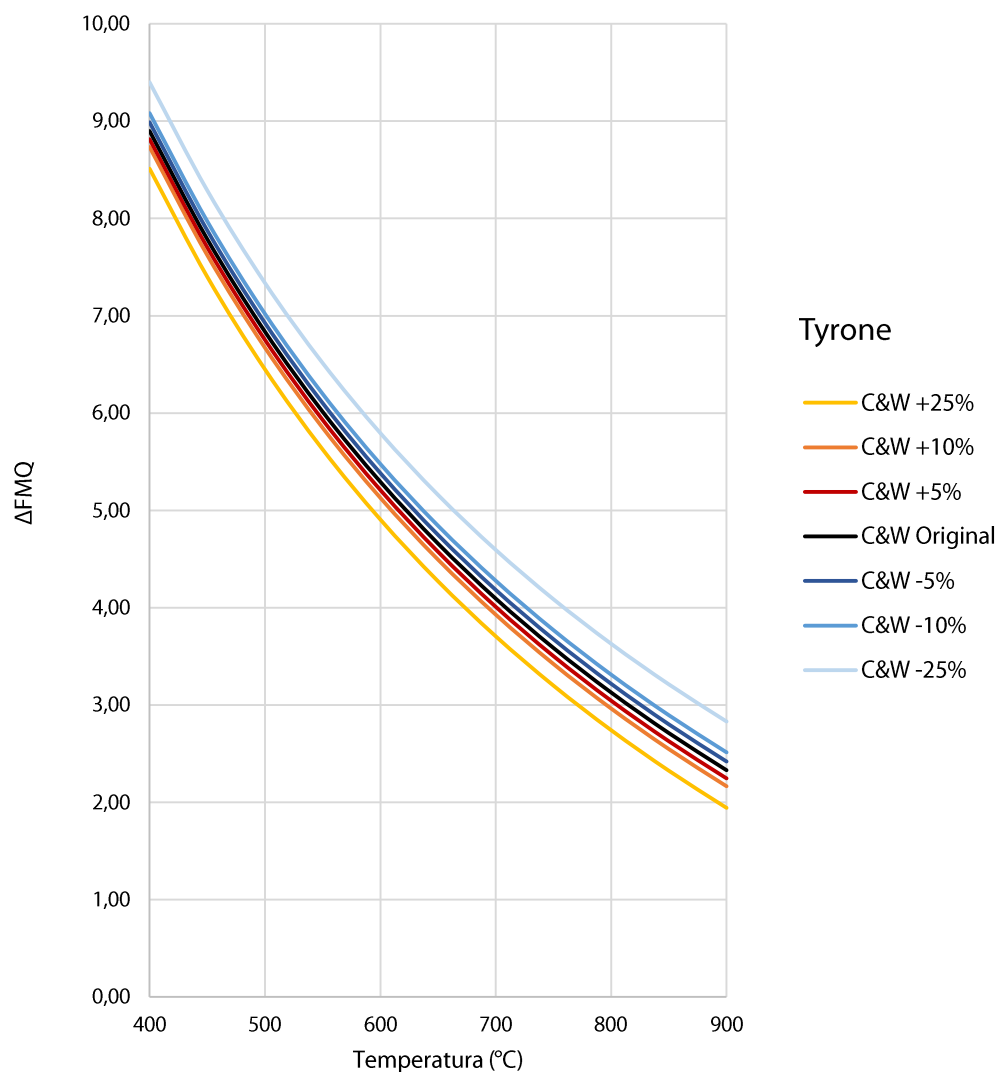


Figura A-15. Análisis de sensibilidad del contenido de OH de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con oxibarrografía de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anita calculada utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Los porcentajes de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en el contenido de OH.

Stock de Hanover-Fierro

Tabla A-35. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibariómetro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ -25%	$\log(fO_2)$ -10%	$\log(fO_2)$ -5%	$\log(fO_2)$ Original	$\log(fO_2)$ +5%	$\log(fO_2)$ +10%	$\log(fO_2)$ +25%
400	-19.44	-19.76	-19.85	-19.94	-20.02	-20.10	-20.33
450	-17.92	-18.23	-18.33	-18.42	-18.50	-18.58	-18.80
500	-16.59	-16.91	-17.00	-17.09	-17.18	-17.26	-17.48
550	-15.43	-15.74	-15.84	-15.93	-16.01	-16.09	-16.32
600	-14.40	-14.71	-14.81	-14.90	-14.98	-15.06	-15.28
650	-13.48	-13.79	-13.89	-13.98	-14.06	-14.14	-14.37
700	-12.65	-12.97	-13.06	-13.15	-13.24	-13.32	-13.54
750	-11.91	-12.23	-12.32	-12.41	-12.49	-12.57	-12.80
800	-11.23	-11.55	-11.64	-11.73	-11.82	-11.90	-12.12
850	-10.62	-10.94	-11.03	-11.12	-11.20	-11.28	-11.51
900	-10.06	-10.37	-10.47	-10.56	-10.64	-10.72	-10.94

Tabla A-36. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibariómetro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ -5%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +5%	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%
400	9.28	8.97	8.87	8.78	8.70	8.62	8.40
450	8.17	7.86	7.76	7.67	7.59	7.51	7.28
500	7.22	6.90	6.81	6.72	6.64	6.56	6.33
550	6.40	6.08	5.99	5.90	5.81	5.73	5.51
600	5.68	5.36	5.27	5.18	5.09	5.01	4.79
650	5.04	4.73	4.63	4.54	4.46	4.38	4.16
700	4.48	4.16	4.07	3.98	3.89	3.81	3.59
750	3.97	3.65	3.56	3.47	3.39	3.31	3.08
800	3.51	3.20	3.10	3.01	2.93	2.85	2.63
850	3.10	2.78	2.69	2.60	2.51	2.43	2.21
900	2.71	2.40	2.30	2.21	2.13	2.05	1.83

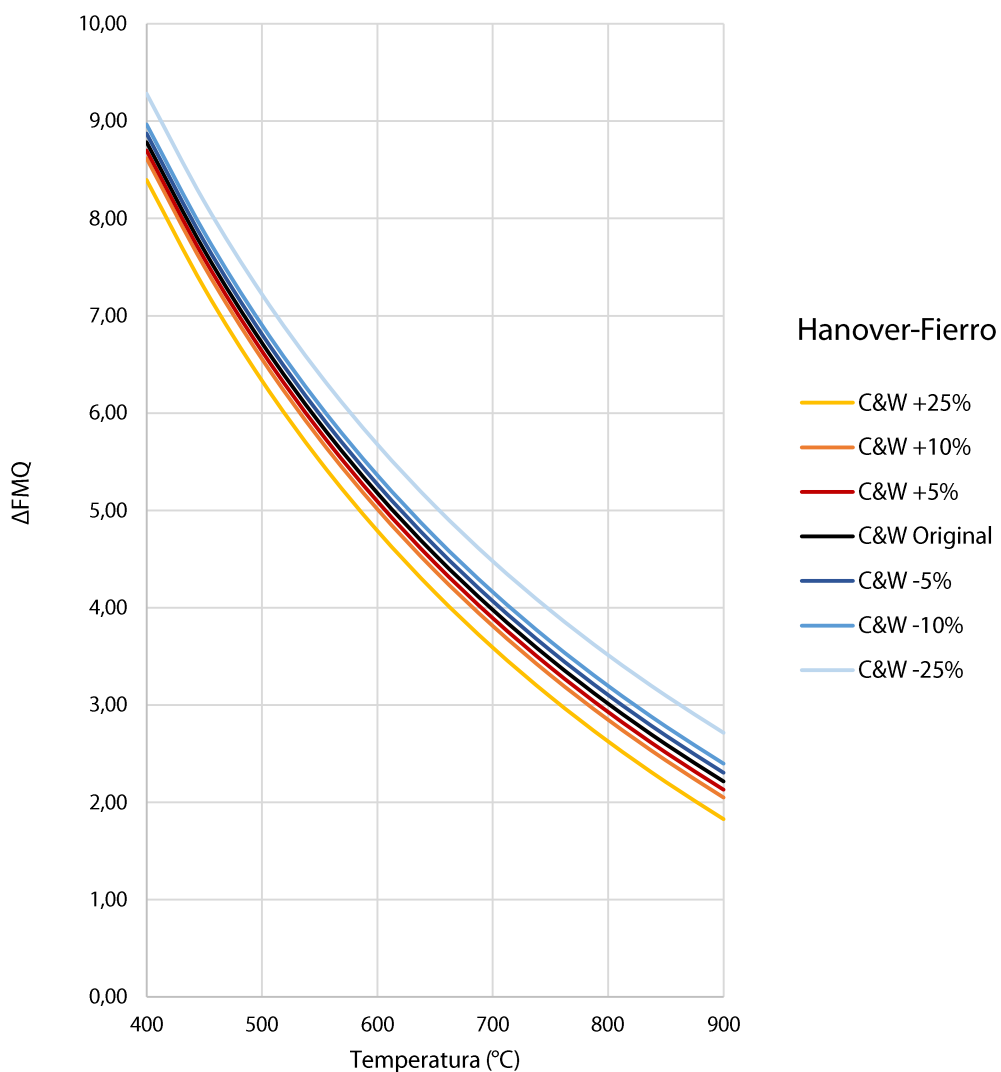


Figura A-16. Análisis de sensibilidad del contenido de OH de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con oxibarmetría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anrita calculada utilizando el modelo de actividad de Czamanske & Wones (1973). Los porcentajes de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en el contenido de OH.

Modelo de actividad de annita de Bohlen et al. (1980)

Plutón La Gloria

Tabla A-37. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibárometro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ -25%	$\log(fO_2)$ -10%	$\log(fO_2)$ -5%	$\log(fO_2)$ Original	$\log(fO_2)$ +5%	$\log(fO_2)$ +10%	$\log(fO_2)$ +25%
400	-19.11	-19.43	-19.52	-19.61	-19.69	-19.77	-20.00
450	-17.59	-17.90	-18.00	-18.09	-18.17	-18.25	-18.47
500	-16.26	-16.58	-16.67	-16.76	-16.85	-16.93	-17.15
550	-15.10	-15.41	-15.51	-15.60	-15.68	-15.76	-15.98
600	-14.07	-14.38	-14.48	-14.57	-14.65	-14.73	-14.95
650	-13.15	-13.46	-13.56	-13.65	-13.73	-13.81	-14.03
700	-12.32	-12.64	-12.73	-12.82	-12.91	-12.99	-13.21
750	-11.58	-11.90	-11.99	-12.08	-12.16	-12.24	-12.47
800	-10.90	-11.22	-11.31	-11.40	-11.49	-11.57	-11.79
850	-10.29	-10.61	-10.70	-10.79	-10.87	-10.95	-11.18
900	-9.73	-10.04	-10.14	-10.23	-10.31	-10.39	-10.61

Tabla A-38. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibárometro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ -5%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +5%	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%
400	9.61	9.30	9.20	9.11	9.03	8.95	8.73
450	8.50	8.19	8.09	8.00	7.92	7.84	7.62
500	7.55	7.23	7.14	7.05	6.97	6.89	6.66
550	6.73	6.41	6.32	6.23	6.14	6.06	5.84
600	6.01	5.69	5.60	5.51	5.42	5.34	5.12
650	5.37	5.06	4.96	4.87	4.79	4.71	4.49
700	4.81	4.49	4.40	4.31	4.22	4.14	3.92
750	4.30	3.98	3.89	3.80	3.72	3.64	3.41
800	3.84	3.53	3.43	3.34	3.26	3.18	2.96
850	3.43	3.11	3.02	2.93	2.84	2.76	2.54
900	3.04	2.73	2.63	2.55	2.46	2.38	2.16

