

UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA

Modelamiento de la producción y evolución de magmas TTG en el Arqueano: Implicaciones para la formación de Corteza Continental

Juan David Hernández Montenegro

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias
Bogotá, Colombia
2019

Modelamiento de la producción y evolución de magmas TTG en el Arqueano: Implicaciones para la formación de Corteza Continental

Juan David Hernández Montenegro

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Magister en Ciencias - Geología

Director:

Ph.D. Carlos Augusto Zuluaga Castrillón

Co-director:

Ph.D. Richard M. Palin

Línea de Investigación:

Petrología y Geoquímica

Grupo de Investigación:

Técnicas Aplicadas a Tectónica y Análisis de Cuencas

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2019

Firma: _____

Ph.D. Carlos Augusto Zuluaga Castrillón

Director

Firma: 

Ph.D. Richard M. Palin

Co-director

*...Creo que una hoja de hierba no es menos que el camino recorrido por las estrellas,
Y que la hormiga es perfecta, y que también lo son el grano de arena y el huevo del zorzal,
Y que la rana es una obra maestra, digna de las más altas,
Y que la zarzamora podría adornar los salones del cielo,
Y que la menor articulación de mi mano puede humillar a todas las máquinas,
Y que la vaca paciendo con la cabeza baja supera a todas las estatuas,
Y que un ratón es un milagro capaz de confundir a millones de incrédulos.*

Walt Whitman (Traducción de Jorge Luis Borges)

Agradecimientos

Al profesor Carlos Zuluaga por la confianza y el apoyo que me ha dado desde que era estudiante de pregrado. Al profesor Richard Palin en Colorado School of Mines por compartir conmigo sus ideas y por permitirme trabajar junto a él. A la Universidad Nacional de Colombia por todas las oportunidades que me ha brindado para crecer personal y profesionalmente. A mi familia, a mis amigos y a todas las personas que de alguna manera u otra contribuyeron con este trabajo.

Resumen

Los terrenos tonalita-trondjemita-granodiorita (TTG) representan los primeros fragmentos de corteza continental formados en la Tierra en el Arqueano. Numerosa evidencia geoquímica y experimental sugiere que estos terrenos fueron formados por fusión parcial de rocas hidratadas de composición basáltica enriquecida en elementos incompatibles. Sin embargo, el contexto geodinámico en el cual se darían las condiciones de presión, temperatura y composición ($P-T-x$) necesarias para generar corteza de tipo TTG no es claro y es objeto de debate. En este trabajo se utiliza modelamiento termodinámico de equilibrio de fases minerales en cinco litologías que corresponden a posibles composiciones de la corteza primitiva formadas en distintas configuraciones geodinámicas. A partir del modelamiento se calcula la composición de los productos de fusión parcial (i.e., fundido y residuo sólido) a lo largo de diferentes escenarios térmicos y durante múltiples eventos de extracción de fundido. Además, se analiza la evolución teórica de elementos traza en el sistema después de cada uno de dichos eventos. Como resultado, se demuestra que basaltos formados en ambientes tipo *stagnant-lid* producen fundidos que muestran buena correlación con la composición promedio de los terrenos TTG en términos de firma geoquímica y distribución de elementos mayores y elementos traza. Se concluye, además, que los terrenos TTG se generaron a temperaturas entre ~ 850 °C y ~ 1000 °C y presiones entre ~ 9 kbar y ~ 18 kbar en los primeros eventos de perdida de fundido y en gradientes geotérmicos relativamente altos que van desde 50 °C/kbar hasta incluso 100 °C/kbar. Estas condiciones sugieren que la formación de TTGs pudo resultar de la fusión parcial de basaltos hidratados en la base de una corteza engrosada o plateau oceánico a profundidades entre ~ 40 y ~ 60 km, y no necesariamente se requirió tectónica de placas activa en el Arqueano.

Palabras clave: TTG, Corteza Continental, Arqueano, Modelamiento Termodinámico, Equilibrio de Fases, Fusión Parcial.

Abstract

Archean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) terranes represent the first blocks of continental crust formed on Earth. Extensive geochemical and experimental evidence suggest that these rocks were formed via partial melting of enriched hydrated metabasalt. However, the geodynamic context that would account for the pressure, temperature, and compositional conditions required to form TTG magmas is unclear and matter of debate. Here, we use thermodynamic phase equilibria modeling in five contrasting lithologies that are thought to represent likely compositions of Earth's primitive crust formed in alternative geodynamic settings. We calculated the composition of partial melting products (i.e., melt and solid residuum) along different thermal scenarios and multiple events of melt loss, and studied trace-element evolution in the system after each of these events. Our results show that basalts formed within *stagnant-lid* regimes are capable of producing melts that correlate with the average composition of TTGs in terms of geochemical signature and major- and trace-element distribution. In addition, we show that magmas TTG were generated at temperatures between ~ 850 °C and ~ 1000 °C and pressures between ~ 9 kbar and ~ 18 kbar during the first melt loss events in relatively high geothermal gradients from 50 °C/kbar up to 100 °C/kbar. These conditions suggest that TTGs may have resulted from partial melting of hydrated basaltic rocks at the base of an overthickened mafic crust or oceanic plateau at depths between ~ 40 and ~ 60 km, with no need of active plate tectonics during the Archean.

Keywords: TTG, Continental Crust, Archean, Thermodynamic modeling, Phase equilibria modeling, Partial melting.

Lista de Figuras

1-1	Esquema del procedimiento metodológico usado para el modelamiento del equilibrio de fases a lo largo de trayectorias de metamorfismo con variabilidad de P - T y considerando distintos eventos de extracción de fundido para la formación de magmas TTG.	16
3-1	Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de All-MORB a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción.	32
3-1	Continuación	34
3-2	Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de Backstay a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción.	35
3-2	Continuación	36
3-3	Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de EAT a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción.	41
3-3	Continuación	42
3-4	Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de Fastball a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción.	45
3-4	Continuación	47
3-5	Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de Venera-14 a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción.	48
3-5	Continuación	49
3-6	Pseudosección P - T fraccionada para All-MORB con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar.	53
3-7	Pseudosección P - T fraccionada para All-MORB con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar.	55
3-8	Pseudosección P - T fraccionada para Backstay con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar.	58

3-9 Pseudosección $P-T$ fraccionada para Backstay con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar.	61
3-10 Pseudosección $P-T$ fraccionada para EAT con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar.	64
3-11 Pseudosección $P-T$ fraccionada para EAT con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar.	67
3-12 Pseudosección $P-T$ fraccionada para EAT con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 100 °C/kbar.	70
3-13 Pseudosección $P-T$ fraccionada para Fastball con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar.	73
3-14 Pseudosección $P-T$ fraccionada para Fastball con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar.	76
3-15 Pseudosección $P-T$ fraccionada para Fastball con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 100 °C/kbar.	80
3-16 Pseudosección $P-T$ fraccionada para Venera-14 con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar.	85
3-17 Pseudosección $P-T$ fraccionada para Venera-14 con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar.	88
3-18 Diagramas Sr vs Y	91
3-19 Diagramas Sr/Y vs La/Yb	95
3-20 Diagramas Nb vs Ta	96
3-21 Diagramas Nb vs Y	97
3-22 Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de All-MORB.	99
3-23 Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de Backstay.	101
3-24 Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de EAT.	102

3-25	Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de Fastball.	103
3-26	Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de Venera-14.	104
4-1	PIXELMAPS de la proporción K ₂ O/Na ₂ O para las cinco litologías consideradas. . .	115
4-2	PIXELMAPS del indice de saturación de aluminio (ASI - <i>Aluminium saturation index</i>) para las cinco litologías consideradas.	116
4-3	PIXELMAPS del indice MALI (<i>modified alkali-lime index</i>) para las cinco litologías consideradas.	117
4-4	PIXELMAPS del número de magnesio (Mg#) para las cinco litologías consideradas. . .	118
4-5	PIXELMAPS de la densidad total de las fases sólidas para las cinco litologías consideradas.	127
4-6	Esquema de los ambientes geodinámicos propuestos para la generación de magmas TTG en el Arqueano.	128
B-1	Pseudosección <i>P-T</i> fraccionada para All-MORB con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 100 °C/kbar.	133
B-2	Pseudosección <i>P-T</i> fraccionada para Backstay con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 100 °C/kbar.	134
B-3	Pseudosección <i>P-T</i> fraccionada para Venera-14 con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 100 °C/kbar.	135
B-4	Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de All-MORB.	136
B-5	Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de Backstay.	137
B-6	Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de EAT.	138
B-7	Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de Fastball.	139
B-8	Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de Fastball.	140

Listas de Tablas

2-1	Composiciones de cada litología usada en este trabajo tomadas como se reportan en la fuente original.	21
2-2	Composiciones modificadas de cada litología mostrando únicamente los óxidos considerados para el sistema en el modelamiento y la proporción $X_{Fe^{3+}}$	21
2-3	Composiciones de cada litología usada en este trabajo ajustadas a condiciones mínimas de saturación de H_2O en la intersección entre cada gradiente geotérmico considerado y el solidus.	24
2-4	<i>Input</i> para Theriak-Domino con composiciones dadas en proporción de cada elemento y teniendo en cuenta condiciones mínimas de saturación de H_2O en la intersección entre cada gradiente geotérmico considerado y el solidus.	25
2-5	Coeficientes de partición usados en el modelamiento de elementos traza por fusión parcial de rocas metabásicas.	29
3-1	Composiciones de fundido resultantes de la fusión parcial de All-MORB después de múltiples eventos de pérdida <i>i</i>	33
3-2	Composiciones de fundido resultantes de la fusión parcial de Backstay después de múltiples eventos de pérdida <i>i</i>	37
3-2	Continuación	38
3-3	Composiciones de fundido resultantes de la fusión parcial de EAT después de múltiples eventos de pérdida <i>i</i>	43
3-4	Composiciones de fundido resultantes de la fusión parcial de Fastball después de múltiples eventos de pérdida <i>i</i>	46
3-5	Composiciones de fundido resultantes de la fusión parcial de Venera-14 después de múltiples eventos de pérdida <i>i</i>	50
3-6	Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para All-MORB a lo largo de un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar. . . .	52
3-7	Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para All-MORB a lo largo de un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar. . . .	56
3-8	Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Backstay a lo largo de un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar. . . .	59