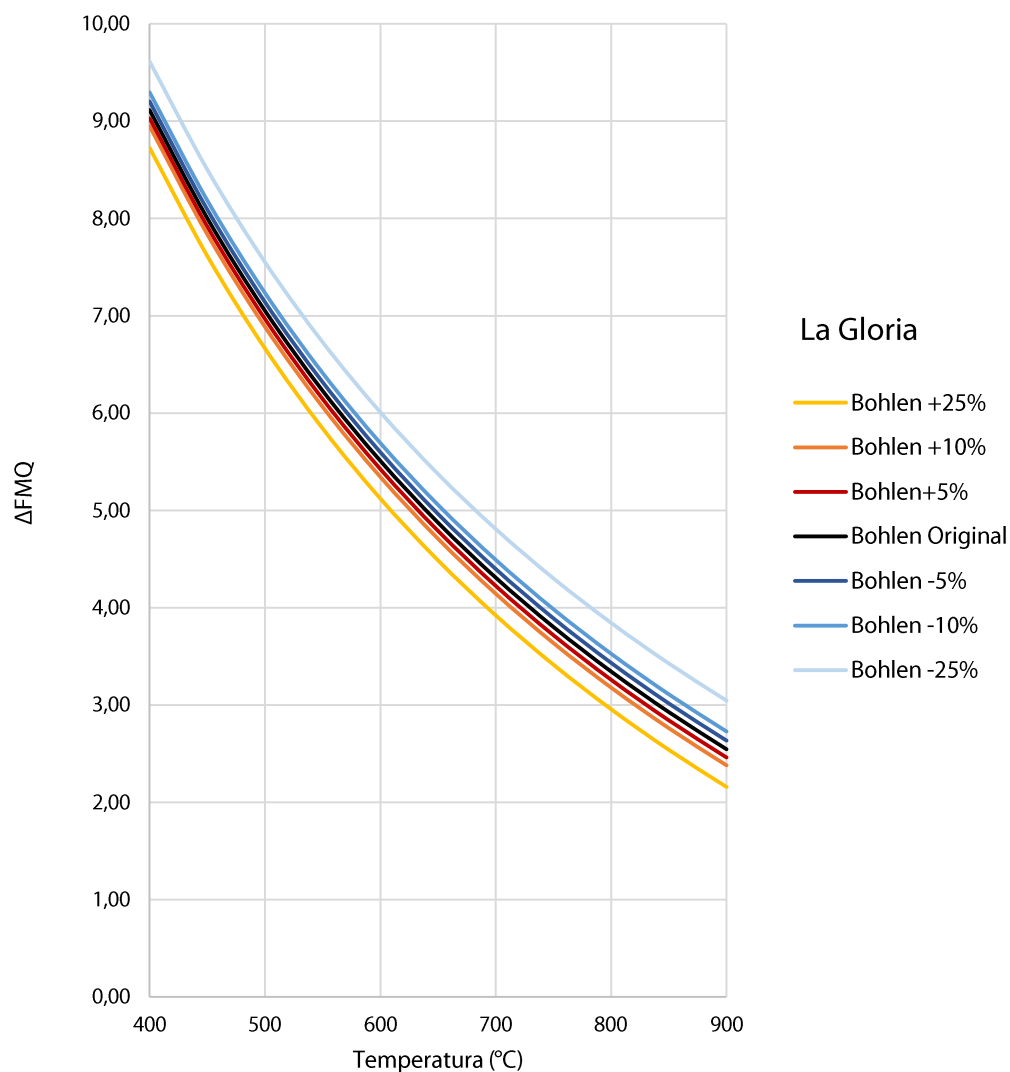


Figura A-17. Análisis de sensibilidad del contenido de OH de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con oxibarrografía de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Los porcentajes de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en el contenido de OH.

Plutón San Gabriel

Tabla A-39. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ -25%	$\log(fO_2)$ -10%	$\log(fO_2)$ -5%	$\log(fO_2)$ Original	$\log(fO_2)$ +5%	$\log(fO_2)$ +10%	$\log(fO_2)$ +25%
400	-19.71	-20.02	-20.12	-20.21	-20.29	-20.37	-20.60
450	-18.19	-18.50	-18.60	-18.69	-18.77	-18.85	-19.07
500	-16.86	-17.18	-17.27	-17.36	-17.45	-17.53	-17.75
550	-15.70	-16.01	-16.11	-16.20	-16.28	-16.36	-16.58
600	-14.67	-14.98	-15.08	-15.17	-15.25	-15.33	-15.55
650	-13.75	-14.06	-14.16	-14.25	-14.33	-14.41	-14.63
700	-12.92	-13.24	-13.33	-13.42	-13.51	-13.59	-13.81
750	-12.18	-12.49	-12.59	-12.68	-12.76	-12.84	-13.07
800	-11.50	-11.82	-11.91	-12.00	-12.09	-12.17	-12.39
850	-10.89	-11.20	-11.30	-11.39	-11.47	-11.55	-11.78
900	-10.33	-10.64	-10.74	-10.83	-10.91	-10.99	-11.21

Tabla A-40. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ -5%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +5%	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%
400	9.01	8.70	8.60	8.51	8.43	8.35	8.13
450	7.90	7.59	7.49	7.40	7.32	7.24	7.02
500	6.95	6.64	6.54	6.45	6.37	6.29	6.06
550	6.13	5.81	5.72	5.63	5.54	5.46	5.24
600	5.41	5.09	5.00	4.91	4.82	4.74	4.52
650	4.77	4.46	4.36	4.27	4.19	4.11	3.89
700	4.21	3.89	3.80	3.71	3.62	3.54	3.32
750	3.70	3.39	3.29	3.20	3.12	3.04	2.81
800	3.24	2.93	2.83	2.74	2.66	2.58	2.36
850	2.83	2.51	2.42	2.33	2.24	2.16	1.94
900	2.45	2.13	2.03	1.95	1.86	1.78	1.56

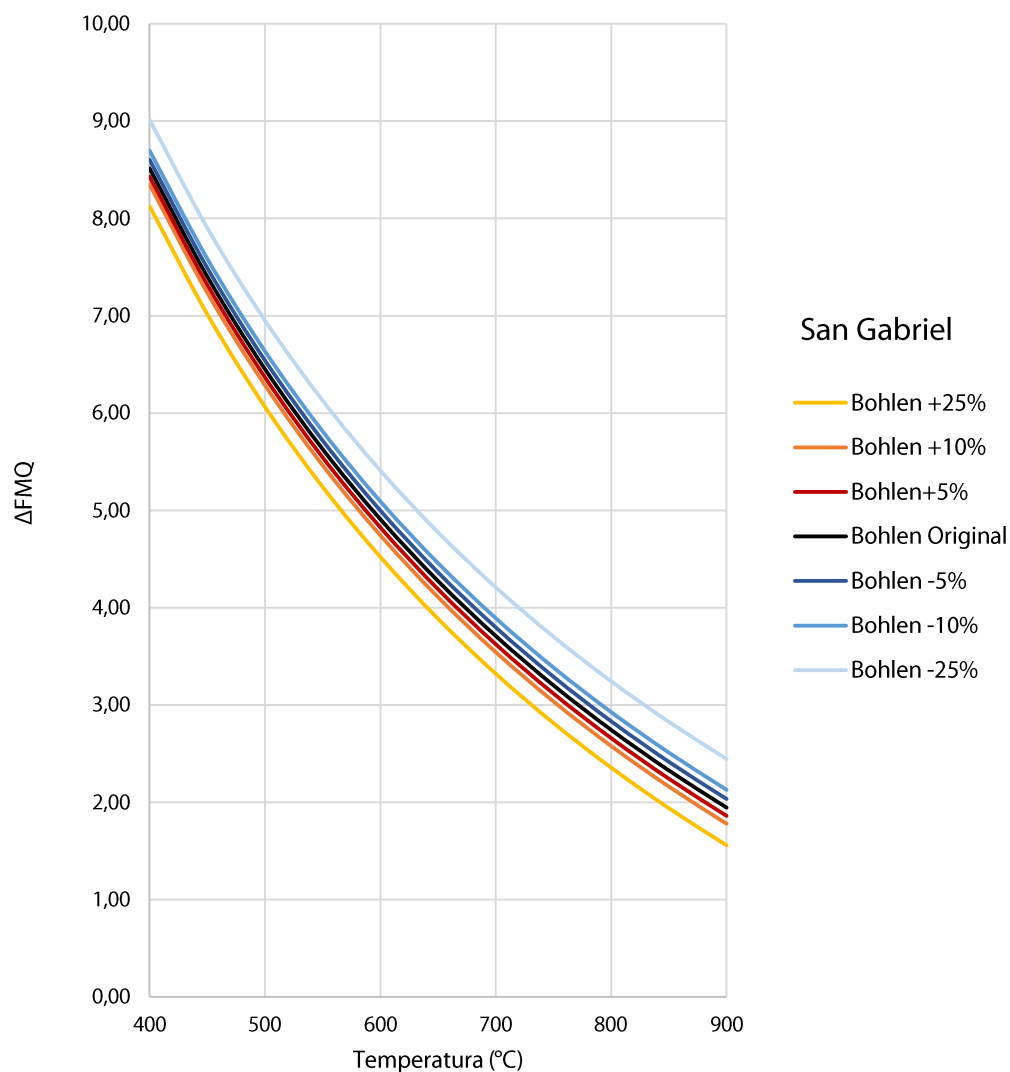


Figura A-18. Análisis de sensibilidad del contenido de OH de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con oxibarometría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Los porcentajes de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en el contenido de OH.

Stock de Tyrone

Tabla A-41. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibarámetro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ -25%	$\log(fO_2)$ -10%	$\log(fO_2)$ -5%	$\log(fO_2)$ Original	$\log(fO_2)$ +5%	$\log(fO_2)$ +10%	$\log(fO_2)$ +25%
400	-19.28	-19.60	-19.69	-19.78	-19.86	-19.94	-20.17
450	-17.76	-18.07	-18.17	-18.26	-18.34	-18.42	-18.65
500	-16.43	-16.75	-16.84	-16.93	-17.02	-17.10	-17.32
550	-15.27	-15.59	-15.68	-15.77	-15.85	-15.93	-16.16
600	-14.24	-14.55	-14.65	-14.74	-14.82	-14.90	-15.12
650	-13.32	-13.64	-13.73	-13.82	-13.90	-13.98	-14.21
700	-12.49	-12.81	-12.90	-12.99	-13.08	-13.16	-13.38
750	-11.75	-12.07	-12.16	-12.25	-12.33	-12.41	-12.64
800	-11.07	-11.39	-11.49	-11.57	-11.66	-11.74	-11.96
850	-10.46	-10.78	-10.87	-10.96	-11.04	-11.12	-11.35
900	-9.90	-10.21	-10.31	-10.40	-10.48	-10.56	-10.79

Tabla A-42. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibarámetro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ -5%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +5%	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%
400	9.44	9.13	9.03	8.94	8.86	8.78	8.56
450	8.33	8.01	7.92	7.83	7.75	7.67	7.44
500	7.38	7.06	6.97	6.88	6.80	6.72	6.49
550	6.56	6.24	6.15	6.06	5.97	5.89	5.67
600	5.84	5.52	5.43	5.34	5.25	5.17	4.95
650	5.20	4.89	4.79	4.70	4.62	4.54	4.31
700	4.64	4.32	4.23	4.14	4.05	3.97	3.75
750	4.13	3.81	3.72	3.63	3.55	3.47	3.24
800	3.67	3.36	3.26	3.17	3.09	3.01	2.78
850	3.26	2.94	2.84	2.76	2.67	2.59	2.37
900	2.87	2.56	2.46	2.37	2.29	2.21	1.99

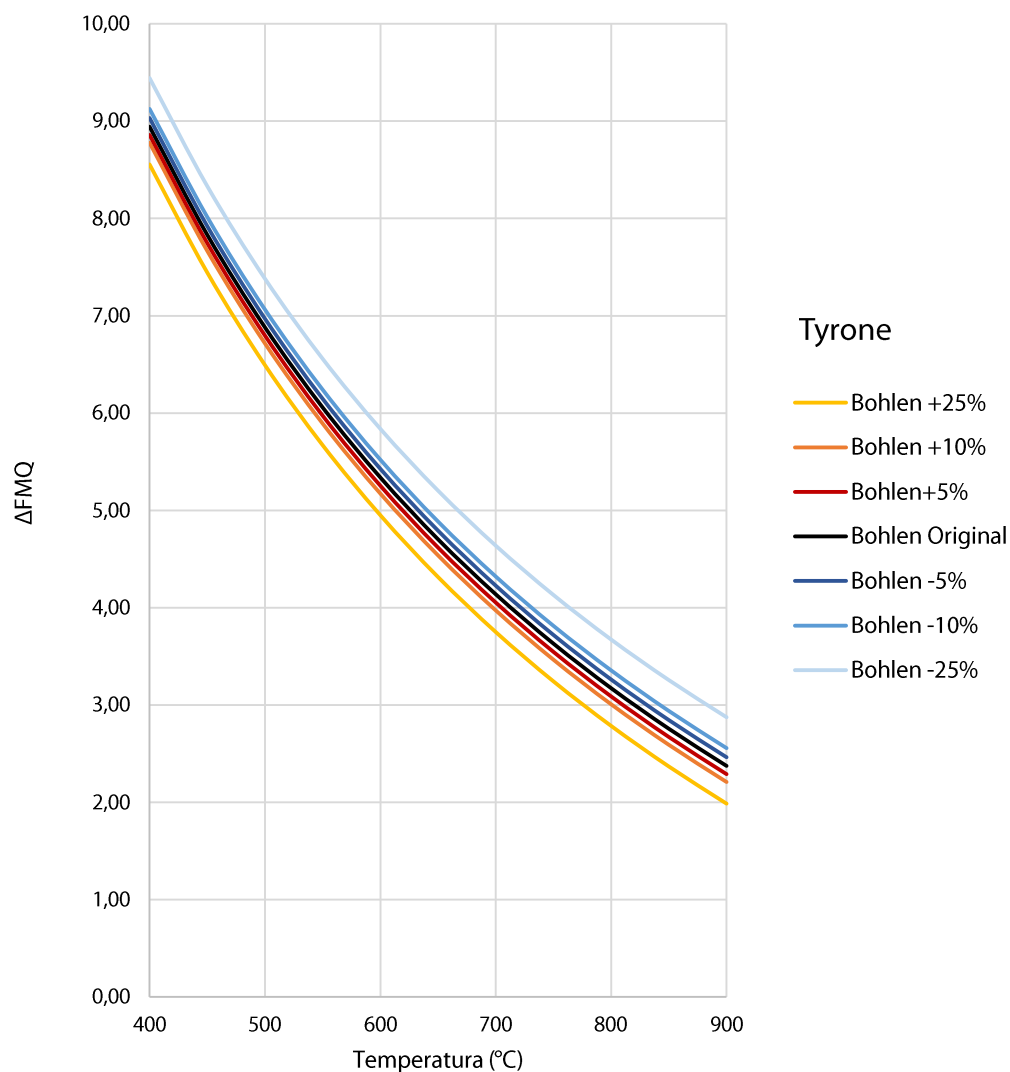


Figura A-19. Análisis de sensibilidad del contenido de OH de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con oxibarometría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Los porcentajes de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en el contenido de OH.