3-9	Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Backstay a lo largo de un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar.	62
3-10	Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para EAT a lo largo de un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar.	65
3-11	Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para EAT a lo largo de un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar.	68
3-12	Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para EAT a lo largo de un gradiente geotérmico de 100 °C/kbar.	71
3-13	Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Fastball a lo largo de un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar.	74
3-14	Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Fastball a lo largo de un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar.	77
3-15	Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Fastball a lo largo de un gradiente geotérmico de 100 °C/kbar.	81
3-16	Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Fastball a lo largo de un gradiente geotérmico de 150 °C/kbar.	82
3-17	Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Venera-14 a lo largo de un gradiente geotérmico de 35 °C/kbar.	84
3-18	Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Venera-14 a lo largo de un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar.	86
3-19	Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Venera-14 a lo largo de un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar.	89
3-20	Composición promedio de elementos traza para una fuente arqueana enriquecida (Martin et al., 2014) y para el promedio de los terrenos TTG sódicos (Moyen, 2011).	90
3-21	Distribución de elementos traza para fundidos individuales con características similares a la composición de elementos mayores del promedio de los magmas TTG de acuerdo a la sección 3.1.	92
3-22	Distribución de elementos traza para fundidos acumulados con características similares a la composición de elementos mayores del promedio de los magmas TTG de acuerdo a la sección 3.1.	93

Contenido

Agradecimientos	VII
Resumen	VIII
Abstract	IX
Lista de figuras	X
Lista de tablas	XIII
1 Introducción	2
1.1 Problema de Investigación	4
1.2 Objetivos de la investigación	6
1.3 Marco Teórico	7
1.3.1 Origen de la Corteza Continental y terrenos TTG	7
1.3.2 Equilibrio termodinámico de Fases	9
1.3.3 Relaciones termodinámicas de fusión parcial para rocas máficas	11
1.4 Antecedentes	14
1.5 Metodología	16
2 Condiciones Experimentales	18
2.1 Composición de la Corteza en el Arqueano	18
2.2 Gradientes Geotérmicos	22
2.3 Saturación de fluido en el sistema	23
2.4 Pérdida de fundido en un sistema abierto	26
2.5 Modelamiento de equilibrio de fases	27
2.6 Modelamiento de elementos traza	28
3 Resultados	30
3.1 Composición de los fundidos	30
3.1.1 All-MORB	30

3.1.2	Backstay	31
3.1.3	EAT	34
3.1.4	Fastball	40
3.1.5	Venera-14	44
3.2	Fases minerales en equilibrio	51
3.2.1	All-MORB	51
3.2.2	Backstay	56
3.2.3	EAT	62
3.2.4	Fastball	71
3.2.5	Venera-14	83
3.3	Modelamiento de elementos traza	90
3.3.1	Sr vs Y	91
3.3.2	Sr/Y vs La/Yb	94
3.3.3	Nb vs Ta	96
3.3.4	Nb vs Y	97
3.3.5	Diagramas Spider	98
4	Discusión	105
4.1	Contenido de H ₂ O y variación del gradiente geotérmico	105
4.2	Reacciones de fusión parcial	107
4.3	Características composicionales de los fundidos resultantes	108
4.4	Sistemática de elementos traza	114
4.5	Mejores correlaciones y condiciones óptimas para la generación de magmas TTG	124
4.6	Implicaciones geodinámicas: ¿subducción o tectónica stagnant-lid?	125
5	Conclusiones	129
A	Anexo: Output y herramientas de procesamiento de datos	131
B	Anexo: Figuras no incluidas en el texto	132
	Bibliografía	141

1. Introducción

La Tierra es el único cuerpo del Sistema Solar con dos tipos de corteza que poseen diferentes propiedades químicas y mecánicas. La corteza oceánica moderna es densa, gravitacionalmente inestable y, además, relativamente joven (< 200 Ma). Por su parte, la corteza continental es flotante, más resistente y sobre ella se asienta la mayor parte del registro geológico; incluyendo el registro que han dejado la atmósfera, la hidrosfera, la biosfera y las interacciones del manto con la superficie en los últimos 4.0 Ga (Cawood et al., 2013). La aparición de la corteza continental parece conectarse temporalmente con eventos importantes en la historia geológica como el inicio de la tectónica de placas (Condie, 2016), la oxigenación de la atmósfera terrestre (Lee et al., 2016; Keller & Schoene, 2012), e incluso, el origen de formas de vida complejas (Lee et al., 2016; Young, 2013). Por lo que entender cómo y cuándo se formaron los primeros continentes es crucial para resolver preguntas fundamentales sobre la evolución de nuestro planeta. No obstante, el conocimiento que se tiene sobre ello es aún limitado y, a pesar de más de 40 años de investigación (Condie, 2014a; Moyen & Martin, 2012), todavía existe gran debate y muchos problemas por resolver acerca del surgimiento de los continentes.

Los primeros fragmentos de corteza continental fueron formados en el Arqueano, entre ~ 2.5 y ~ 4.0 Ga, y corresponden a terrenos tonalita-trondjemita-granodiorita, también conocidos como terrenos TTG (Condie, 2014a; Hawkesworth et al., 2017). El contexto geodinámico, y por ende el estado térmico, en el que se formaron estas rocas es poco claro y es objeto de gran controversia. Algunos autores proponen una tectónica de tipo *stagnant-lid* desde el Hadeano hasta el Arqueano, antes del inicio de la tectónica de placas (Condie, 2016; Ernst, 2017). En este tipo de ambiente, la corteza actúa como un “tapón” frío e inmóvil que transporta calor por conducción mientras el manto desarrolla celdas de convección inestables (Bédard, 2017) que transfieren material desde el manto hacia la corteza como mecanismo de perdida de calor (Korenaga, 2013). Otros trabajos, por el contrario, sugieren que la tectónica de placas moderna—reciclaje de material por subducción—ha estado operando en la Tierra desde inicios del Arqueano y fue el mecanismo responsable de la producción de grandes volúmenes de fundido granítico por fusión parcial de corteza oceánica en gradientes geotérmicos más altos que los actuales (e.g., Ge et al., 2018; Greber et al., 2017; Kaczmarek et al., 2016; Martin & Moyen, 2002). Por otra parte, tampoco se conoce con total certeza cuál fue el material original que se fundió para formar los primeros terrenos TTG. Se sabe, a

partir de modelamiento geoquímico y petrológico, que dicho material debió tener una composición basáltica, hidratada y con relativamente alto contenido de magnesio (Foley et al., 2002; Johnson et al., 2014), además de estar enriquecida en LILE (Large-ion Lithophile Elements) (Martin et al., 2014) y mostrar marcada partición de REE (*rare earth elements*) (Condie, 2014b). De manera que toleitas enriquecidas, como basaltos de islas oceánicas (OIB) (Condie, 1981), o basaltos formados en ambientes de tipo *stagnant-lid*, podrían ser buenos candidatos de la composición primordial de la corteza.

En este trabajo se busca estudiar la formación de la corteza continental mediante el modelamiento termodinámico del equilibrio de fases minerales. De este modo, se pretenden derivar propiedades físicas, químicas y mineralógicas de los materiales que habrían resultado de la fusión parcial de la corteza primitiva, considerando, además, las variaciones en las condiciones de presión y temperatura ($P-T$), y la perdida de fundido durante el metamorfismo. Con este enfoque, se puede tener en cuenta tanto el contexto geodinámico en el que se formaron los terrenos TTG, como la composición del material del cual fueron extraídos. Asimismo, es posible establecer implicaciones con respecto a las condiciones térmicas de la litósfera en el Arqueano y a los mecanismos físicos y químicos que permitieron el surgimiento de las primeras masas continentales.

1.1. Problema de Investigación

¿Cómo y a partir de qué material se formaron los magmas TTG en el Arqueano?

Esta es una pregunta que ha inquietado a la comunidad científica en geociencias durante las últimas décadas, ya que estos magmas representan el material que cristalizó para formar los primeros continentes entre ~ 2.5 y ~ 4.0 Ga. La diferenciación entre corteza continental y corteza oceánica es uno de los resultados más notorios de la perdida de calor primordial y de la disminución en la producción de calor radiogénico en el manto desde los últimos 4.5 Ga (Keller & Schoene, 2012; Lee et al., 2016), pero aún hoy no se entiende muy bien cómo se produjo dicha diferenciación. En primer lugar, existen dos modelos geodinámicos distintos para la formación de la corteza continental. En el modelo de subducción, los TTGs se generan por fusión parcial de la losa oceánica que subduce y luego estos magmas son adicionados a la placa suprayacente haciéndola más felsica. En contraste, en el segundo modelo, los TTGs se producen por fusión en la base de una corteza basáltica engrosada, occasionando diferenciación entre magmas graníticos y un residuo sólido más denso que se pierde dentro del manto por delaminación (Palin et al., 2016b). Por otro lado, tampoco se conoce con certeza la composición del material parental del que se derivaron los terrenos TTG. No hay evidencia de la ocurrencia de basaltos tipo MORB en el registro geológico arqueano y en el caso que hayan existido es poco probable que se hayan preservado (Moyen & Laurent, 2018). Además, las rocas máficas de greenstone belts no siempre pueden interpretarse como fuente de magmas graníticos, ya que estas pueden corresponder a basaltos de rift continental o basaltos de inundación, y por lo tanto no necesariamente a la composición de la proto-corteza terrestre.

Para abordar esta pregunta, teniendo en cuenta el escenario geodinámico en el que se generaron los TTG, se requiere determinar las características físicas y composicionales del fundido y el residuo que generan a partir de una fuente basáltica de composición apropiada (Palin et al., 2016b). Esto puede lograrse mediante el modelamiento del equilibrio de fases, el cual constituye una poderosa herramienta para estudiar los procesos de fusión parcial y la evolución metamórfica de un sistema en particular. A través de este enfoque es posible calcular asociaciones y proporciones minerales en equilibrio para composiciones de roca y condiciones $P-T$ específicas, simulando trayectorias metamórficas y considerando las variaciones composicionales que podrían presentarse en un sistema abierto (Palin et al., 2016b). Aplicar el cálculo del equilibrio mineral al estudio de la formación de magmas TTG es posible gracias a la aparición de relaciones termodinámicas de actividad-composición para especies minerales características de rocas máficas (i.e., Green et al., 2016). Sin embargo, es oportuno aclarar que el modelamiento del equilibrio de fases no permite establecer de manera directa cual fue el escenario geodinámico dentro del cual se generaron los magmas TTG, en su lugar, esta aproximación permite evaluar las consecuencias petrológicas que se tendrían por la fusión parcial en cada escenario en particular. Las interpretaciones geodinámicas

de la formación de la corteza en el Arqueano deben ser restringidas tanto a las condiciones $P-T$ requeridas para la producción de magmas TTG (obtenidas por el modelamiento) como a la evidencia geoquímica que se tiene de estas rocas (e.g., Martin & Moyen, 2002; Moyen & Stevens, 2006; Moyen, 2011).

Entender cómo y a partir de qué material se formaron magmas TTG en el Arqueano es de suma importancia para responder preguntas fundamentales sobre la evolución del planeta Tierra. Varios cambios significativos en la química terrestre tienen una estrecha correlación temporal con la aparición de los continentes. Por ejemplo, las altas tasas de producción de corteza continental a finales del Arqueano (Condie et al., 2016; Keller et al., 2017) muestran una evidente correspondencia con el aumento de los niveles de oxígeno atmosférico durante el llamado GOE (Great Oxidation Event) (Lee et al., 2016; Keller & Schoene, 2012). Asimismo, el inicio de la tectónica de placas pudo haber resultado de una transición máfica a félsica en la composición de la corteza terrestre a finales del Arqueano e inicios del Proterozoico (Lee et al., 2016; Palin & Dyck, 2018; Tang et al., 2016), reflejando además el continuo enfriamiento del manto y cambios correspondientes en el estilo convectivo y en la reología de la litósfera (Condie et al., 2016; Condie, 2016; Palin & Dyck, 2018). Este trabajo pretende aportar nuevas ideas con respecto al entendimiento de los mecanismos de formación de corteza continental y a la asociación que tiene la aparición de los continentes con los eventos mencionados anteriormente. No sólo se esperan respuestas, sino también nuevas preguntas igual de importantes: ¿Era la subducción un proceso que operaba en el Arqueano? ¿Es la formación de los continentes resultado del enfriamiento secular del manto? ¿Resultó la tectónica de placas de la estabilización de la corteza continental? ¿Por qué se formaron continentes en la Tierra y no en otros cuerpos del sistema solar?

1.2. Objetivos de la investigación

Objetivo General

Modelar la composición y características físicas de los productos de fusión parcial y perdida de fundido de rocas basálticas representativas de la corteza terrestre en el Arqueano, estableciendo implicaciones para la producción de magmas TTG y la generación de corteza continental.

Objetivos Específicos

- Establecer composiciones basálticas que representen posibles materiales fuente a partir de los cuales se generaron magmas de tipo TTG en el Arqueano.
- Definir trayectorias de presión y temperatura que sean consistentes con posibles gradientes geotérmicos y condiciones de metamorfismo durante el Arqueano.
- Calcular el equilibrio termodinámico de fases minerales para composiciones probables de la corteza primitiva, teniendo en cuenta la ocurrencia de fusión parcial y perdida subsecuente de fundido a lo largo de diferentes trayectorias de presión y temperatura.
- Estimar propiedades físicas y composiciones químicas y mineralógicas de los fundidos graníticos producidos por la fusión parcial de basaltos arquéanos y de los materiales residuales generados por la extracción de magma desde la fuente original.

1.3. Marco Teórico

1.3.1. Origen de la Corteza Continental y terrenos TTG

La corteza continental, por definición, es la capa sólida de la Tierra que se extiende verticalmente desde la superficie hasta la discontinuidad de Mohorovičić, y cuyos límites laterales están marcados por el cambio abrupto de pendiente en la plataforma continental dentro del océano (Rudnick & Gao, 2003). Esta corteza muestra bastantes heterogeneidades geofísicas y composicionales, por lo que su estructura puede ser dividida sismológicamente en tres grupos: la corteza superior, media e inferior (Brown & Rushmer, 2006; Rudnick & Gao, 2003). En general, la totalidad de la corteza continental tiene una composición andesítica en desequilibrio con el manto que difícilmente puede ser explicada por la producción magmática en bordes convergentes o en ambientes intraplaca; configuraciones tectónicas en las que se produce corteza continental en la actualidad (Rudnick, 1995; Rudnick & Gao, 2003). Alcanzar dicha composición requiere de la producción de basaltos por fusión parcial del manto peridotítico, diferenciación de estos basaltos por fusión parcial y/o cristalización fraccionada, y posteriormente reciclaje del residuo en el manto (Hawkesworth & Kemp, 2006; Rudnick, 1995). Esto puede lograrse a través de la combinación de tres mecanismos diferentes: i) fusión parcial de la losa oceánica en zonas de subducción e interacción de los fundidos generados con la peridotita suprayacente, ii) diferenciación de rocas basálticas derivadas del manto en una corteza sobre-engrosada, en donde el fundido granítico y el residuo sólido se separan por contraste de densidad y este último retorna al manto por delaminación, y iii) perdida de magnesio por meteorización química en rocas de la superficie y reciclaje de este elemento en zonas de subducción, dejando una corteza con composición más evolucionada (Rudnick, 1995). Estos procesos no se han observado en contextos geodinámicos modernos y además la composición de los magmas generados en zonas de subducción no corresponde con la composición global de la corteza continental (Condie, 2014a; Rudnick & Gao, 2003). Así pues, se cree que la corteza continental debió establecerse durante etapas más tempranas de la evolución planetaria bajo condiciones térmicas y composicionales que permitieron procesos de formación diferentes a los que ocurren actualmente (Rudnick, 1995).

Registros de circones y análisis isotópicos indican que entre el 50 % y 70 % del volumen continental actual ya debía estar formado para ~2.0 - 3.0 Ga (Cawood et al., 2013; Dhuime et al., 2015; Hawkesworth et al., 2010; Roberts & Spencer, 2015). A partir de estos registros se ha encontrado evidencia de que las tasas de generación de corteza continental no han sido constantes a través de la historia geológica (Hawkesworth & Kemp, 2006). Grandes volúmenes de corteza continental pudieron haberse formado de manera episódica durante varios eventos de relativamente rápido crecimiento de la corteza en el Arqueano; probablemente causados por inestabilidades térmicas que resultaron en plumas mantélicas masivas (Hawkesworth & Kemp, 2006; Martin et al., 2014;

Pietranik et al., 2008). La transición entre este ambiente geodinámico dominado por plumas y la tectónica de placas podría dar cuenta tanto de la disminución en las tasas de producción de corteza de los últimos ~ 1.0 Ga como del modo continuo en el que dicha producción ocurre en la actualidad (Hawkesworth et al., 2010). En la tectónica de placas moderna, la generación de corteza en dorsales oceánicas es contrarrestada por el consumo de esta misma en bordes convergentes, lo cual inhibe la producción de nueva corteza continental y en cambio facilita la diferenciación de la ya consolidada (Brown & Rushmer, 2006). Esto implica que los continentes actuales debieron haberse formado antes de que la corteza se pudiera reciclar por subducción fría como ocurre actualmente. Así, los picos que ocurren antes de ~ 2.0 Ga para edades de circones ígneos y detríticos en varias compilaciones, representan episodios en los que se generaron las primeras masas continentales. En este punto vale la pena mencionar que los registros de circones deben ser tratados con precaución, ya que los picos en las edades no necesariamente indican períodos de alta cristalización y generación de corteza, sino que también pueden indicar edades de rocas preferencialmente preservadas en locaciones específicas (Hawkesworth et al., 2010; Keller et al., 2017; Keller & Schoene, 2012).