Stock de Hanover-Fierro

Tabla A-43. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ -25%	$\log(fO_2)$ -10%	$\log(fO_2)$ -5%	$\log(fO_2)$ Original	$\log(fO_2)$ +5%	$\log(fO_2)$ +10%	$\log(fO_2)$ +25%
400	-19.38	-19.70	-19.79	-19.88	-19.96	-20.04	-20.27
450	-17.86	-18.17	-18.27	-18.36	-18.44	-18.52	-18.74
500	-16.53	-16.85	-16.94	-17.03	-17.12	-17.20	-17.42
550	-15.37	-15.69	-15.78	-15.87	-15.95	-16.03	-16.26
600	-14.34	-14.65	-14.75	-14.84	-14.92	-15.00	-15.22
650	-13.42	-13.74	-13.83	-13.92	-14.00	-14.08	-14.31
700	-12.59	-12.91	-13.00	-13.09	-13.18	-13.26	-13.48
750	-11.85	-12.17	-12.26	-12.35	-12.43	-12.51	-12.74
800	-11.17	-11.49	-11.58	-11.67	-11.76	-11.84	-12.06
850	-10.56	-10.88	-10.97	-11.06	-11.14	-11.23	-11.45
900	-10.00	-10.31	-10.41	-10.50	-10.58	-10.66	-10.89

Tabla A-44. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibarómetro de biotita ante variaciones de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ en el contenido de OH en la biotita. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ -25%	ΔFMQ -10%	ΔFMQ -5%	ΔFMQ Original	ΔFMQ +5%	ΔFMQ +10%	ΔFMQ +25%
400	9.34	9.03	8.93	8.84	8.76	8.68	8.46
450	8.23	7.91	7.82	7.73	7.65	7.57	7.34
500	7.28	6.96	6.87	6.78	6.70	6.62	6.39
550	6.46	6.14	6.05	5.96	5.87	5.79	5.57
600	5.74	5.42	5.33	5.24	5.15	5.07	4.85
650	5.10	4.79	4.69	4.60	4.52	4.44	4.21
700	4.54	4.22	4.13	4.04	3.95	3.87	3.65
750	4.03	3.71	3.62	3.53	3.45	3.37	3.14
800	3.57	3.26	3.16	3.07	2.99	2.91	2.68
850	3.16	2.84	2.75	2.66	2.57	2.49	2.27
900	2.77	2.46	2.36	2.27	2.19	2.11	1.89

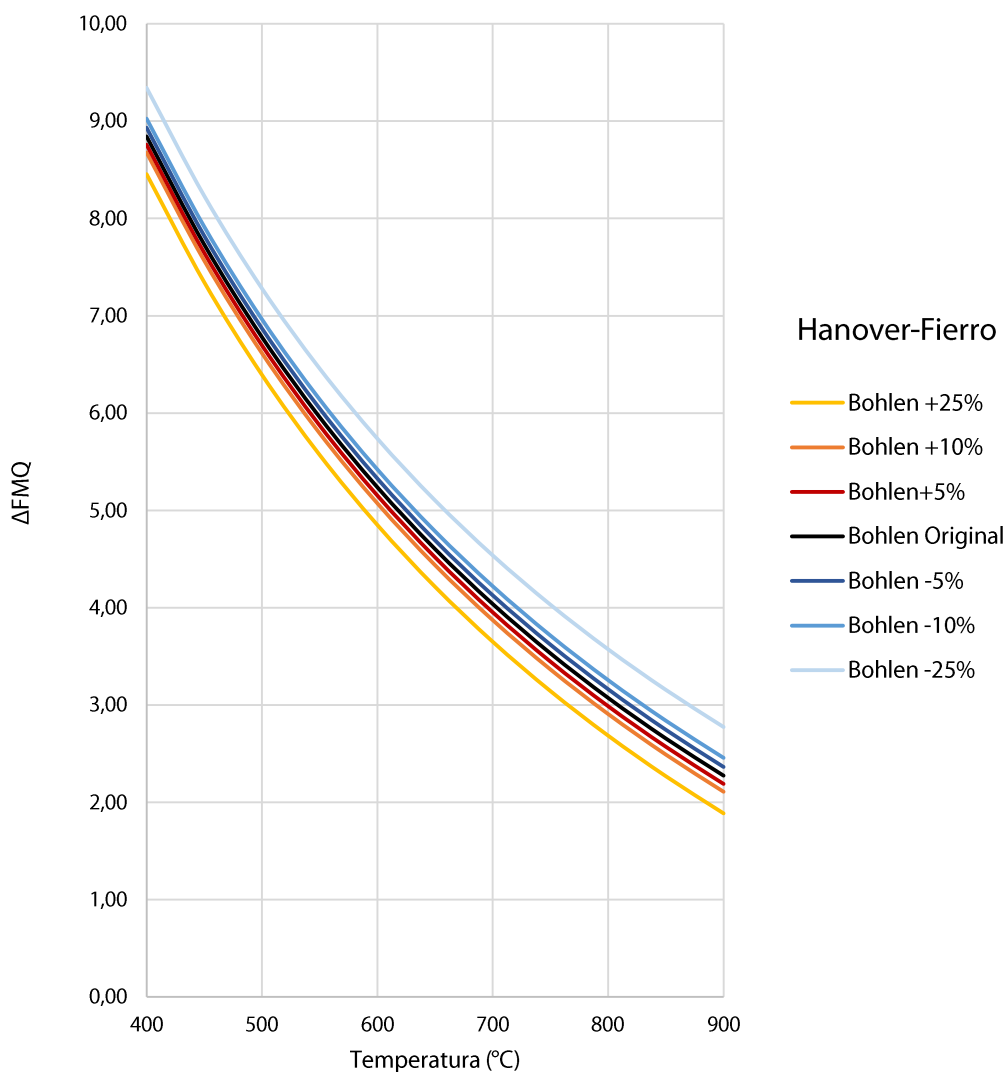


Figura A-20. Análisis de sensibilidad del contenido de OH de la biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con oxibarmetría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anrita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Los porcentajes de $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ y $\pm 25\%$ corresponden a la magnitud de las variaciones en el contenido de OH.

EFFECTOS DE LOS PARÁMETROS DEL OXIBARÓMETRO DE BIOTITA EN LA DETERMINACIÓN DE LA FUGACIDAD DE OXÍGENO

A continuación se anexan las tablas de datos y figuras obtenidas a partir del análisis de sensibilidad para los restantes parámetros del oxibarómetro de biotita en el cálculo de la fugacidad de oxígeno en intrusivos de Chile Central (La Gloria y San Gabriel) y el oeste de EEUU (Tyrone y Hanover-Fierro). Se utiliza el modelo de actividad de anita de Bohlen et al. (1980) de manera fija.

Fugacidad de agua (f_{H_2O})

Plutón La Gloria

Tabla A-45. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibarómetro de biotita ante variaciones en la fugacidad de agua (f_{H_2O}) entre 250 y 2000 bar. La actividad de anita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f_{O_2})$).

T (°C)	$\log(f_{O_2})$ 250 bar	$\log(f_{O_2})$ 500 bar	$\log(f_{O_2})$ 750 bar	$\log(f_{O_2})$ 1000 bar	$\log(f_{O_2})$ 1250 bar	$\log(f_{O_2})$ 1500 bar	$\log(f_{O_2})$ 2000 bar
400	-20.81	-20.21	-19.86	-19.61	-19.41	-19.26	-19.01
450	-19.29	-18.69	-18.34	-18.09	-17.89	-17.73	-17.48
500	-17.97	-17.36	-17.01	-16.76	-16.57	-16.41	-16.16
550	-16.80	-16.20	-15.85	-15.60	-15.40	-15.24	-14.99
600	-15.77	-15.17	-14.82	-14.57	-14.37	-14.21	-13.96
650	-14.85	-14.25	-13.90	-13.65	-13.45	-13.29	-13.04
700	-14.03	-13.42	-13.07	-12.82	-12.63	-12.47	-12.22
750	-13.28	-12.68	-12.33	-12.08	-11.88	-11.73	-11.48
800	-12.61	-12.01	-11.65	-11.40	-11.21	-11.05	-10.80
850	-11.99	-11.39	-11.04	-10.79	-10.59	-10.44	-10.19
900	-11.43	-10.83	-10.48	-10.23	-10.03	-9.87	-9.62

Tabla A-46. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibarómetro de biotita ante variaciones en la fugacidad de agua (f_{H_2O}) entre 250 y 2000 bar. La actividad de anita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ 250 bar	ΔFMQ 500 bar	ΔFMQ 750 bar	ΔFMQ 1000 bar	ΔFMQ 1250 bar	ΔFMQ 1500 bar	ΔFMQ 2000 bar
400	7.91	8.51	8.86	9.11	9.31	9.47	9.72
450	6.80	7.40	7.75	8.00	8.20	8.36	8.61
500	5.85	6.45	6.80	7.05	7.25	7.40	7.65
550	5.02	5.63	5.98	6.23	6.42	6.58	6.83
600	4.30	4.91	5.26	5.51	5.70	5.86	6.11
650	3.67	4.27	4.62	4.87	5.07	5.23	5.48
700	3.10	3.71	4.06	4.31	4.50	4.66	4.91
750	2.60	3.20	3.55	3.80	4.00	4.15	4.40
800	2.14	2.74	3.09	3.34	3.54	3.70	3.95
850	1.72	2.32	2.68	2.93	3.12	3.28	3.53
900	1.34	1.94	2.30	2.55	2.74	2.90	3.15

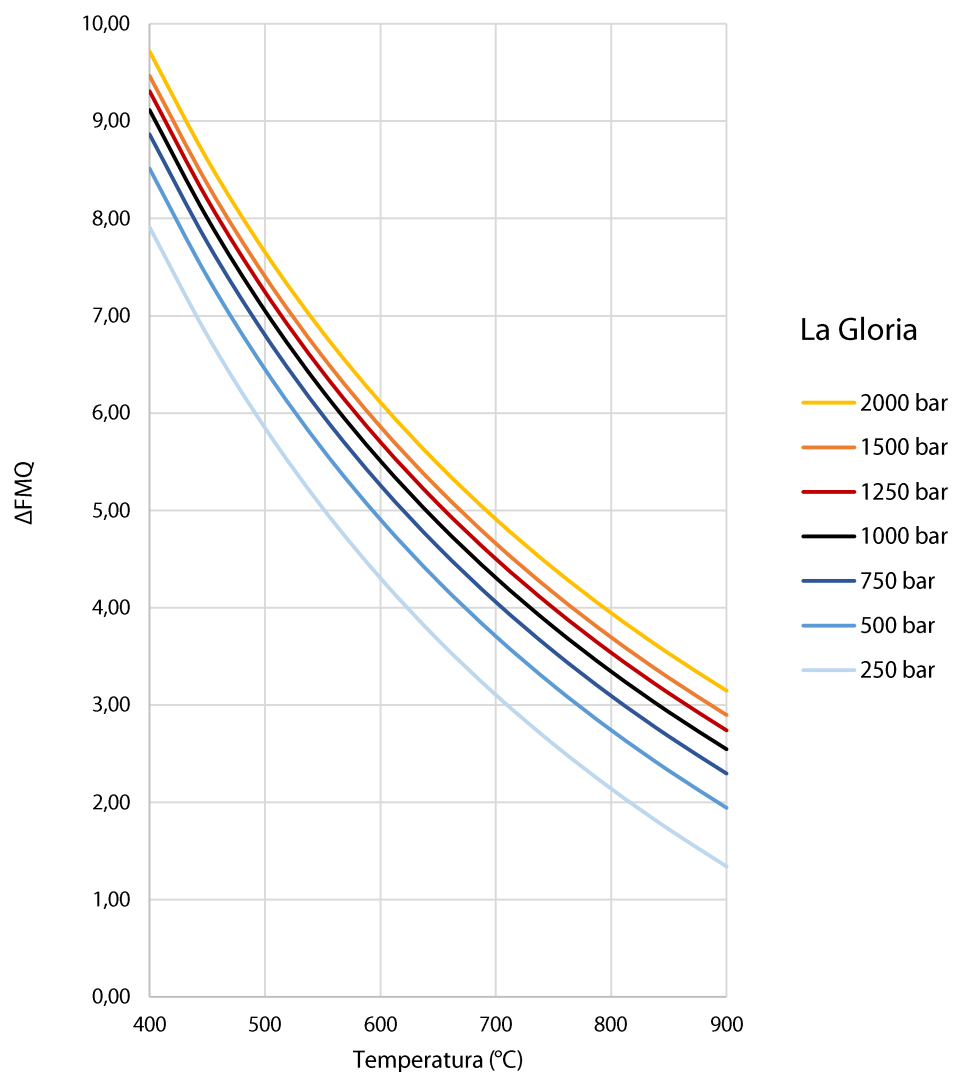


Figura A-21. Análisis de sensibilidad de la fugacidad de agua (f_{H_2O}) en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con oxibarrografía de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de annita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). La fugacidad de agua varía entre 250 y 2000 bar.