Por otro lado, la corteza continental formada en el Arqueano es el resultado de la fusión parcial de una fuente primitiva de composición principalmente máfica, con un contenido de magnesio mayor que el de basaltos oceánicos modernos (Foley et al., 2002; Ziaja et al., 2014), aunque menor en comparación con otras litologías ultramáficas comunes en el Arqueano (i.e., komatitas y picritas) (Johnson et al., 2017, 2014). Sin embargo, esta composición no se puede establecer directamente y por lo tanto ha sido objeto de debate durante los últimos años. Típicamente, las litologías encontradas para el Arqueano corresponden a asociaciones de rocas graníticas con rocas máficas a ultramáficas que muestran grados variables de metamorfismo; siendo estos últimos ampliamente interpretados como remanentes de la corteza primitiva (Palin & Dyck, 2018). No obstante, no todos los basaltos asociados a greenstone belts, como se les conoce, pueden ser considerados como fuente de la corteza continental, puesto que muchos de estos son terrenos autóctonos y representan, por ejemplo, basaltos de inundación o materiales formados en ambientes de rift continental (Palin & Dyck, 2018). En general, la mayor parte de la información acerca del material parental del que se derivaron los continentes proviene del estudio de “gneises grises” (e.g., Martin & Moyen, 2002; Moyen, 2011), los cuales son considerados como las primeras piezas de corteza continental. De acuerdo a sus características geoquímicas, estas rocas pueden ser divididas en dos grupos: el primero conformado por granitos potásicos generados por la fusión parcial de corteza preexistente y el segundo por granitoídes sódicos que resultaron de la fusión de una fuente basáltica hidratada (TTGs). Este último grupo puede dividirse a su vez en otros tres: i) TTGs de alta presión (HP-TTG) (> 20 kbar) con valores altos de Sr/Y y La/Nb que reflejan un residuo en facies eclogita con abundante granate y rutilo, pero sin plagioclasa, ii) TTGs de presión media (MP-TTG) (~ 15 kbar), los cuales muestran moderada a alta relación Sr/Y y son formados en equilibrio con un residuo rico en granate

y pobre en plagioclasa o rutilo, y iii) TTGs de baja presión (LP-TTG) (~ 10 kbar), equilibrados con un residuo enriquecido en plagioclasa y empobrecido en granate que resulta en bajas proporciones de Sr/Y (Moyen, 2011). Los TTGs son en general litologías metaluminosas ($Al/(Ca + Na + K) \approx 1$) con alto contenido de sílice, valores de $Mg/(Mg + Fe)$ de ~ 0.43 y relación $K_2O/Na_2O < 0.5$, siendo esta última una característica diagnóstica (Moyen, 2019). Es posible que la fuente de estos magmas sea una toleita enriquecida en LILE diferente a basaltos modernos tipo MORB (Condie, 1981; Foley et al., 2002; Martin et al., 2014). Además, rocas formadas en configuraciones tectónicas tipo *stagnant-lid*, como aquellas en Marte o Venus, podrían ser una fuente alternativa si se tiene en cuenta que la tectónica de placas era un proceso térmicamente ineficiente durante principios del Arqueano (Condie et al., 2016; Palin & Dyck, 2018; Sizova et al., 2015). En todo caso, cualquiera haya sido el ambiente tectónico, la corteza primitiva necesaria para producir magmas TTG probablemente no fue formada directamente por fusión del manto, sino que requirió de dos o más etapas de fraccionamiento y diferenciación para alcanzar la composición basáltica requerida (Johnson et al., 2017, 2014).

1.3.2. Equilibrio termodinámico de Fases

El equilibrio termodinámico de un sistema es una condición en la cual dicho sistema se encuentra en una configuración de mínima energía (Powell, 1978). En geología es útil calcular el equilibrio químico entre las fases que conforman un sistema a condiciones constantes de presión y temperatura, lo cual puede lograrse mediante la minimización de la Energía libre de Gibbs. Para una fase en particular (i.e., especie mineral, fluido, etc.), la Energía libre de Gibbs molar es una propiedad medible que depende de su composición y estructura, además de la presión y temperatura del sistema. Mientras que para un sistema que consiste de una o más fases, la Energía libre de Gibbs está dada por la suma de las energías de cada fase teniendo en cuenta su proporción dentro del sistema (Powell, 1978). Entre las posibles combinaciones de fases en un sistema, solo estará en equilibrio aquella combinación en la que la Energía libre de Gibbs es mínima, lo cual puede ser aplicado para modelar el equilibrio químico o para predecir transiciones de fase que ocurren al cambiar las condiciones de presión y temperatura. Esto ha sido ampliamente usado en petrología metamórfica, en donde se estudia la estabilidad de sistemas complejos representados por varios componentes químicos y conformados por diferentes conjuntos de especies minerales. En este caso, el cálculo del equilibrio químico se logra mediante la minimización de la Energía libre de Gibbs o la solución de conjuntos de ecuaciones no-lineales que representan principalmente reacciones químicas balanceadas entre fases minerales que están en equilibrio (de Capitani & Petrakakis, 2010; Powell & Holland, 1988). De lo anterior, es posible predecir las asociaciones minerales que son estables en el espacio de presión, temperatura y composición o, por el contrario, establecer las condiciones

de presión, temperatura y composición a las que es estable una asociación mineral determinada. Asimismo, a partir del equilibrio mineral, se pueden construir diagramas de fase—pseudosecciones— para composiciones de roca específicas, y se pueden derivar otras variables físicas y químicas que incluyen, por ejemplo, las proporciones mineralógicas, la composición de las fases en el sistema y/o la densidad de una especie mineral determinada. Los cálculos se efectúan integrando software que resuelva las ecuaciones de equilibrio químico (e.g., THERMOCALC: Powell & Holland (1988); PERPLEX: Connolly & Petrini (2002); THERIAK-DOMINO: de Capitani & Petrakakis (2010)) con bases de datos termodinámicas, internamente-consistentes, para especies químicas de interés geológico que incluyen fluidos, fundidos parciales y fases minerales (e.g., Holland & Powell, 1998, 2011).

Sin embargo, cuando las especies que conforman el sistema no son fases puras sino soluciones sólidas con dos o más miembros extremos, el cálculo del equilibrio se vuelve mucho más complejo. La Energía libre de Gibbs de una especie mineral en solución sólida depende en gran medida de la cantidad de mezcla que existe entre los miembros extremos que la describen (Powell, 1978). Esto supone un gran problema porque la mayoría de fases de interés geológico se comportan de esta manera: feldespatos, granate, micas, anfíbol, piroxeno, fundido, etc. En consecuencia, el cálculo del equilibrio mineral requiere adicionalmente de relaciones de actividad-composición que modelen la mezcla catiónica e interacción energética entre los miembros extremos que conforman una determinada fase a diferentes condiciones de presión, temperatura y composición (Holland & Powell, 2003). Dichos modelos constituyen la mayor fuente de incertidumbre en el modelamiento del equilibrio mineral, ya que estos se calibran con múltiples observaciones experimentales y en muchos casos no se conoce muy bien como es la interacción entre los miembros extremos de algunas fases. Adicionalmente, una o más relaciones de actividad-composición son requeridas para calcular el equilibrio dependiendo de las fases que se quieran considerar. Para la fusión parcial de rocas basálticas, por ejemplo, se usan relaciones para clinopiroxeno, hornblendita y fundido granítico (e.g., Diener & Powell, 2012; Green et al., 2007, 2016). Además, para minerales como granate, biotita, micas blancas, fundido, clorita, etc., se consideran los modelos de White et al. (2014a,b)); ampliamente utilizados para calcular el equilibrio en rocas metapelíticas. También se tienen en cuenta otros minerales importantes como epidota (Holland & Powell, 2011), feldespatos (Holland & Powell, 2003), ilmenita y magnetita (White et al., 2002), entre otros.

1.3.3. Relaciones termodinámicas de fusión parcial para rocas máficas

La composición del fundido generado por la fusión parcial de metabasaltos o anfibolitas puede ser descrita mediante los modelos de actividad-composición de Green et al. (2016). Este modelo usa las propiedades termodinámicas de miembros extremos de (Holland & Powell, 2011) y permite realizar cálculos de equilibrio en el sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ para el fundido, además de TiO_2 y O_2 cuando se incluye anfibol y piroxeno. Una parte de los componentes del sistema definido está basada en los modelos de fundido generado a partir de fusión parcial de rocas metapelíticas de White et al. (2014a), los cuales han sido paulatinamente mejorados a partir de la aparición de un primer modelo para fundidos silicatados con presencia de fluido acuoso (i.e., Nicholls, 1980). Así, las relaciones termodinámicas para fusión de metapelitas y para fusión de rocas metabásicas comparten un núcleo común en el sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (NKASH) definido por los miembros extremos $q\text{L}-ab\text{L}-ksp\text{L}-h2o\text{L}$ con ligeras modificaciones en cuanto a las energías de interacción entre el componente acuoso y los demás, y el mejoramiento en la capacidad calorífica de dicho componente para ajustarse de forma más adecuada a datos experimentales. Entre las principales diferencias entre ambos modelos está la modificación del miembro extremo $sil\text{L}$ (antes $\frac{8}{5}\text{Al}_2\text{SiO}_5$, ahora simplemente Al_2SiO_5) y la adición del miembro extremo $wo\text{L}$ —incluso más enriquecido en Ca que el fundido anortítico ($an\text{L}$)—que permite la incorporación de fundidos metaluminosos. Como la composición de este último se aleja de fundidos realmente generados por fusión parcial de rocas metabásicas y además tiene propiedades termodinámicas relativamente desconocidas, Green et al. (2016) ha modificado el miembro $an\text{L}$ mediante la integración del mismo en el fundido a partir de la reacción $an\text{L} = wo\text{L} + sil\text{L}$ usando un parámetro adicional de ordenamiento.