Plutón San Gabriel

Tabla A-47. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibarómetro de biotita ante variaciones en la fugacidad de agua (f_{H_2O}) entre 250 y 2000 bar. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f_{O_2})$).

T (°C)	$\log(f_{O_2})$ 250 bar	$\log(f_{O_2})$ 500 bar	$\log(f_{O_2})$ 750 bar	$\log(f_{O_2})$ 1000 bar	$\log(f_{O_2})$ 1250 bar	$\log(f_{O_2})$ 1500 bar	$\log(f_{O_2})$ 2000 bar
400	-21.41	-20.81	-20.46	-20.21	-20.01	-19.86	-19.61
450	-19.89	-19.29	-18.94	-18.69	-18.49	-18.33	-18.08
500	-18.56	-17.96	-17.61	-17.36	-17.17	-17.01	-16.76
550	-17.40	-16.80	-16.45	-16.20	-16.00	-15.84	-15.59
600	-16.37	-15.77	-15.42	-15.17	-14.97	-14.81	-14.56
650	-15.45	-14.85	-14.50	-14.25	-14.05	-13.89	-13.64
700	-14.63	-14.02	-13.67	-13.42	-13.23	-13.07	-12.82
750	-13.88	-13.28	-12.93	-12.68	-12.48	-12.33	-12.08
800	-13.21	-12.61	-12.25	-12.00	-11.81	-11.65	-11.40
850	-12.59	-11.99	-11.64	-11.39	-11.19	-11.04	-10.79
900	-12.03	-11.43	-11.08	-10.83	-10.63	-10.47	-10.22

Tabla A-48. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibarómetro de biotita ante variaciones en la fugacidad de agua (f_{H_2O}) entre 250 y 2000 bar. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ 250 bar	ΔFMQ 500 bar	ΔFMQ 750 bar	ΔFMQ 1000 bar	ΔFMQ 1250 bar	ΔFMQ 1500 bar	ΔFMQ 2000 bar
400	7.31	7.91	8.26	8.51	8.71	8.87	9.12
450	6.20	6.80	7.15	7.40	7.60	7.76	8.01
500	5.25	5.85	6.20	6.45	6.65	6.80	7.05
550	4.42	5.03	5.38	5.63	5.82	5.98	6.23
600	3.70	4.31	4.66	4.91	5.10	5.26	5.51
650	3.07	3.67	4.02	4.27	4.47	4.63	4.88
700	2.50	3.11	3.46	3.71	3.90	4.06	4.31
750	2.00	2.60	2.95	3.20	3.40	3.55	3.80
800	1.54	2.14	2.49	2.74	2.94	3.10	3.35
850	1.12	1.73	2.08	2.33	2.52	2.68	2.93
900	0.74	1.34	1.70	1.95	2.14	2.30	2.55

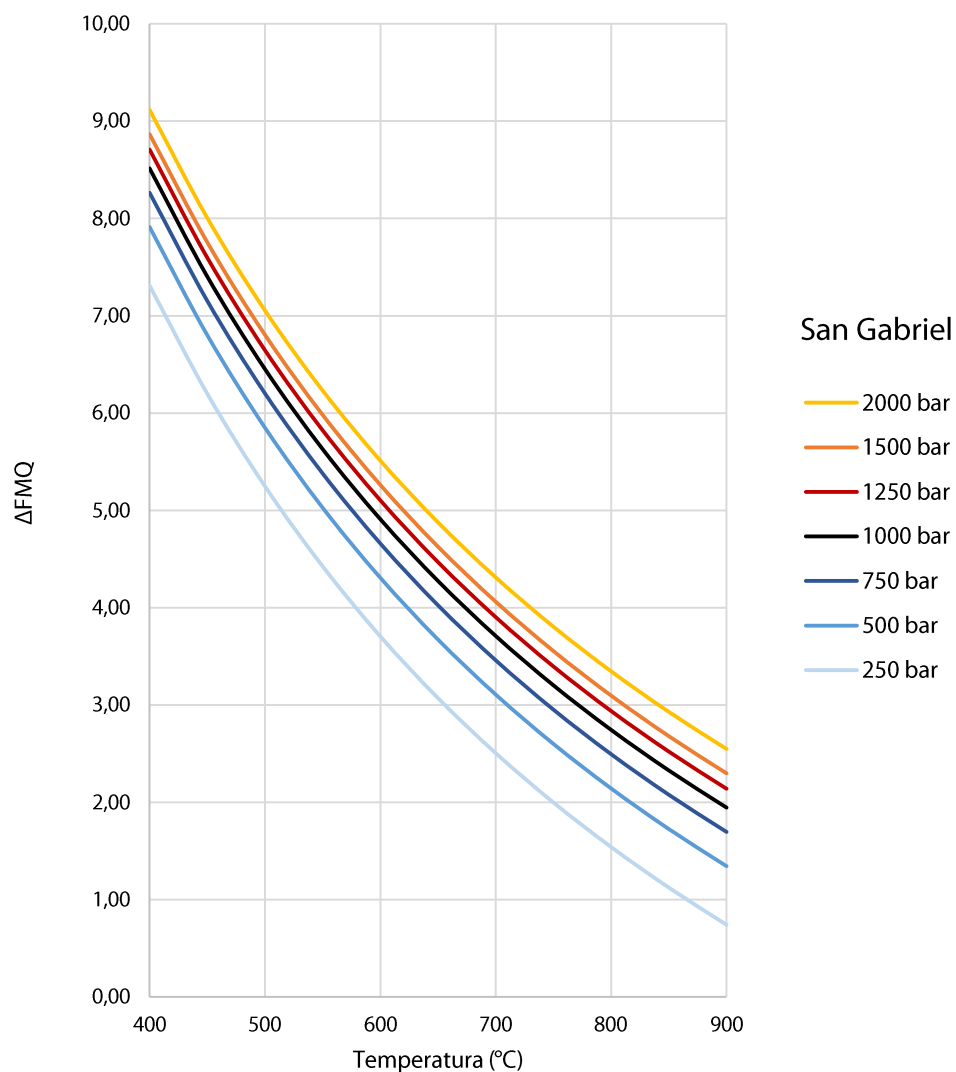


Figura A-22. Análisis de sensibilidad de la fugacidad de agua ($f_{\text{H}_2\text{O}}$) en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con oxibarrografía de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anrita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). La fugacidad de agua varía entre 250 y 2000 bar.

Stock de Tyrone

Tabla A-49. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibarámetro de biotita ante variaciones en la fugacidad de agua (f_{H_2O}) entre 250 y 2000 bar. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f_{O_2})$).

T (°C)	$\log(f_{O_2})$ 250 bar	$\log(f_{O_2})$ 500 bar	$\log(f_{O_2})$ 750 bar	$\log(f_{O_2})$ 1000 bar	$\log(f_{O_2})$ 1250 bar	$\log(f_{O_2})$ 1500 bar	$\log(f_{O_2})$ 2000 bar
400	-20.98	-20.38	-20.03	-19.78	-19.59	-19.43	-19.18
450	-19.46	-18.86	-18.51	-18.26	-18.06	-17.91	-17.66
500	-18.14	-17.53	-17.18	-16.93	-16.74	-16.58	-16.33
550	-16.97	-16.37	-16.02	-15.77	-15.57	-15.42	-15.17
600	-15.94	-15.34	-14.99	-14.74	-14.54	-14.38	-14.14
650	-15.02	-14.42	-14.07	-13.82	-13.62	-13.47	-13.22
700	-14.20	-13.60	-13.24	-12.99	-12.80	-12.64	-12.39
750	-13.45	-12.85	-12.50	-12.25	-12.06	-11.90	-11.65
800	-12.78	-12.18	-11.82	-11.57	-11.38	-11.22	-10.97
850	-12.16	-11.56	-11.21	-10.96	-10.77	-10.61	-10.36
900	-11.60	-11.00	-10.65	-10.40	-10.20	-10.05	-9.80

Tabla A-50. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibarámetro de biotita ante variaciones en la fugacidad de agua (f_{H_2O}) entre 250 y 2000 bar. La actividad de anrita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ 250 bar	ΔFMQ 500 bar	ΔFMQ 750 bar	ΔFMQ 1000 bar	ΔFMQ 1250 bar	ΔFMQ 1500 bar	ΔFMQ 2000 bar
400	7.74	8.34	8.69	8.94	9.14	9.30	9.55
450	6.63	7.23	7.58	7.83	8.03	8.18	8.43
500	5.68	6.28	6.63	6.88	7.07	7.23	7.48
550	4.85	5.46	5.81	6.06	6.25	6.41	6.66
600	4.13	4.74	5.09	5.34	5.53	5.69	5.94
650	3.50	4.10	4.45	4.70	4.90	5.05	5.30
700	2.93	3.54	3.89	4.14	4.33	4.49	4.74
750	2.43	3.03	3.38	3.63	3.82	3.98	4.23
800	1.97	2.57	2.92	3.17	3.37	3.52	3.77
850	1.55	2.15	2.51	2.76	2.95	3.11	3.36
900	1.17	1.77	2.12	2.37	2.57	2.73	2.98

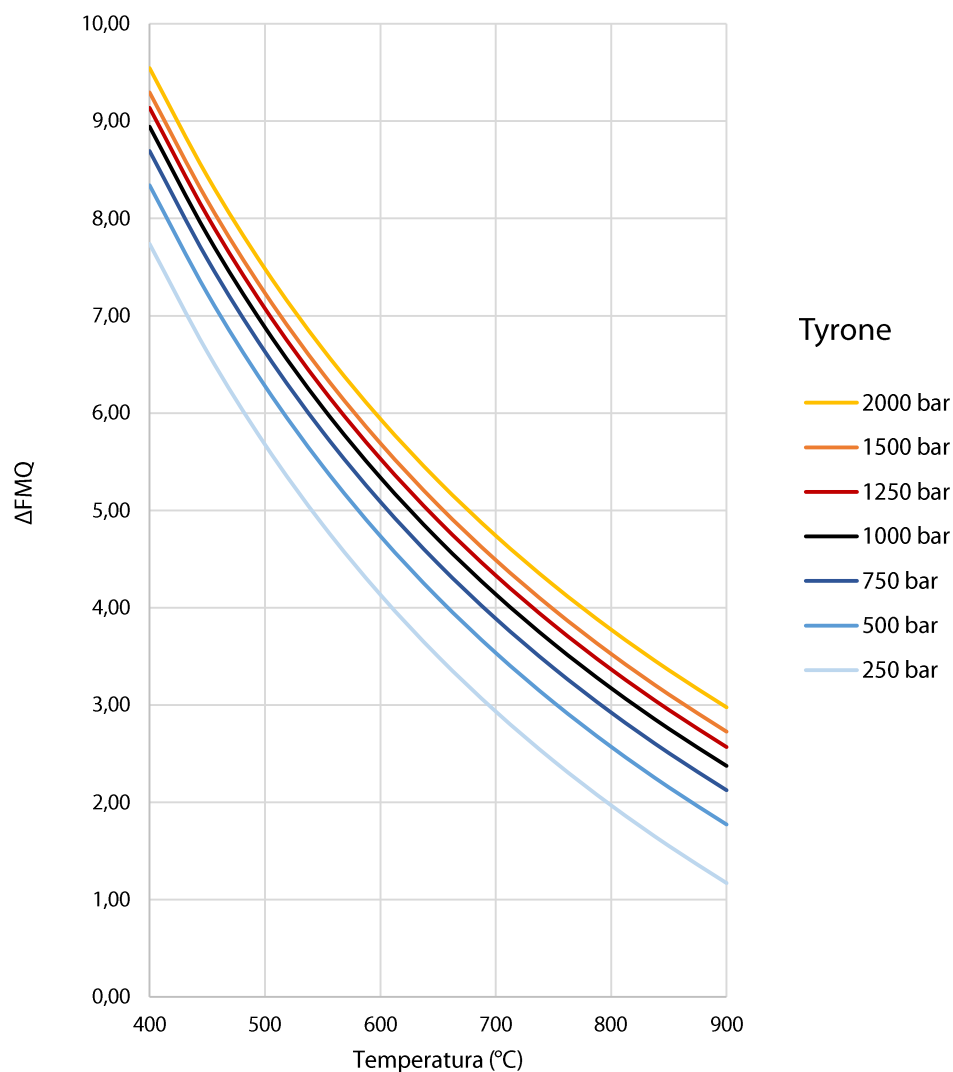


Figura A-23. Análisis de sensibilidad de la fugacidad de agua (f_{H_2O}) en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con oxibarrografía de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anrita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). La fugacidad de agua varía entre 250 y 2000 bar.

Stock de Hanover-Fierro

Tabla A-51. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibariómetro de biotita ante variaciones en la fugacidad de agua (f_{H_2O}) entre 250 y 2000 bar. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(f_{O_2})$).