Los miembros extremos que definen la composición del fundido de Green et al. (2016) son similares a especies minerales puras de 8 oxígenos (a excepción del H_2O) que se mezclan molecularmente formando una solución regular no-ideal expresada mediante formalismo simétrico (Holland & Powell, 1996). Estos miembros extremos son: $q\text{L} = \text{Si}_4\text{O}_8$, $ab\text{L} = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, $ksp\text{L} = \text{KAlSi}_3\text{O}_8$, $wo\text{L} = \text{CaSiO}_3$, $sil\text{L} = \text{Al}_2\text{SiO}_5$, $fa = \text{Fe}_4\text{Si}_2\text{O}_8$, $fo = \text{Mg}_4\text{Si}_2\text{O}_8$, $h2o\text{L} = \text{H}_2\text{O}$, $an\text{L} = wo\text{L} + sil\text{L} = \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. La composición del fundido queda dada por el siguiente conjunto de ecuaciones:

$$\begin{aligned}
q &= \frac{Si_4O_8}{\sum_c} \\
fsp &= \frac{NaAlSi_3O_8 + KAlSi_3O_8}{\sum_c} \\
na &= \frac{NaAlSi_3O_8}{NaAlSi_3O_8 + KAlSi_3O_8} = \frac{Na}{Na + K} \\
wo &= \frac{CaSiO_3}{\sum_c} \\
sil &= \frac{Al_2SiO_5}{\sum_c} \\
ol &= \frac{Fe_4Si_2O_8 + Mg_4Si_2O_8}{\sum_c} \\
x &= \frac{Fe_4Si_2O_8}{Fe_4Si_2O_8 + Mg_4Si_2O_8} = \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg}
\end{aligned}$$

En donde, \sum_c esta dado por:

$$\begin{aligned}
\sum_c &= Si_4O_8 + NaAlSi_3O_8 + KAlSi_3O_8 + CaSiO_3 + \\
&Al_2SiO_5 + Fe_4Si_2O_8 + Mg_4Si_2O_8 + H_2O
\end{aligned}$$

A partir de esto, y considerando que el parámetro de orden $y_{anL} = p_{anL}$, las proporciones de cada miembro extremo pueden ser escritas como sigue:

$$\begin{aligned}
p_{qL} &= q * (1 + y_{anL}) \\
p_{abL} &= fsp * na * (1 + y_{anL}) \\
p_{kspL} &= fsp * (1 - na) * (1 + y_{anL}) \\
p_{woL} &= wo * (1 + y_{anL}) - y_{anL} \\
p_{silL} &= sil * (1 + y_{anL}) - y_{anL} \\
p_{faL} &= ol * x * (1 + y_{anL}) \\
p_{foL} &= ol * (1 - x) * (1 + y_{anL}) \\
p_{h2oL} &= 1 - (q + fsp + wo + sil + ol) * (1 + y_{anL}) + y_{anL} \\
p_{anL} &= y_{anL}
\end{aligned}$$

El fundido se considera como una mezcla molecular de óxidos, por lo que no existe fracciones atómicas en ningún sitio estructural en particular. Sin embargo, para derivar expresiones de actividad ideal y posteriormente calcular las de actividad no-ideal, es necesario considerar el fundido como una fase con únicamente un sitio cristalográfico en donde las fracciones de cada componente

están dadas por las proporciones de los siguientes miembros extremos: p_{qL} , p_{woL} , p_{h2oL} , p_{anL} , $p_{ol} = p_{foL} + p_{faL}$ y las siguientes expresiones: $x_{ab} = p_{abL}$, $x_{ksp} = p_{kspL}$, $x_{Fe} = x$, $x_{Mg} = 1 - x$, $x_{fac} = 1 - p_{h2oL}$. Así, se pueden escribir las actividades ideales con las siguientes ecuaciones:

$$\begin{aligned} a_{qL}^{ideal} &= x_{fac} * p_{qL} \\ a_{abL}^{ideal} &= x_{fac} * x_{ab} \\ a_{kspL}^{ideal} &= x_{fac} * x_{ksp} \\ a_{woL}^{ideal} &= x_{fac} * p_{woL} \\ a_{silL}^{ideal} &= x_{fac} * p_{silL} \\ a_{faL}^{ideal} &= x_{fac} * p_{ol} * (x_{Fe})^5 \\ a_{foL}^{ideal} &= x_{fac} * p_{ol} * (x_{Mg})^5 \\ a_{h2oL}^{ideal} &= (p_{h2oL})^2 \\ a_{anL}^{ideal} &= x_{fac} * p_{anL} \end{aligned}$$

Finalmente, la actividad no-ideal puede ser calculada mediante la ecuación 2-1:

$$RT \ln \gamma_l = - \sum_i^{n-1} \sum_{j>i}^n (p'_i - p_i) * (p'_j - p_j) * W_{i,j} \quad (1-1)$$

En donde γ_l es el coeficiente de actividad no-ideal del miembro extremo l , T es la temperatura, R es la constante de los gases ideales y los valores de $p'_{i,j}$ y $p_{i,j}$ representan las proporciones de los n miembros extremos que conforman la fase.

1.4. Antecedentes

La investigación sobre la evolución de la corteza continental desde el Arqueano se ha desarrollado en gran parte mediante el modelamiento numérico de distintos escenarios geodinámicos (e.g., Gerya, 2014; Sizova et al., 2015), el estudio de la distribución de elementos mayores y elementos traza en gneises grises (e.g., Moyen, 2011; Moyen & Stevens, 2006; Martin & Moyen, 2002) y experimentos de fusión parcial de basaltos y anfibolitas en laboratorio (e.g., Foley et al., 2002; Zhang et al., 2013). Recientemente, con la aparición de los modelos termodinámicos para la fusión parcial de rocas metabásicas de Green et al. (2016), se abrió una puerta para abordar este problema a través del modelamiento del equilibrio de fases minerales, resultando en nuevos trabajos que constituyen el marco de referencia más cercano para el desarrollo de esta investigación. Palin et al. (2016b), por ejemplo, calcula diagramas de fase para una toleita arqueana enriquecida (Condie, 1981), determinando las composiciones de fundido resultantes de la fusión parcial de esta roca y la evolución del residuo sólido a lo largo de una trayectoria de calentamiento isobárico en la que ocurre perdida de fundido. Con base en sus resultados, Palin et al. (2016b) concluye que el contexto geodinámico más favorable para la generación de corteza continental debe ser diferente a la tectónica de placas moderna. De manera similar, Johnson et al. (2017) busca establecer las implicaciones geodinámicas que tiene fundir una composición máfica enriquecida en hierro (basaltos arquéanos del terreno Pilbara, Australia) en condiciones térmicas similares a las que se piensa que habrían existido en el Arqueano. En su trabajo, Johnson et al. (2017) caracteriza la composición del fundido y el residuo que se generan, pero no considera la perdida de material durante el metamorfismo. Como resultado determina que los primeros continentes estables no se formaron por subducción, ya que las asociaciones minerales residuales, requeridas para alcanzar la composición de TTGs, pueden estabilizarse a presiones menores de las que se requeriría en un ambiente dominado por subducción. Otra referencia importante es el trabajo de White et al. (2017), en el cual se calculan varios tipos de pseudosecciones para seis composiciones de roca que capturan la diversidad de rocas encontradas en terrenos metamórficos de alto grado en el Arqueano. Este trabajo es básicamente una revisión de diferentes condiciones de equilibrio que resultan del metamorfismo y fusión parcial de dichos terrenos, evaluando el volumen y composición de los fundidos resultantes de diferentes composiciones y grados de saturación de fluido en el sistema.

La principal limitación de los trabajos mencionados anteriormente radica en la dificultad que se tiene para llevar a cabo el cálculo del equilibrio de fases considerando la pérdida de fundido con dependencia de las trayectorias de presión y temperatura en software como THERMOCALC o PERPLEX. Durante el modelamiento es posible hacer cálculos para una composición determinada; sin embargo, si se considera la pérdida de fundido, la composición efectiva del sistema debe modificarse y el equilibrio debe ser calculado otra vez con la nueva composición resultante. Lo anterior

se convierte en un proceso iterativo que aumenta considerablemente el tiempo del modelamiento, dado que este se ejecuta en gran medida con control del usuario. La dificultad se incrementa aún más cuando no sólo se cambia la composición efectiva del sistema, sino que también se hace esta dependiente de los cambios de P - T a lo largo trayectorias de metamorfismo. No obstante, esta dependencia es inherente a cualquier problema en geología, en particular en petrología, en donde la composición de las fases minerales, además de la estabilidad de las asociaciones, resulta ser extremadamente sensible a cualquier modificación en las condiciones de equilibrio.

1.5. Metodología

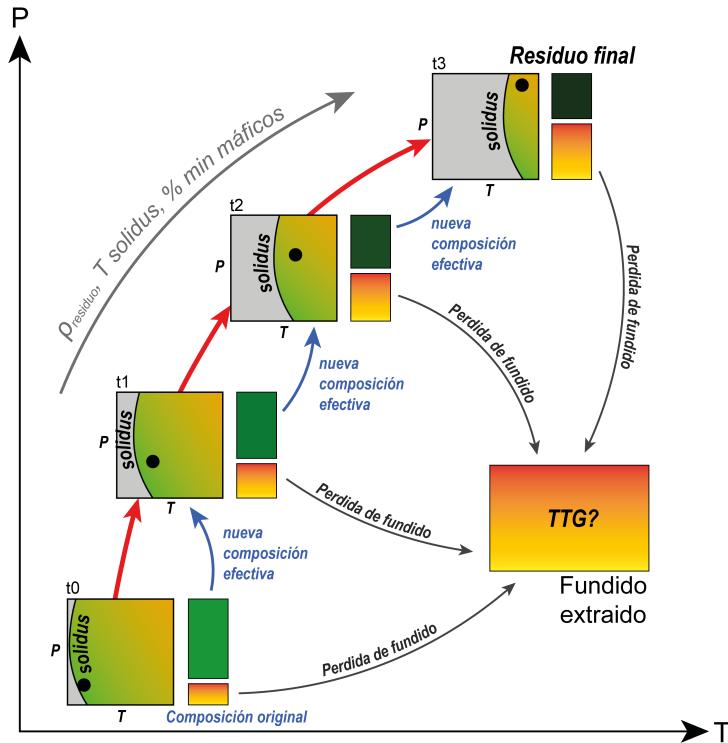


Figura 1-1.: Esquema del procedimiento metodológico usado para el modelamiento del equilibrio de fases a lo largo de trayectorias de metamorfismo con variabilidad de P - T y considerando distintos eventos de extracción de fundido para la formación de magmas TTG. En el diagrama cada cuadrángulo representa un esquema de la posición del solidus luego de la extracción del fundido del sistema, cambiando progresivamente su posición hacia zonas de más alta temperatura a medida que se pierde fluido desde un momento t_0 hasta un momento t_3 en el cual se espera menor productividad de fundido. Después de cada evento de perdida de magma la composición del sistema se modifica haciéndose más máfica luego de cada paso. Los rectángulos verdes y naranjas representan el residuo sólido y fundido generado, respectivamente. La composición total de los fundidos acumulados es evaluada y comparada con la composición promedio de terrenos TTG en la naturaleza (Moyen, 2011).