T (°C)	$\log(f_{O_2})$ 250 bar	$\log(f_{O_2})$ 500 bar	$\log(f_{O_2})$ 750 bar	$\log(f_{O_2})$ 1000 bar	$\log(f_{O_2})$ 1250 bar	$\log(f_{O_2})$ 1500 bar	$\log(f_{O_2})$ 2000 bar
400	-21.08	-20.48	-20.13	-19.88	-19.69	-19.53	-19.28
450	-19.56	-18.96	-18.61	-18.36	-18.16	-18.01	-17.76
500	-18.24	-17.63	-17.28	-17.03	-16.84	-16.68	-16.43
550	-17.07	-16.47	-16.12	-15.87	-15.67	-15.52	-15.27
600	-16.04	-15.44	-15.09	-14.84	-14.64	-14.48	-14.24
650	-15.12	-14.52	-14.17	-13.92	-13.72	-13.57	-13.32
700	-14.30	-13.70	-13.34	-13.09	-12.90	-12.74	-12.49
750	-13.55	-12.95	-12.60	-12.35	-12.16	-12.00	-11.75
800	-12.88	-12.28	-11.92	-11.67	-11.48	-11.32	-11.07
850	-12.26	-11.66	-11.31	-11.06	-10.87	-10.71	-10.46
900	-11.70	-11.10	-10.75	-10.50	-10.30	-10.15	-9.90

Tabla A-52. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibariómetro de biotita ante variaciones en la fugacidad de agua (f_{H_2O}) entre 250 y 2000 bar. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ 250 bar	ΔFMQ 500 bar	ΔFMQ 750 bar	ΔFMQ 1000 bar	ΔFMQ 1250 bar	ΔFMQ 1500 bar	ΔFMQ 2000 bar
400	7.64	8.24	8.59	8.84	9.04	9.20	9.45
450	6.53	7.13	7.48	7.73	7.93	8.08	8.33
500	5.58	6.18	6.53	6.78	6.97	7.13	7.38
550	4.75	5.36	5.71	5.96	6.15	6.31	6.56
600	4.03	4.64	4.99	5.24	5.43	5.59	5.84
650	3.40	4.00	4.35	4.60	4.80	4.95	5.20
700	2.83	3.44	3.79	4.04	4.23	4.39	4.64
750	2.33	2.93	3.28	3.53	3.72	3.88	4.13
800	1.87	2.47	2.82	3.07	3.27	3.42	3.67
850	1.45	2.05	2.41	2.66	2.85	3.01	3.26
900	1.07	1.67	2.02	2.27	2.47	2.63	2.88

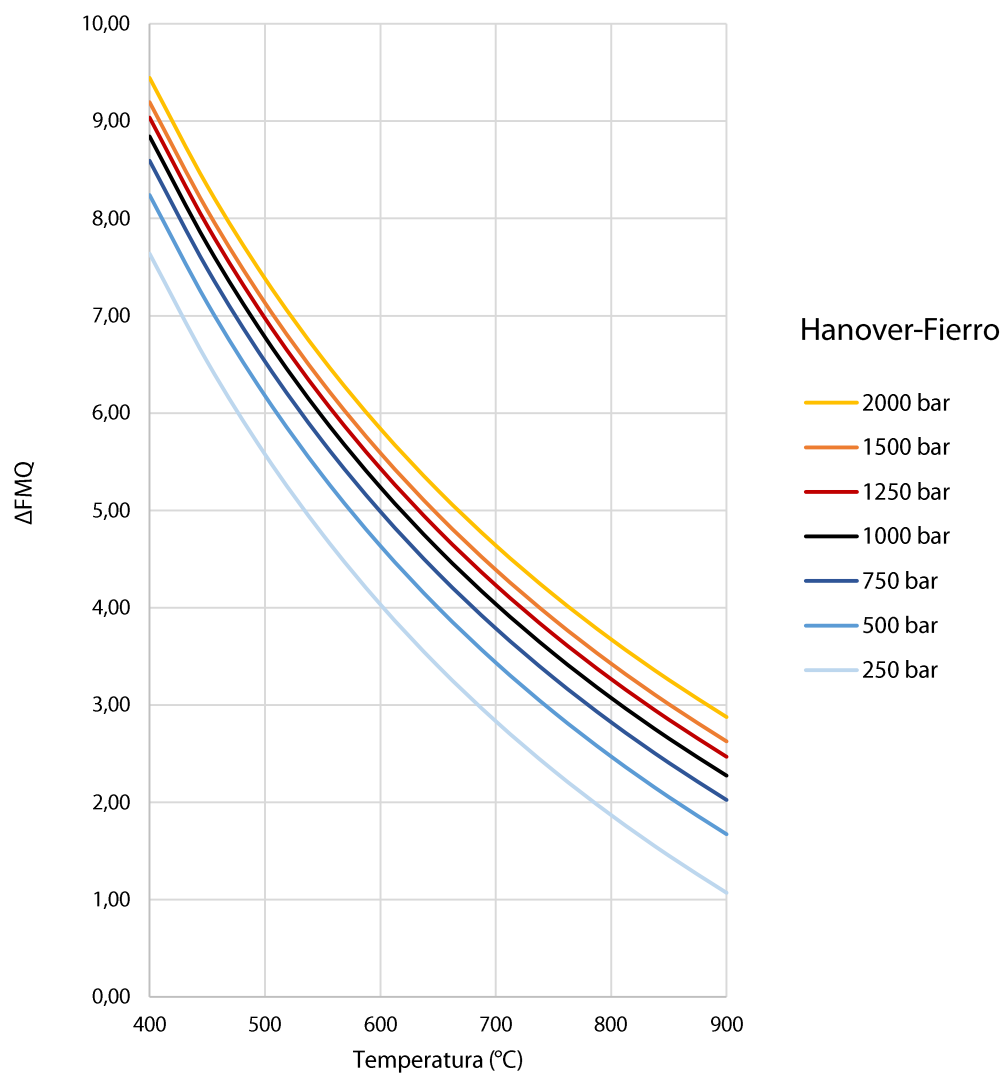


Figura A-24. Análisis de sensibilidad de la fugacidad de agua ($f_{\text{H}_2\text{O}}$) en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con oxibarrografía de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anrita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). La fugacidad de agua varía entre 250 y 2000 bar.

Actividad de sanidina

Plutón La Gloria

Tabla A-53. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibárometro de biotita ante variaciones en la actividad de sanidina (a_{Kfs}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 1.00$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.88$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.80$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.70$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.60$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.50$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.40$
400	-19.50	-19.61	-19.69	-19.81	-19.94	-20.10	-20.29
450	-17.98	-18.09	-18.17	-18.28	-18.42	-18.58	-18.77
500	-16.65	-16.76	-16.84	-16.96	-17.09	-17.25	-17.45
550	-15.49	-15.60	-15.68	-15.80	-15.93	-16.09	-16.28
600	-14.45	-14.57	-14.65	-14.76	-14.90	-15.06	-15.25
650	-13.54	-13.65	-13.73	-13.85	-13.98	-14.14	-14.33
700	-12.71	-12.82	-12.90	-13.02	-13.15	-13.31	-13.51
750	-11.97	-12.08	-12.16	-12.28	-12.41	-12.57	-12.76
800	-11.29	-11.40	-11.49	-11.60	-11.74	-11.89	-12.09
850	-10.68	-10.79	-10.87	-10.99	-11.12	-11.28	-11.47
900	-10.12	-10.23	-10.31	-10.43	-10.56	-10.72	-10.91

Tabla A-54. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibárometro de biotita ante variaciones en la actividad de sanidina (a_{Kfs}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ $a_{Kfs} = 1.00$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.88$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.80$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.70$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.60$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.50$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.40$
400	9.23	9.11	9.03	8.92	8.78	8.62	8.43
450	8.11	8.00	7.92	7.80	7.67	7.51	7.32
500	7.16	7.05	6.97	6.85	6.72	6.56	6.37
550	6.34	6.23	6.15	6.03	5.90	5.74	5.54
600	5.62	5.51	5.43	5.31	5.18	5.02	4.82
650	4.98	4.87	4.79	4.67	4.54	4.38	4.19
700	4.42	4.31	4.23	4.11	3.98	3.82	3.62
750	3.91	3.80	3.72	3.60	3.47	3.31	3.12
800	3.45	3.34	3.26	3.14	3.01	2.85	2.66
850	3.04	2.93	2.84	2.73	2.59	2.44	2.24
900	2.66	2.55	2.46	2.35	2.21	2.05	1.86

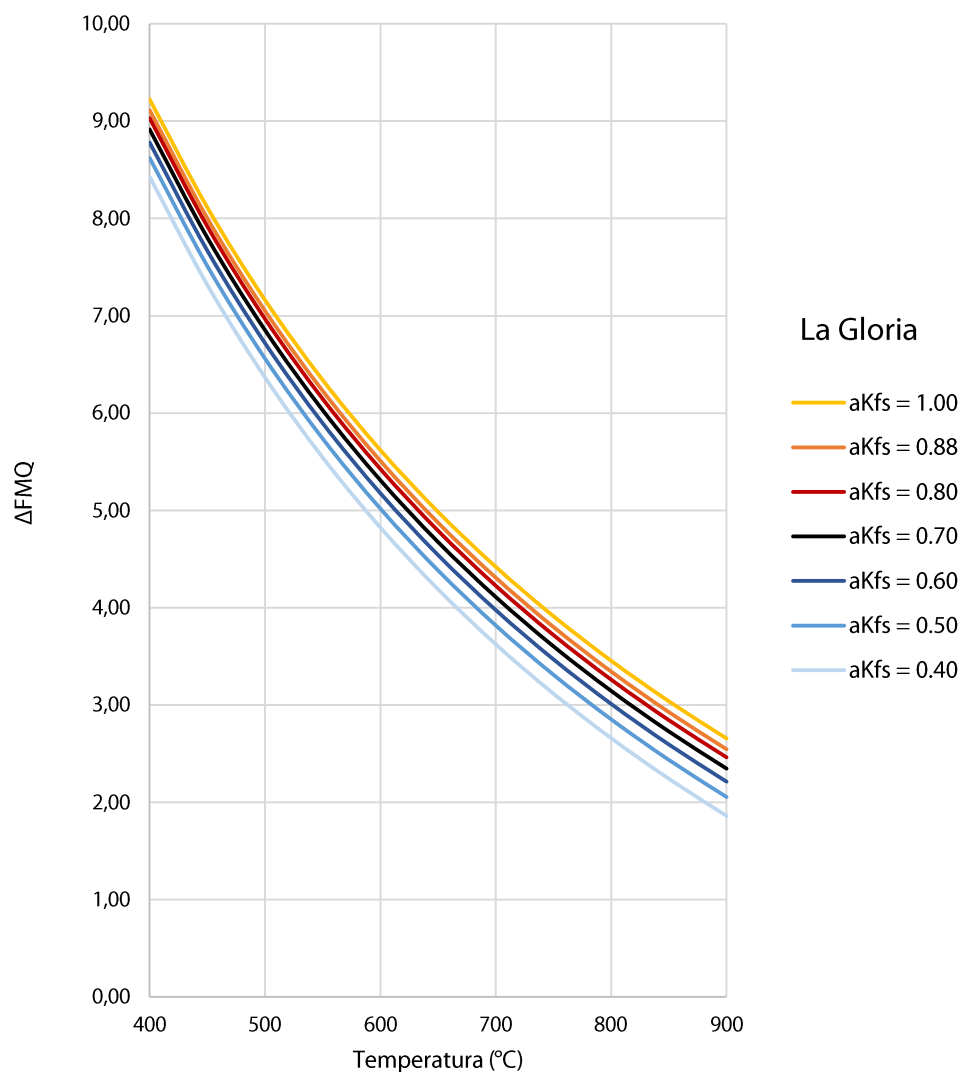


Figura A-25. Análisis de sensibilidad de la actividad de sanidina (a_{Kfs}) en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con oxibarmetría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de annita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). La actividad de sanidina varía entre 0.40 y 1.00.

Plutón San Gabriel

Tabla A-55. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibarómetro de biotita ante variaciones en la actividad de sanidina (a_{Kfs}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 1.00$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.91$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.80$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.70$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.60$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.50$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.40$
400	-20.13	-20.21	-20.32	-20.44	-20.57	-20.73	-20.92
450	-18.60	-18.69	-18.80	-18.91	-19.05	-19.21	-19.40
500	-17.28	-17.36	-17.47	-17.59	-17.72	-17.88	-18.07
550	-16.11	-16.20	-16.31	-16.42	-16.56	-16.72	-16.91
600	-15.08	-15.17	-15.28	-15.39	-15.53	-15.69	-15.88
650	-14.16	-14.25	-14.36	-14.47	-14.61	-14.77	-14.96
700	-13.34	-13.42	-13.53	-13.65	-13.78	-13.94	-14.14
750	-12.60	-12.68	-12.79	-12.91	-13.04	-13.20	-13.39
800	-11.92	-12.00	-12.11	-12.23	-12.36	-12.52	-12.72
850	-11.31	-11.39	-11.50	-11.62	-11.75	-11.91	-12.10
900	-10.74	-10.83	-10.94	-11.05	-11.19	-11.35	-11.54

Tabla A-56. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibarómetro de biotita ante variaciones en la actividad de sanidina (a_{Kfs}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ $a_{Kfs} = 1.00$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.91$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.80$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.70$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.60$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.50$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.40$
400	8.60	8.51	8.40	8.29	8.15	7.99	7.80
450	7.49	7.40	7.29	7.18	7.04	6.88	6.69
500	6.53	6.45	6.34	6.22	6.09	5.93	5.74
550	5.71	5.63	5.52	5.40	5.27	5.11	4.91
600	4.99	4.91	4.80	4.68	4.55	4.39	4.20
650	4.36	4.27	4.16	4.05	3.91	3.75	3.56
700	3.79	3.71	3.60	3.48	3.35	3.19	2.99
750	3.28	3.20	3.09	2.97	2.84	2.68	2.49
800	2.83	2.74	2.63	2.52	2.38	2.22	2.03
850	2.41	2.33	2.22	2.10	1.97	1.81	1.61
900	2.03	1.95	1.83	1.72	1.58	1.43	1.23

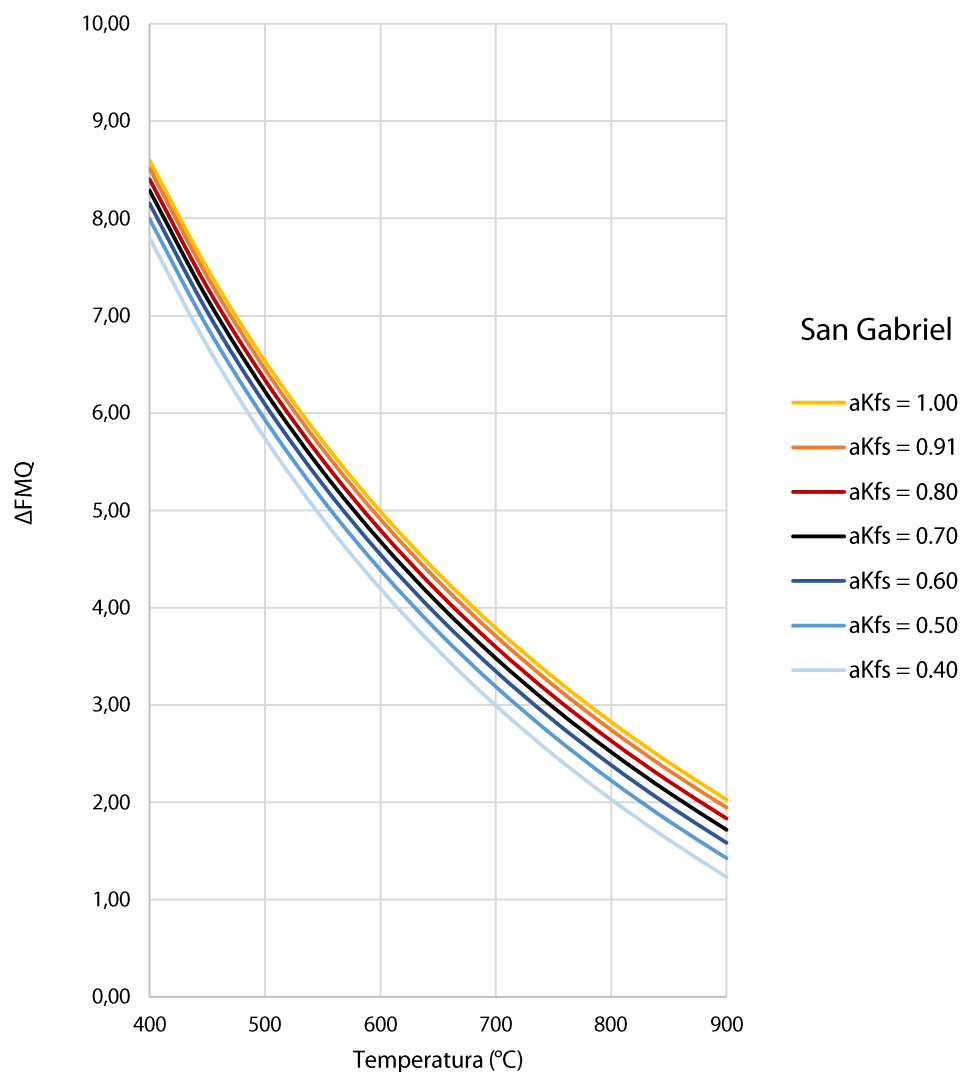


Figura A-26. Análisis de sensibilidad de la actividad de sanidina (a_{Kfs}) en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con oxibarrografía de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de annita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). La actividad de sanidina varía entre 0.40 y 1.00.

Stock de Tyrone

Tabla A-57. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibarámetro de biotita ante variaciones en la actividad de sanidina (a_{Kfs}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 1.00$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.88$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.80$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.70$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.60$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.50$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.40$
400	-19.67	-19.78	-19.86	-19.98	-20.11	-20.27	-20.46
450	-18.15	-18.26	-18.34	-18.46	-18.59	-18.75	-18.94
500	-16.82	-16.93	-17.01	-17.13	-17.26	-17.42	-17.62
550	-15.66	-15.77	-15.85	-15.97	-16.10	-16.26	-16.45
600	-14.63	-14.74	-14.82	-14.94	-15.07	-15.23	-15.42
650	-13.71	-13.82	-13.90	-14.02	-14.15	-14.31	-14.50
700	-12.88	-12.99	-13.08	-13.19	-13.33	-13.48	-13.68
750	-12.14	-12.25	-12.33	-12.45	-12.58	-12.74	-12.93
800	-11.46	-11.57	-11.66	-11.77	-11.91	-12.07	-12.26
850	-10.85	-10.96	-11.04	-11.16	-11.29	-11.45	-11.64
900	-10.29	-10.40	-10.48	-10.60	-10.73	-10.89	-11.08

Tabla A-58. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibarámetro de biotita ante variaciones en la actividad de sanidina (a_{Kfs}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ $a_{Kfs} = 1.00$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.88$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.80$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.70$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.60$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.50$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.40$
400	9.05	8.94	8.86	8.74	8.61	8.45	8.26
450	7.94	7.83	7.75	7.63	7.50	7.34	7.15
500	6.99	6.88	6.80	6.68	6.55	6.39	6.20
550	6.17	6.06	5.97	5.86	5.72	5.57	5.37
600	5.45	5.34	5.25	5.14	5.01	4.85	4.65
650	4.81	4.70	4.62	4.50	4.37	4.21	4.02
700	4.25	4.14	4.05	3.94	3.80	3.65	3.45
750	3.74	3.63	3.55	3.43	3.30	3.14	2.95
800	3.28	3.17	3.09	2.97	2.84	2.68	2.49
850	2.87	2.76	2.67	2.56	2.42	2.26	2.07
900	2.49	2.37	2.29	2.18	2.04	1.88	1.69

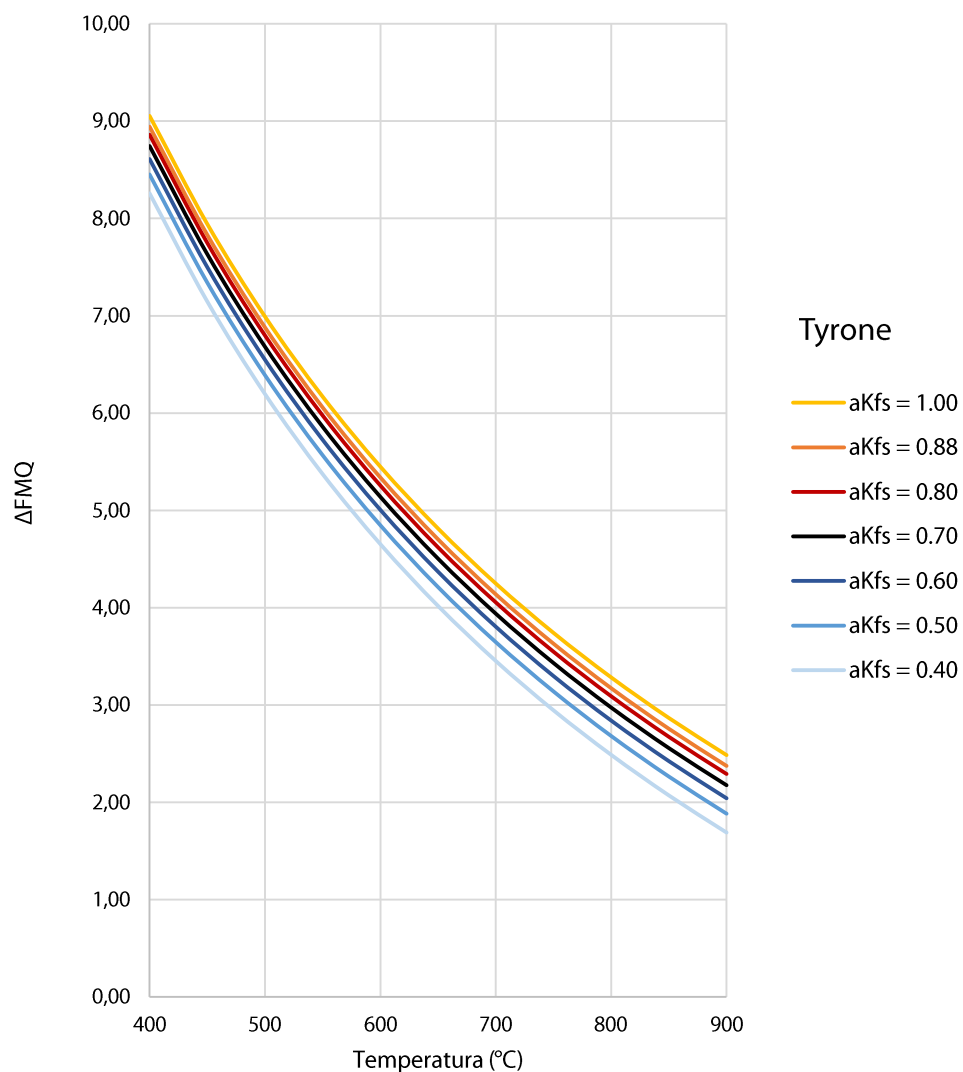


Figura A-27. Análisis de sensibilidad de la actividad de sanidina (a_{Kfs}) en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con oxibarmetría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de annita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). La actividad de sanidina varía entre 0.40 y 1.00.

Stock de Hanover-Fierro

Tabla A-59. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibarómetro de biotita ante variaciones en la actividad de sanidina (a_{Kfs}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 1.00$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.87$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.80$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.70$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.60$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.50$	$\log(fO_2)$ $a_{Kfs} = 0.40$
400	-19.76	-19.88	-19.95	-20.07	-20.20	-20.36	-20.55
450	-18.24	-18.36	-18.43	-18.55	-18.68	-18.84	-19.03
500	-16.91	-17.03	-17.11	-17.22	-17.35	-17.51	-17.71
550	-15.75	-15.87	-15.94	-16.06	-16.19	-16.35	-16.54
600	-14.72	-14.84	-14.91	-15.03	-15.16	-15.32	-15.51
650	-13.80	-13.92	-13.99	-14.11	-14.24	-14.40	-14.59
700	-12.97	-13.09	-13.17	-13.28	-13.42	-13.57	-13.77
750	-12.23	-12.35	-12.42	-12.54	-12.67	-12.83	-13.02
800	-11.55	-11.67	-11.75	-11.86	-12.00	-12.16	-12.35
850	-10.94	-11.06	-11.13	-11.25	-11.38	-11.54	-11.73
900	-10.38	-10.50	-10.57	-10.69	-10.82	-10.98	-11.17

Tabla A-60. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibarómetro de biotita ante variaciones en la actividad de sanidina (a_{Kfs}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ $a_{Kfs} = 1.00$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.87$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.80$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.70$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.60$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.50$	ΔFMQ $a_{Kfs} = 0.40$
400	8.96	8.84	8.77	8.65	8.52	8.36	8.17
450	7.85	7.73	7.66	7.54	7.41	7.25	7.06
500	6.90	6.78	6.71	6.59	6.46	6.30	6.11
550	6.08	5.96	5.88	5.77	5.63	5.48	5.28
600	5.36	5.24	5.16	5.05	4.91	4.76	4.56
650	4.72	4.60	4.53	4.41	4.28	4.12	3.93
700	4.16	4.04	3.96	3.85	3.71	3.56	3.36
750	3.65	3.53	3.46	3.34	3.21	3.05	2.86
800	3.19	3.07	3.00	2.88	2.75	2.59	2.40
850	2.78	2.66	2.58	2.47	2.33	2.17	1.98
900	2.40	2.27	2.20	2.09	1.95	1.79	1.60