El modelamiento del equilibrio de fases requiere como dato de entrada principal datos químicos de roca total que para este caso deben representar la composición predominante del protolito a partir del cual se derivaron los magmas TTG. De modo que la primera parte de este trabajo consiste en seleccionar litologías máficas adecuadas que puedan corresponder con la corteza primitiva terrestre. Dichas composiciones deben ser ajustadas y normalizadas de acuerdo con los componentes químicos usados para describir el sistema, las condiciones de oxidación de cada litología considerada (i.e., relación Fe^{+3}/Fe_{total}) y el grado de saturación de fluido acuoso en el sistema, el cual

afecta significativamente la temperatura a la que ocurre el solidus y la cantidad de fundido que se puede generar. Para lograr hacer inferencias con respecto al contexto geodinámico en el cual se pudieron formar los continentes, es necesario definir trayectorias progradadas de metamorfismo que den cuenta de las condiciones térmicas de la corteza entre ~ 2.5 y ~ 4.0 Ga. Estas trayectorias no son más que gradientes geotérmicos esperados para el Arqueano que se han obtenido previamente a partir de modelamiento numérico (e.g., Sizova et al., 2015; Korenaga, 2006) o el registro de picos de metamorfismo en la historia geológica (e.g., Brown & Johnson, 2018; Brown, 2014). Los datos químicos seleccionados en la primera parte deben ser modificados para cada uno de estos gradientes con el fin de lograr grados mínimos de saturación de H_2O que se ajusten a las condiciones de $P-T$ en las que ocurre el solidus.

Una vez se han definido las composiciones de la corteza y los gradientes geotérmicos a considerar, es momento de combinar estos datos y realizar los cálculos de equilibrio termodinámico en el software de minimización de Energía Libre de Gibbs Theriak-Domino (de Capitani & Pettrakakis, 2010). Como resultado se obtienen composiciones químicas de fundidos producidos a lo largo de distintas trayectorias de metamorfismo, propiedades físico-químicas y mineralógicas de los productos de fusión parcial, pseudosecciones y mapas de pixeles—PIXELMAPS—que describen el comportamiento de distintas variables composicionales en el espacio $P-T$. En este trabajo, se consideran dos factores importantes para simular condiciones realistas de formación de la corteza: i) una fracción crítica de fundido en la cual el material generado es capaz de fluir dentro del sistema y escapar para luego cristalizar y ii) cambios en la composición efectiva o volumen de equilibrio del sistema debidos a la ocurrencia de uno o más eventos de perdida de fundido. En la Figura 1-1 se describe esquemáticamente el procedimiento que aquí se realiza para derivar la composición y parámetros físico-químicos de los productos de fusión parcial una vez ha ocurrido perdida de material.

Además de caracterizar composicionalmente el fundido producido, se calcula la evolución teórica de elementos traza en estos teniendo en cuenta las asociaciones minerales en equilibrio durante la separación de la fase líquida. Esto con el objetivo de establecer cómo sería la firma geoquímica y distribución de elementos en los magmas obtenidos del modelamiento, lo cual, por su parte, permite comparar y clasificar los fundidos resultantes con respecto a cuerpos graníticos producidos naturalmente y que ya han sido ampliamente caracterizados (e.g., Martin et al., 2014; Martin & Moyen, 2002; Moyen, 2011; Ge et al., 2018). En general, el cálculo de equilibrio de fases acoplado al modelamiento de elementos traza hace posible establecer el potencial de las composiciones consideradas para producir fundidos graníticos de tipo TTG y hacer inferencias acerca de los ambientes geodinámicos en los que estos se generaron.

2. Condiciones Experimentales

2.1. Composición de la Corteza en el Arqueano

Definir composiciones adecuadas de la corteza arqueana es tal vez la parte más importante previa al modelamiento. Sin embargo, resulta muy difícil establecerla con certeza debido al desconocimiento que se tiene de la dinámica planetaria durante las etapas más tempranas de formación. Varias señales geoquímicas e isotópicas en rocas basálticas del Arqueano pueden ser mejor explicadas si en la Tierra predominaba un ambiente de tipo *stagnant-lid* (e.g., Condie, 2015; Debaille et al., 2013). Otras evidencias, por su parte, parecen indicar que ya existía subducción incluso en ~ 3.5 Ga (e.g., Greber et al., 2017; van Hunen & Moyen, 2012), a pesar de que varios modelos han comprobado que en las etapas tempranas de la Tierra este sería un proceso ineficiente y más bien bastante intermitente (e.g., Sizova et al., 2015; van Hunen & Moyen, 2012). De todas formas, independientemente del contexto geodinámico, el registro geológico indica que rocas basálticas del Arqueano en *greenstone belts* no representan corteza verdaderamente juvenil, ya que estas no están en equilibrio con el manto peridotítico, y por lo tanto no representan magmas primarios. Su contraparte tampoco estaría representada en komatitas o picritas de mayor contenido de magnesio, puesto que estas últimas están generalmente asociadas a vulcanismo intraplaca con temperaturas potenciales del manto (T_p) elevadas (Palin & Dyck, 2018). Tampoco hay evidencia en el registro geológico de otras litologías que puedan representar el residuo complementario de estos basaltos (Palin & Dyck, 2018). En pocas palabras, no existe ninguna composición litológica que pueda decirse que corresponde inequívocamente al material que dio origen a las primeras masas continentales representadas en terrenos TTG.

A pesar de lo anterior, algo claro y en lo que la mayoría de los modelos coincide es que la fuente de los magmas TTG debió ser basáltica, hidratada y relativamente enriquecida en magnesio y en elementos incompatibles (Foley et al., 2002; Johnson et al., 2014; Martin et al., 2014). Aquí, se usan cinco litologías que reflejan composiciones y escenarios distintos de la naturaleza de la corteza primitiva terrestre. Se incluyen dos composiciones terrestres (All-MORB y EAT (Enriched Archean Tholeiite)), dos basaltos de Marte con distintos grados de evolución (Backstay y Fastball) y un basalto de Venus (Venera-14). Las composiciones originales de cada una se muestran en la

Tabla 2-1. En la Tabla 2-2 se presentan las composiciones modificadas para incluir solamente los óxidos usados en el modelamiento y la relación $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ ($X_{\text{Fe}^{3+}}$); para los casos de All-MORB y Venera-14, en donde esta última no está reportada, se usa un valor de 0,1 que está dentro del rango de oxidación del manto terrestre en el Arqueano y de basaltos oceánicos modernos (Bézos & Humler, 2005; Berry et al., 2008).

All-MORB es la composición promedio de los basaltos oceánicos modernos con un componente significativamente más enriquecido que las estimaciones para N-MORB (Gale et al., 2013). Esta composición incluye el promedio de basaltos formados en ambientes de plumas mantélicas y excluye aquellos formados en zonas de back-arc. Aquí es considerada, ya que esta representa la composición media real de la corteza oceánica que se produce en el presente (Gale et al., 2013). De esta manera, es posible considerar la producción de magmas TTG a partir de una litología máfica generada en tectónica de placas activa.

Por su parte, EAT (Condie, 1981) representa una composición originada por fusión de una porción del manto enriquecida en LILE (Condie, 1981; Martin et al., 2014) que muestra, además, mayor contenido de K_2O en comparación basaltos modernos tipo MORB. Esto es consistente con un bajo y relativamente constante índice de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ inferido para la fuente de los terrenos TTG, el cual indica que la mayor parte de la corteza continental tuvo contribución del manto primordial—manto enriquecido en LILE y LREE (*light rare earth elements*). De esta manera, EAT representa un protolito plausible para la producción magmas de composición TTG (Martin et al., 2014; Palin et al., 2016b).

Los dos basaltos marcianos usados aquí, ya han sido modelados anteriormente para cuantificar el balance entre hidratación y densidad en el interior de dicho planeta (Wade et al., 2017). Para estudiar el origen de los magmas TTG, estas dos composiciones resultan útiles pues corresponden a basaltos formados en un contexto dinámico que se cree es *stagnant-lid* (Condie et al., 2016; Condie, 2016; Korenaga, 2013; Wade et al., 2017), el cual pudo haber predominado también en la Tierra durante el Arqueano (Bédard, 2006; Palin et al., 2016b; Sizova et al., 2015). Ambas litologías representan el promedio de muestras basálticas aparentemente inalteradas que fueron analizadas por el robot de exploración *Spirit* en “Columbia Hills” dentro del cráter Gusev en Marte por medio de los instrumentos APXS (Alpha Particle X-ray Spectrometer) y MB (Mössbauer Spectrometer). Backstay tiene una composición alcalina con contenidos de MgO y Al_2O_3 que reflejan un grado relativamente alto de evolución como resultado de cristalización fraccionada a partir de magmas picríticos más primitivos (McSween et al., 2006). Por su parte, Fastball representa una composición primitiva con un alto contenido de MgO y relativamente bajo de Al_2O_3 y Na_2O (Squyres et al.,

2007), la cual puede ser similar a las litologías formadas en la Tierra durante el Arqueano considerando un manto con mayor T_p (Palin & Dyck, 2018).

Por último, Venera-14 es una litología también asociada a un régimen *stagnant-lid* que se piensa es el predominante en Venus (Condie et al., 2016; Condie, 2016; Korenaga, 2013). Su composición fue obtenida en 1982 por un instrumento ruso del mismo nombre mediante fluorescencia de rayos-X en rocas cercanas al sitio de aterrizaje (Surkov et al., 1986). Esta tiene características similares en términos de elementos mayores con basaltos toleíticos terrestres; sin embargo, muestra también una tendencia aparentemente calco-alcalina y un alto contenido de Al_2O_3 que probablemente se relacione con un alto grado de evolución magmática (Surkov et al., 1986).

Tabla 2-1: Composiciones de cada litología usada en este trabajo tomadas como se reportan en la fuente original: All-MORB (Gale et al., 2013; EAT (Condie, 1981); Backstay (McSween et al., 2006); Fastball (Squyres et al., 2007); Venera-14 (Surkov et al., 1986).

Litología	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
All-MORB	50.470	1.680	14.700	—	7.580	11.390	0.184	10.430	—	2.790	0.160	0.184	99.568
Backstay	49.600	0.930	13.300	0.150	8.320	6.050	0.240	10.700	3.330	4.160	1.070	1.390	99.240
EAT	49.500	1.490	15.200	—	6.820	8.790	0.180	9.170	2.800	2.700	0.690	0.170	97.510
Fastball	45.300	0.670	7.850	0.490	12.000	5.800	0.470	17.800	—	2.350	0.230	0.790	93.750
Venera 14	48.700	1.250	17.900	—	8.100	10.300	0.160	8.800	—	2.400	0.200	—	97.810

Tabla 2-2: Composiciones modificadas de cada litología mostrando únicamente los óxidos considerados para el sistema en el modelamiento y la proporción $X_{Fe^{3+}}$. Para All-MORB y Venera-14 se usa un valor de 0,10 que está dentro del rango de oxidación del manto terrestre en el Arqueano y de basaltos oceánicos modernos (Bézos & Humler, 2005; Berry et al., 2008).

Litología	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Total	$X_{Fe^{3+}}$
All-MORB	50.470	1.680	14.700	7.580	11.390	9.387	1.159	2.790	0.160	99.316	0.10
Backstay	49.600	0.930	13.300	8.320	6.050	10.700	3.330	4.160	1.070	97.460	0.22
EAT	49.500	1.490	15.200	6.820	8.790	9.170	2.800	2.700	0.690	97.160	0.22
Fastball	45.300	0.670	7.850	12.000	5.800	8.544	10.287	2.350	0.230	93.031	0.52
Venera 14	48.700	1.250	17.900	8.100	10.300	7.920	0.978	2.400	0.200	97.748	0.10

2.2. Gradientes Geotérmicos

Cinco gradientes geotérmicos son usados para modelar posibles condiciones metamórficas para rocas en el Arqueano: $35\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$, $50\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$, $75\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$, $100\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ y $150\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$. Dichos gradientes pueden usarse como simplificaciones de los caminos recorridos por una roca de composición dada en el espacio de $P-T$, eso sí, teniendo en cuenta que en la realidad estas trayectorias son más complejas y difícilmente lineales (Korenaga, 2006). Se seleccionan específicamente estos valores ya que el registro geológico del Arqueano indica un amplio rango en el grado de metamorfismo que varía desde facies eclogita hasta granulita con gradientes térmicos desde ~ 35 hasta $\sim 150\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$; abarcando condiciones metamórficas de ultra-alta presión (UHP) y ultra-alta temperatura (UHT) (Korenaga, 2013; Brown & Johnson, 2018; Brown & Rushmer, 2006; Sizova et al., 2017). Este rango es, sin embargo, mayor al actualmente registrado en zonas donde ocurre subducción y generación de corteza continental (Syracuse et al., 2010). De todas formas, ha sido demostrado que varios picos de metamorfismo y variabilidad en las condiciones geotérmicas pueden ocurrir en un mismo escenario geodinámico, especialmente en el Arqueano. (e.g., Sizova et al., 2017; François et al., 2014). Así pues, el modelamiento de equilibrio de fases a lo largo de estos gradientes no implica discriminar directamente ambientes geodinámicos de formación de magmas TTG, en su lugar permite establecer las consecuencias petrológicas de la fusión de la corteza incluyendo el volumen y composición del fundido producido y las asociaciones minerales en equilibrio en puntos específicos de $P-T$ (Palin et al., 2016b).

2.3. Saturación de fluido en el sistema

El contenido de H₂O en el sistema es un factor importante que debe considerarse, ya que afecta tanto la estabilidad de las asociaciones minerales como la productividad de fundido en rocas metabásicas (Palin et al., 2016b; Rapp & Watson, 1995) Aquí, se consideran condiciones de saturación mínima de fluido en el punto de fusión parcial—solidus—que se definen por la presencia de 0.5 mol % de H₂O libre en el sistema inmediatamente por encima de la intersección entre el solidus y el gradiente térmico de interés. Estas condiciones se justifican a partir de tres observaciones importantes: i) el contenido de H₂O en una asociación mineral a lo largo de una trayectoria metamórfica prograda en el subsolidus solo puede disminuir (Guiraud et al., 2001); ii) ha existido agua líquida sobre la superficie terrestre desde incluso ~4.4 Ga (Mojzsis et al., 2001; Peck et al., 2001) y iii) la corteza oceánica moderna está completamente hidratada hasta profundidades de ~2-3 km, por lo que la corteza en el Arqueano podría haber estado hidratada en grados similares (Palin et al., 2016b).

El procedimiento para estimar la composición de cada litología con saturación mínima de fluido se realiza creando un script para Theriak que calcule el equilibrio a lo largo del gradiente geotérmico de interés en un intervalo entre 600 °C y 900 °C usando como *input* la composición original con una cantidad arbitraria de H₂O que garantice exceso de fluido en el sistema. Cada punto en el intervalo esta separado 0.1 °C, lo cual permite encontrar con buena precisión la intersección entre la geotermia y el solidus. Luego de encontrar este punto, se modifica manualmente el contenido de H₂O en el archivo de entrada (normalmente llamado THERIN) y se corre el equilibrio en el solidus hasta que el *output* de Theriak muestre un valor cercano 0.5 mol %. Finalmente, la nueva composición se recalcula y se normaliza otra vez para tener las proporciones atómicas de cada elemento considerando la cantidad final de fluido. En este caso, cada una de las litologías seleccionadas fue ajustada y normalizada de acuerdo con este procedimiento a lo largo de todos los gradientes térmicos considerados. Las composiciones efectivas resultantes se muestran en porcentaje en peso (wt %) en la Tabla 2-3 y el *input* en proporción de cada elemento se muestra en la Tabla 2-4.

Tabla 2-3: Composiciones de cada litología usada en este trabajo ajustadas a condiciones mínimas de saturación de H₂O en la intersección entre cada gradiente geotérmico considerado y el solidus. Los óxidos están dados en porcentaje en peso (wt %).

Litología	ΔT/ΔP	P (kbar)	T (°C)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
All-MORB	—	—	—	50.470	1.680	14.700	7.580	11.390	9.387	1.159	2.790	0.160	—	99.316
35	19.7	691.2	50.474	1.680	14.701	7.581	11.391	9.388	1.159	2.790	0.160	0.676	100.000	
50	12.4	618.6	50.036	1.666	14.574	7.515	11.292	9.306	1.149	2.766	0.159	1.537	100.000	
75	8.7	654.9	50.141	1.669	14.604	7.531	11.316	9.326	1.152	2.772	0.159	1.331	100.000	
100	6.8	677.5	50.159	1.670	14.610	7.533	11.320	9.329	1.152	2.773	0.159	1.295	100.000	
150	4.7	700.9	50.180	1.670	14.616	7.536	11.325	9.333	1.152	2.774	0.159	1.254	100.000	
Backstay	—	—	—	49.600	0.930	13.300	8.320	6.050	10.700	3.330	4.160	1.070	—	97.460
35	20.5	717.9	50.230	0.942	13.469	8.426	6.127	10.836	3.372	4.213	1.084	1.302	100.000	
50	12.3	613.5	49.728	0.932	13.334	8.342	6.066	10.728	3.339	4.171	1.073	2.288	100.000	
75	8.6	644.2	49.899	0.936	13.380	8.370	6.086	10.764	3.350	4.185	1.076	1.953	100.000	
100	6.6	658.5	50.065	0.939	13.425	8.398	6.107	10.800	3.361	4.199	1.080	1.627	100.000	
150	4.5	677.4	50.065	0.939	13.425	8.398	6.107	10.800	3.361	4.199	1.080	1.627	100.000	
EAT	—	—	—	49.500	1.490	15.200	6.820	8.790	9.170	2.800	2.700	0.690	—	97.160
35	20.3	710.2	50.506	1.520	15.509	6.959	8.969	9.356	2.858	2.755	0.704	0.865	100.000	
50	12.8	641.2	50.031	1.506	15.363	6.893	8.884	9.269	2.830	2.729	0.697	1.798	100.000	
75	8.5	639.0	50.141	1.509	15.397	6.908	8.904	9.289	2.836	2.735	0.699	1.583	100.000	
100	6.7	666.5	50.196	1.511	15.414	6.916	8.914	9.299	2.839	2.738	0.700	1.474	100.000	
150	4.6	689.3	50.264	1.513	15.434	6.925	8.926	9.311	2.843	2.742	0.701	1.341	100.000	
Fastball	—	—	—	45.300	0.670	7.850	12.000	5.800	8.544	10.287	2.350	0.230	—	93.031
35	24.4	855.1	48.590	0.719	8.420	12.871	6.221	9.164	11.034	2.521	0.247	0.213	100.000	
50	15.3	766.8	47.817	0.707	8.286	12.667	6.122	9.019	10.858	2.481	0.243	1.800	100.000	
75	9.6	717.9	47.827	0.707	8.288	12.669	6.123	9.021	10.860	2.481	0.243	1.781	100.000	
100	6.9	692.7	47.830	0.707	8.289	12.670	6.124	9.021	10.861	2.481	0.243	1.773	100.000	
150	4.5	675.8	47.683	0.705	8.263	12.631	6.105	8.993	10.828	2.474	0.242	2.076	100.000	
Venera 14	—	—	—	48.700	1.250	17.900	8.100	10.300	7.920	0.978	2.400	0.200	—	97.748
35	20.4	713.0	49.196	1.263	18.082	8.183	10.405	8.001	0.988	2.424	0.202	1.256	100.000	
50	13.5	674.2	48.959	1.257	17.995	8.143	10.355	7.962	0.983	2.413	0.201	1.732	100.000	
75	9.0	676.9	49.040	1.259	18.025	8.157	10.372	7.975	0.985	2.417	0.201	1.569	100.000	
100	7.0	697.0	49.097	1.260	18.046	8.166	10.384	7.984	0.986	2.420	0.202	1.456	100.000	
150	4.8	718.5	49.170	1.262	18.073	8.178	10.399	7.996	0.987	2.423	0.202	1.309	100.000	

Tabla 2-4: Input para Theriaik-Domino con composiciones dadas en proporción de cada elemento y teniendo en cuenta condiciones mínimas de saturación de H₂O en la intersección entre cada gradiente geotérmico considerado y el sólido.