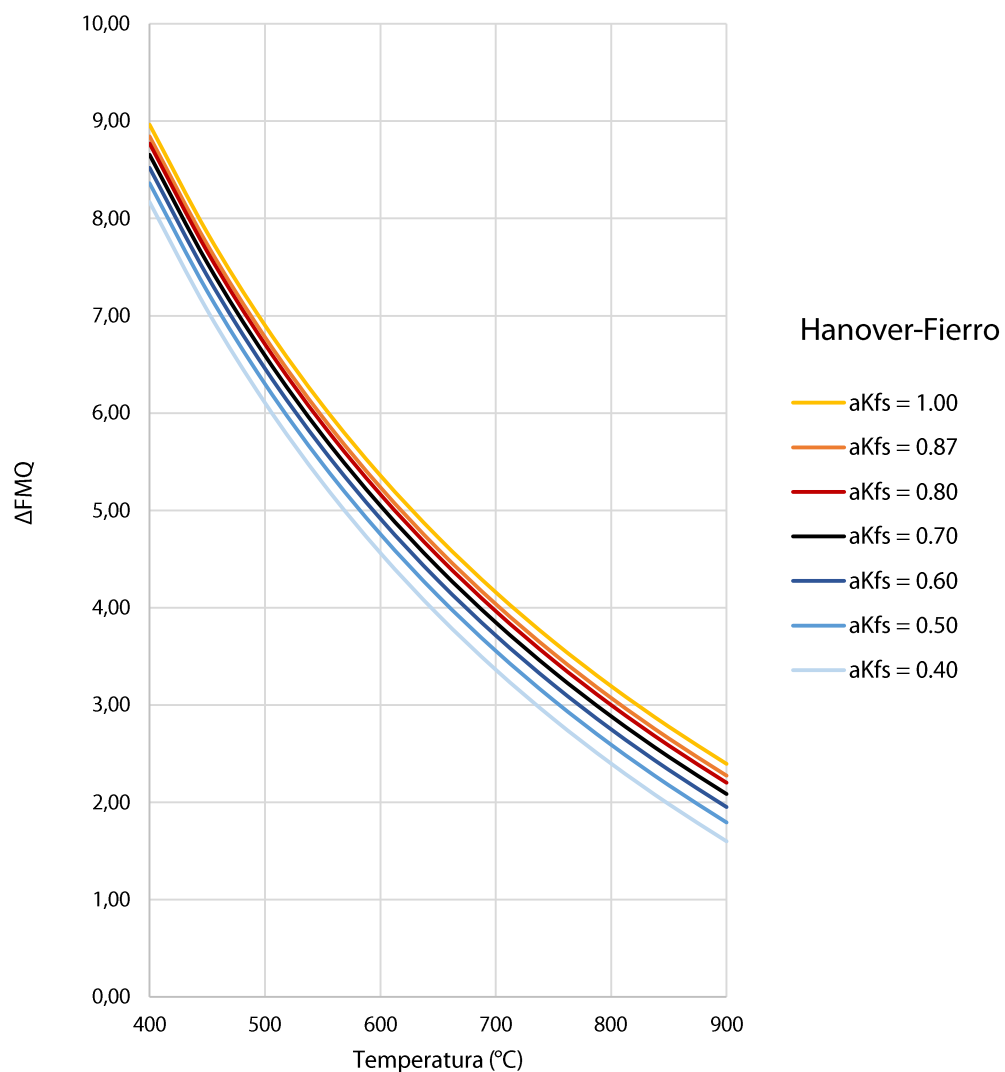


Figura A-28. Análisis de sensibilidad de la actividad de sanidina (a_{Kfs}) en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con oxibarrografía de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de anrita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). La actividad de sanidina varía entre 0.40 y 1.00.

Actividad de magnetita

Plutón La Gloria

Tabla A-61. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibárometro de biotita ante variaciones en la actividad de magnetita (a_{Mt}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 1.00$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.90$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.80$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.70$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.60$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.50$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.40$
400	-19.61	-19.70	-19.80	-19.92	-20.05	-20.21	-20.40
450	-18.09	-18.18	-18.28	-18.40	-18.53	-18.69	-18.88
500	-16.76	-16.85	-16.95	-17.07	-17.20	-17.36	-17.56
550	-15.60	-15.69	-15.79	-15.91	-16.04	-16.20	-16.39
600	-14.57	-14.66	-14.76	-14.88	-15.01	-15.17	-15.36
650	-13.65	-13.74	-13.84	-13.96	-14.09	-14.25	-14.44
700	-12.82	-12.91	-13.02	-13.13	-13.27	-13.42	-13.62
750	-12.08	-12.17	-12.27	-12.39	-12.52	-12.68	-12.87
800	-11.40	-11.49	-11.60	-11.71	-11.85	-12.01	-12.20
850	-10.79	-10.88	-10.98	-11.10	-11.23	-11.39	-11.58
900	-10.23	-10.32	-10.42	-10.54	-10.67	-10.83	-11.02

Tabla A-62. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con el oxibárometro de biotita ante variaciones en la actividad de magnetita (a_{Mt}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ $a_{Mt} = 1.00$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.90$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.80$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.70$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.60$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.50$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.40$
400	9.11	9.02	8.92	8.80	8.67	8.51	8.32
450	8.00	7.91	7.81	7.69	7.56	7.40	7.21
500	7.05	6.96	6.86	6.74	6.61	6.45	6.26
550	6.23	6.14	6.03	5.92	5.78	5.63	5.43
600	5.51	5.42	5.31	5.20	5.07	4.91	4.71
650	4.87	4.78	4.68	4.56	4.43	4.27	4.08
700	4.31	4.22	4.11	4.00	3.86	3.71	3.51
750	3.80	3.71	3.61	3.49	3.36	3.20	3.01
800	3.34	3.25	3.15	3.03	2.90	2.74	2.55
850	2.93	2.84	2.73	2.62	2.48	2.32	2.13
900	2.55	2.45	2.35	2.24	2.10	1.94	1.75

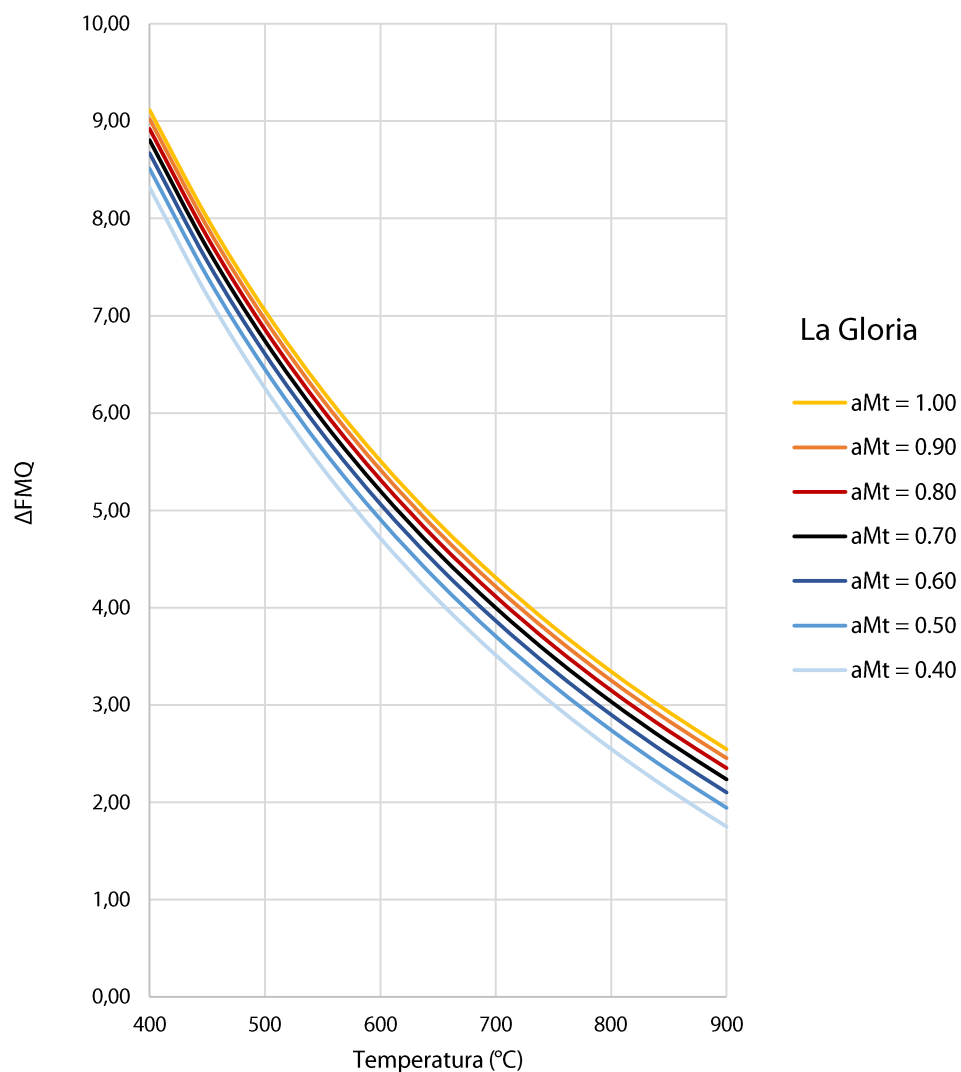


Figura A-29. Análisis de sensibilidad de la actividad de magnetita (a_{Mt}) en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón La Gloria con oxibarrografía de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de magnetita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). La actividad de magnetita varía entre 0.40 y 1.00.

Plutón San Gabriel

Tabla A-63. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibarómetro de biotita ante variaciones en la actividad de magnetita (a_{Mt}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 1.00$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.90$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.80$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.70$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.60$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.50$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.40$
400	-20.21	-20.30	-20.40	-20.52	-20.65	-20.81	-21.00
450	-18.69	-18.78	-18.88	-19.00	-19.13	-19.29	-19.48
500	-17.36	-17.45	-17.55	-17.67	-17.80	-17.96	-18.16
550	-16.20	-16.29	-16.39	-16.51	-16.64	-16.80	-16.99
600	-15.17	-15.26	-15.36	-15.48	-15.61	-15.77	-15.96
650	-14.25	-14.34	-14.44	-14.56	-14.69	-14.85	-15.04
700	-13.42	-13.51	-13.62	-13.73	-13.87	-14.02	-14.22
750	-12.68	-12.77	-12.87	-12.99	-13.12	-13.28	-13.47
800	-12.00	-12.09	-12.20	-12.31	-12.45	-12.61	-12.80
850	-11.39	-11.48	-11.58	-11.70	-11.83	-11.99	-12.18
900	-10.83	-10.92	-11.02	-11.14	-11.27	-11.43	-11.62

Tabla A-64. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con el oxibarómetro de biotita ante variaciones en la actividad de magnetita (a_{Mt}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ $a_{Mt} = 1.00$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.90$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.80$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.70$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.60$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.50$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.40$
400	8.51	8.42	8.32	8.20	8.07	7.91	7.72
450	7.40	7.31	7.21	7.09	6.96	6.80	6.61
500	6.45	6.36	6.26	6.14	6.01	5.85	5.66
550	5.63	5.54	5.44	5.32	5.19	5.03	4.83
600	4.91	4.82	4.72	4.60	4.47	4.31	4.11
650	4.27	4.18	4.08	3.96	3.83	3.67	3.48
700	3.71	3.62	3.52	3.40	3.27	3.11	2.91
750	3.20	3.11	3.01	2.89	2.76	2.60	2.41
800	2.74	2.65	2.55	2.43	2.30	2.14	1.95
850	2.33	2.24	2.13	2.02	1.88	1.73	1.53
900	1.95	1.85	1.75	1.64	1.50	1.34	1.15

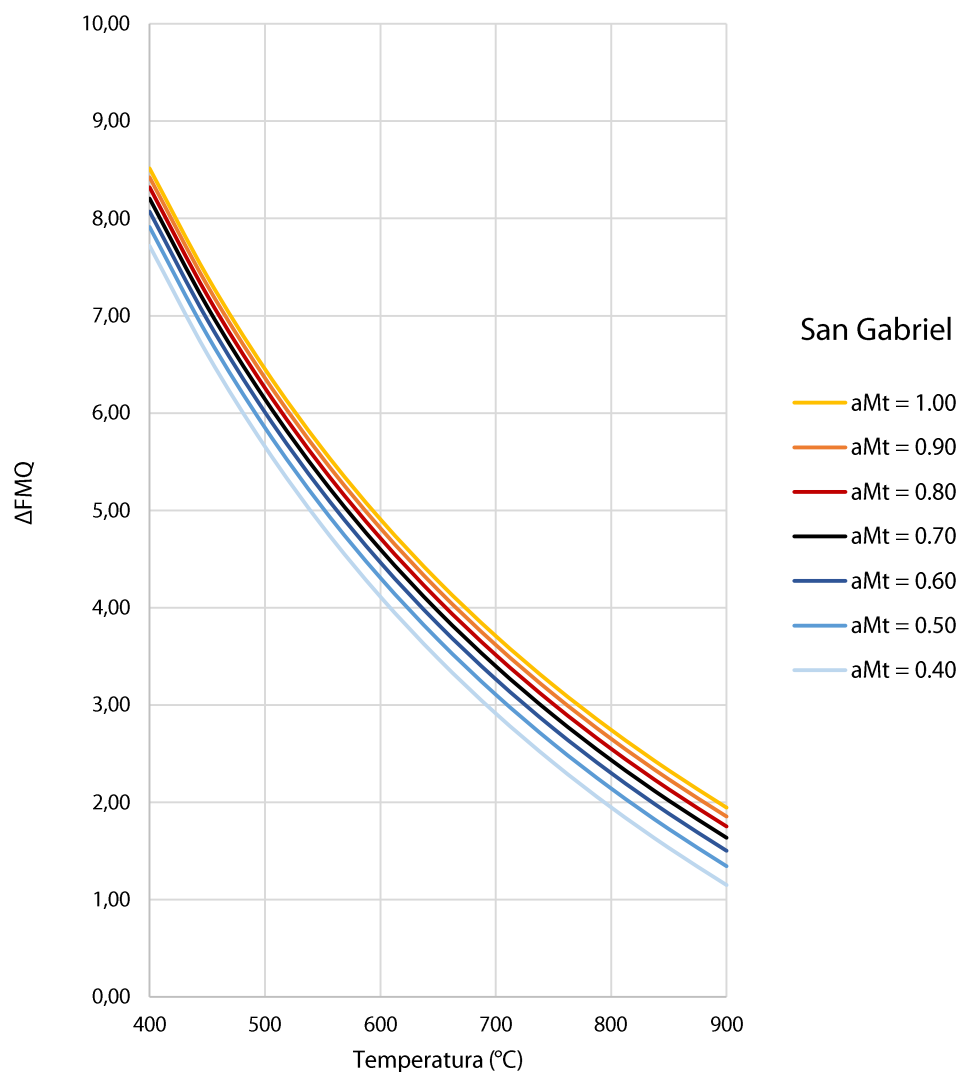


Figura A-30. Análisis de sensibilidad de la actividad de magnetita (a_{Mt}) en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del plutón San Gabriel con oxibarrografía de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de magnetita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). La actividad de magnetita varía entre 0.40 y 1.00.

Stock de Tyrone

Tabla A-65. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibárometro de biotita ante variaciones en la actividad de magnetita (a_{Mt}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 1.00$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.90$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.80$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.70$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.60$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.50$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.40$
400	-19.78	-19.87	-19.97	-20.09	-20.22	-20.38	-20.58
450	-18.26	-18.35	-18.45	-18.57	-18.70	-18.86	-19.05
500	-16.93	-17.02	-17.13	-17.24	-17.38	-17.53	-17.73
550	-15.77	-15.86	-15.96	-16.08	-16.21	-16.37	-16.56
600	-14.74	-14.83	-14.93	-15.05	-15.18	-15.34	-15.53
650	-13.82	-13.91	-14.01	-14.13	-14.26	-14.42	-14.61
700	-12.99	-13.08	-13.19	-13.30	-13.44	-13.60	-13.79
750	-12.25	-12.34	-12.44	-12.56	-12.69	-12.85	-13.04
800	-11.57	-11.67	-11.77	-11.88	-12.02	-12.18	-12.37
850	-10.96	-11.05	-11.15	-11.27	-11.40	-11.56	-11.76
900	-10.40	-10.49	-10.59	-10.71	-10.84	-11.00	-11.19

Tabla A-66. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con el oxibárometro de biotita ante variaciones en la actividad de magnetita (a_{Mt}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ $a_{Mt} = 1.00$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.90$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.80$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.70$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.60$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.50$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.40$
400	8.94	8.85	8.75	8.63	8.50	8.34	8.15
450	7.83	7.74	7.64	7.52	7.39	7.23	7.04
500	6.88	6.79	6.69	6.57	6.44	6.28	6.08
550	6.06	5.97	5.86	5.75	5.61	5.46	5.26
600	5.34	5.25	5.14	5.03	4.89	4.74	4.54
650	4.70	4.61	4.51	4.39	4.26	4.10	3.91
700	4.14	4.05	3.94	3.83	3.69	3.54	3.34
750	3.63	3.54	3.44	3.32	3.19	3.03	2.83
800	3.17	3.08	2.98	2.86	2.73	2.57	2.38
850	2.76	2.66	2.56	2.45	2.31	2.15	1.96
900	2.37	2.28	2.18	2.06	1.93	1.77	1.58

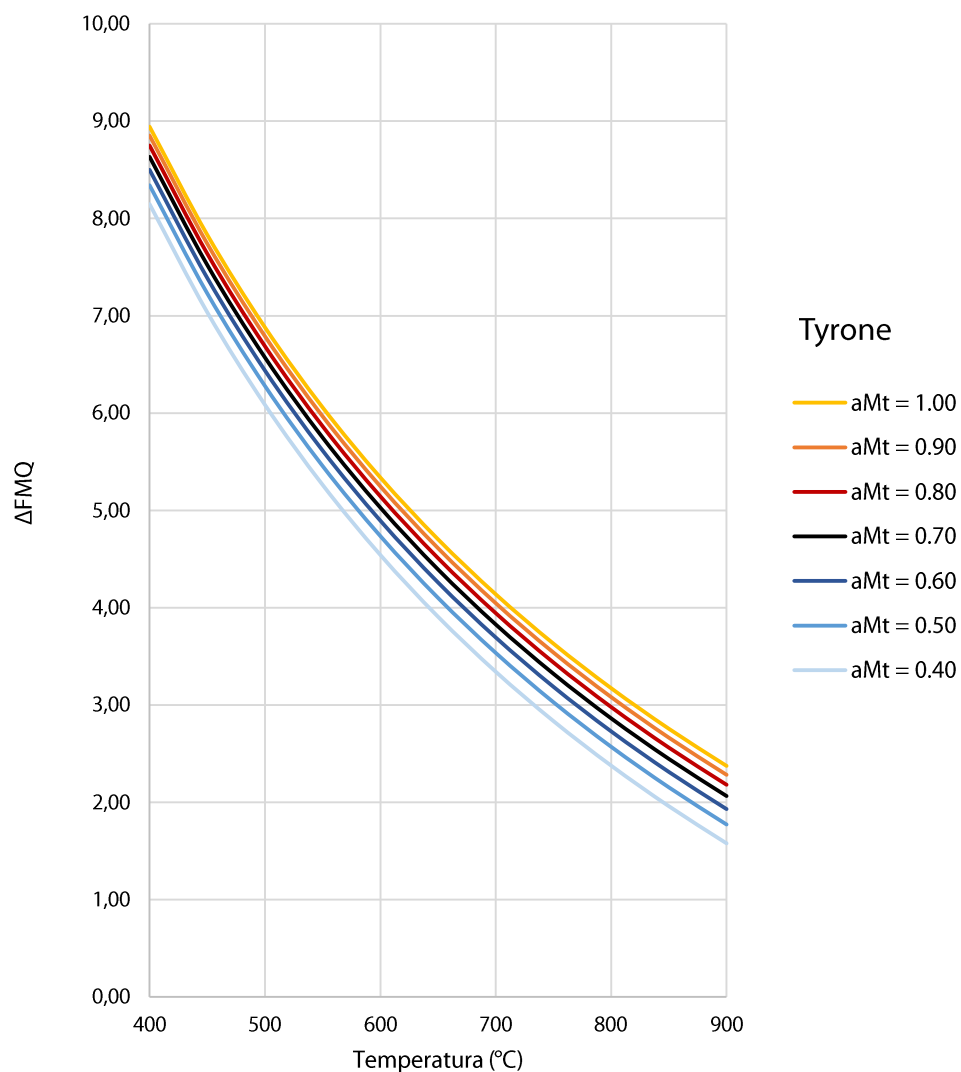


Figura A-31. Análisis de sensibilidad de la actividad de magnetita (a_{Mt}) en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Tyrone con oxibarmetría de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de magnetita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). La actividad de magnetita varía entre 0.40 y 1.00.

Stock de Hanover-Fierro

Tabla A-67. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibarómetro de biotita ante variaciones en la actividad de magnetita (a_{Mt}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas ($\log(fO_2)$).

T (°C)	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 1.00$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.90$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.80$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.70$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.60$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.50$	$\log(fO_2)$ $a_{Mt} = 0.40$
400	-19.88	-19.97	-20.07	-20.19	-20.32	-20.48	-20.68
450	-18.36	-18.45	-18.55	-18.67	-18.80	-18.96	-19.15
500	-17.03	-17.12	-17.23	-17.34	-17.48	-17.63	-17.83
550	-15.87	-15.96	-16.06	-16.18	-16.31	-16.47	-16.66
600	-14.84	-14.93	-15.03	-15.15	-15.28	-15.44	-15.63
650	-13.92	-14.01	-14.11	-14.23	-14.36	-14.52	-14.71
700	-13.09	-13.18	-13.29	-13.40	-13.54	-13.70	-13.89
750	-12.35	-12.44	-12.54	-12.66	-12.79	-12.95	-13.15
800	-11.67	-11.77	-11.87	-11.98	-12.12	-12.28	-12.47
850	-11.06	-11.15	-11.25	-11.37	-11.50	-11.66	-11.86
900	-10.50	-10.59	-10.69	-10.81	-10.94	-11.10	-11.29

Tabla A-68. Variaciones en el cálculo de fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con el oxibarómetro de biotita ante variaciones en la actividad de magnetita (a_{Mt}) entre 0.40 y 1.00. La actividad de annita se calcula utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). Fugacidad de oxígeno expresada en unidades logarítmicas por sobre el buffer FMQ (ΔFMQ) según definido por O'Neill (1987).

T (°C)	ΔFMQ $a_{Mt} = 1.00$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.90$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.80$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.70$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.60$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.50$	ΔFMQ $a_{Mt} = 0.40$
400	8.84	8.75	8.65	8.53	8.40	8.24	8.05
450	7.73	7.64	7.54	7.42	7.29	7.13	6.94
500	6.78	6.69	6.59	6.47	6.34	6.18	5.98
550	5.96	5.87	5.76	5.65	5.51	5.36	5.16
600	5.24	5.15	5.04	4.93	4.79	4.64	4.44
650	4.60	4.51	4.41	4.29	4.16	4.00	3.81
700	4.04	3.95	3.84	3.73	3.59	3.44	3.24
750	3.53	3.44	3.34	3.22	3.09	2.93	2.73
800	3.07	2.98	2.88	2.76	2.63	2.47	2.28
850	2.66	2.56	2.46	2.35	2.21	2.05	1.86
900	2.27	2.18	2.08	1.96	1.83	1.67	1.48

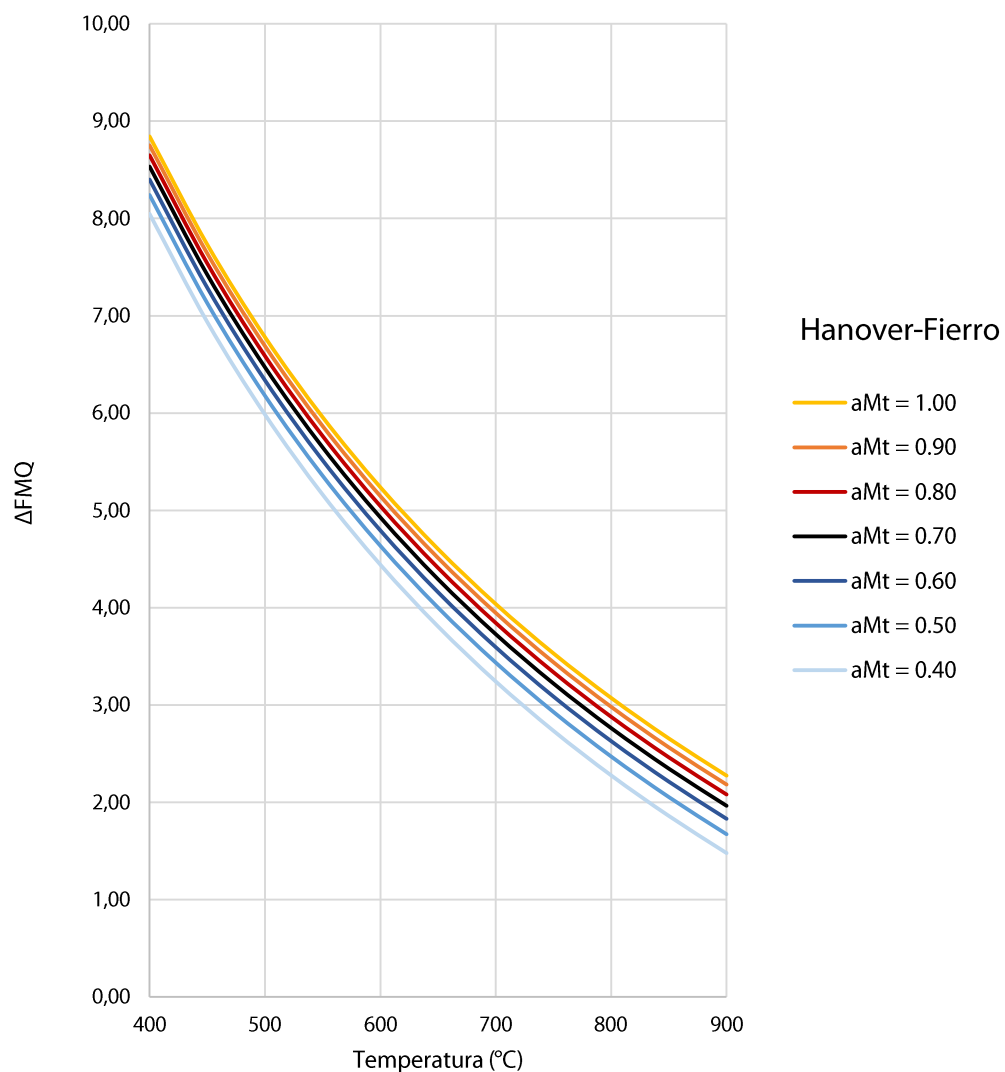


Figura A-32. Análisis de sensibilidad de la actividad de magnetita (a_{Mt}) en el cálculo de la fugacidad de oxígeno del stock de Hanover-Fierro con oxibarrografía de biotita, expresada en unidades logarítmicas sobre el buffer FMQ. Actividad de magnetita calculada utilizando el modelo de actividad de Bohlen et al. (1980). La actividad de magnetita varía entre 0.40 y 1.00.