Litología	$\Delta T/\Delta P$	P (kbar)	T (°C)	INPUT THERIAK-DOMINO
All-MORB	—	—	—	SI(47.0221)AL(16.1416)TI(1.1771)MN(0)FE(8.1267)MG(10.5263)CA(11.3698)NA(5.0399)K(0.1902)O(153.655)H(0)O(0)
35	19.7	691.2	—	SI(45.1268)AL(15.491)TI(1.1297)MN(0)FE(7.7991)MG(10.102)CA(10.9115)NA(4.8368)K(0.1825)O(14.74615)H(4.0307)O(2.0154)
50	12.4	618.6	—	SI(42.8893)AL(14.7229)TI(1.0736)MN(0)FE(7.4124)MG(9.6011)CA(10.3705)NA(4.5969)K(0.1735)O(14.0.1501)H(8.7391)O(4.3945)
75	8.7	654.9	—	SI(43.4083)AL(14.9011)TI(1.0866)MN(0)FE(7.5021)MG(9.7173)CA(10.496)NA(4.6526)K(0.1756)O(141.8462)H(7.6852)O(3.8426)
100	6.8	677.5	—	SI(43.4986)AL(14.9321)TI(1.0889)MN(0)FE(7.5177)MG(9.7375)CA(10.5178)NA(4.6622)K(0.1759)O(142.1412)H(7.4932)O(3.7466)
150	4.7	700.9	—	SI(43.6036)AL(14.9681)TI(1.0915)MN(0)FE(7.5359)MG(9.761)CA(10.5452)NA(4.6735)K(0.1764)O(142.4842)H(7.27)O(3.635)
Backstay	—	—	—	SI(46.3571)AL(14.6503)TI(0.6536)MN(0)FE(10.7053)MG(11.5903)CA(11.5903)CA(6.0583)NA(7.5384)K(1.2757)O(149.9288)H(0)O(0)
35	20.5	717.9	—	SI(42.9173)AL(13.5632)TI(0.6051)MN(0)FE(9.9109)MG(10.7303)CA(5.6088)NA(6.979)K(1.181)O(138.8037)H(7.4203)O(3.7101)
50	12.3	613.5	—	SI(40.584)AL(12.8258)TI(0.5722)MN(0)FE(9.3721)MG(10.1469)CA(5.3038)NA(6.5996)K(1.1168)O(131.2574)H(12.4535)O(6.2267)
75	8.6	644.2	—	SI(41.3533)AL(13.069)TI(0.5831)MN(0)FE(9.5498)MG(10.3393)CA(5.4044)NA(6.7247)K(1.138)O(133.7456)H(10.7939)O(5.397)
100	6.6	658.5	—	SI(42.1237)AL(13.3124)TI(0.5939)MN(0)FE(9.7277)MG(10.5318)CA(5.505)NA(6.85)K(1.1592)O(136.237)H(9.1322)O(4.5661)
150	4.5	677.4	—	SI(42.1251)AL(13.3129)TI(0.5939)MN(0)FE(9.728)MG(10.5322)CA(5.5052)NA(6.8502)K(1.1592)O(136.2417)H(9.1291)O(4.5645)
EAT	—	—	—	SI(47.1148)AL(17.0512)TI(1.0665)MN(0)FE(9.3048)MG(9.6755)CA(8.964)NA(4.9827)K(0.8378)O(153.7966)H(0)O(0)
35	20.3	710.2	—	SI(44.7086)AL(16.1804)TI(1.012)MN(0)FE(8.8296)MG(9.1814)CA(8.5062)NA(4.7282)K(0.795)O(145.9421)H(5.1071)O(2.5536)
50	12.8	641.2	—	SI(42.3333)AL(15.3207)TI(0.9383)MN(0)FE(8.3605)MG(8.6936)CA(8.0543)NA(4.477)K(0.7528)O(138.1883)H(10.1487)O(5.0744)
75	8.5	639.0	—	SI(42.8628)AL(15.5124)TI(0.9703)MN(0)FE(8.4651)MG(8.8023)CA(8.155)NA(4.533)K(0.7622)O(139.9169)H(9.0247)O(4.5124)
100	6.7	666.5	—	SI(43.1332)AL(15.6102)TI(0.9764)MN(0)FE(8.5185)MG(8.8578)CA(8.2065)NA(4.5616)K(0.767)O(140.7995)H(8.4509)O(4.2235)
150	4.6	689.3	—	SI(43.4699)AL(15.7321)TI(0.984)MN(0)FE(8.585)MG(8.927)CA(8.2705)NA(4.5972)K(0.773)O(141.8985)H(7.7363)O(3.8682)
Fastball	—	—	—	SI(44.0823)AL(9.0032)TI(0.4903)MN(0)FE(14.4859)MG(17.4054)CA(6.0472)NA(4.4339)K(0.2855)O(146.7145)H(0)O(0)
35	24.4	855.1	—	SI(43.5205)AL(8.8885)TI(0.4841)MN(0)FE(14.3013)MG(17.1836)CA(5.9701)NA(4.3774)K(0.2819)O(144.8446)H(1.2745)O(0.6373)
50	15.3	766.8	—	SI(39.6888)AL(8.1059)TI(0.4414)MN(0)FE(13.0421)MG(15.6707)CA(5.4445)NA(3.9392)K(0.257)O(132.0919)H(9.9667)O(4.9833)
75	9.6	717.9	—	SI(39.7324)AL(8.1148)TI(0.4419)MN(0)FE(13.0565)MG(15.6879)CA(5.4505)NA(3.9964)K(0.2573)O(132.2372)H(9.8677)O(4.9338)
100	6.9	692.7	—	SI(39.7503)AL(8.1185)TI(0.4421)MN(0)FE(13.0624)MG(15.695)CA(5.4529)NA(3.9982)K(0.2574)O(132.2968)H(9.827)O(4.9135)
150	4.5	675.8	—	SI(39.0801)AL(7.9816)TI(0.4347)MN(0)FE(12.8421)MG(15.4303)CA(5.361)NA(3.9308)K(0.2531)O(130.066)H(11.3475)O(5.6738)
Venera 14	—	—	—	SI(45.7357)AL(19.8125)TI(0.8828)MN(0)FE(6.9114)MG(11.3383)CA(10.3639)NA(4.3701)K(0.2396)O(154.22)H(0)O(0)
35	20.4	713.0	—	SI(42.4311)AL(18.381)TI(0.819)MN(0)FE(6.412)MG(10.5191)CA(9.6151)NA(4.0543)K(0.2223)O(143.0.77)H(7.2253)O(3.6126)
50	13.5	674.2	—	SI(41.2814)AL(17.8829)TI(0.7968)MN(0)FE(6.2383)MG(10.234)CA(9.3545)NA(3.9445)K(0.2163)O(139.2002)H(9.7391)O(4.8636)
75	9.0	676.9	—	SI(41.6688)AL(18.0507)TI(0.8043)MN(0)FE(6.2968)MG(10.3301)CA(9.4423)NA(3.9815)K(0.2183)O(140.5064)H(8.8921)O(4.4461)
100	7.0	697.0	—	SI(41.9416)AL(18.1689)TI(0.8096)MN(0)FE(6.3381)MG(10.3977)CA(9.5041)NA(4.0076)K(0.2197)O(141.4264)H(8.2956)O(4.1478)
150	4.8	718.5	—	SI(42.2989)AL(18.3237)TI(0.8165)MN(0)FE(6.392)MG(10.4863)CA(9.5851)NA(4.0417)K(0.2216)O(142.6311)H(7.5144)O(3.7572)

2.4. Pérdida de fundido en un sistema abierto

Una vez una anfibolita o metabasalto ha alcanzado una temperatura suficiente se producen reacciones de deshidratación a alta temperatura que en últimas conducen a la ocurrencia de fusión parcial (Rapp & Watson, 1995). Los primeros fundidos generados se acumulan en los intersticios de los granos o cristales minerales presentes en la roca y no ocurre extracción de material al menos hasta que el fundido generado se interconecte (Brown et al., 1995). En general, este umbral de interconexión se presenta cuando se alcanza un volumen de entre $\sim 5\%$ y $\sim 8\%$ de fundido y varía dependiendo de las propiedades físico-mecánicas de la fase líquida y de la matriz a través de la cual esta se transporta (Maaløe, 1982; Vigneresse et al., 1996; Rosenberg & Handy, 2005). Por encima de esta fracción crítica, el fundido puede movilizarse y posiblemente ser extraído del sistema conduciendo a un cambio de composición en el volumen de equilibrio original. Sin embargo, que exista una red de fundido conectada no necesariamente implica que este sea extraído del sistema. Varios trabajos han demostrado que existe una segunda fracción crítica con un valor considerablemente más alto en el cual realmente hay pérdida de fundido (e.g., Rushmer, 1995; Vigneresse et al., 1996; Lee et al., 2016; Yu & Lee, 2016). Esta fracción de escape es más difícil de determinar puesto que existen numerosos mecanismos y factores que inciden en el transporte de material a gran escala tales como zonas de fractura, baja viscosidad del material, baja permeabilidad de la matriz, textura del protolito, composición mineral, etc. (Rushmer, 1991, 1995). En rocas de composición granítica, dicho valor puede ser similar a la fracción de interconectividad del fundido; sin embargo, para rocas maficas se ha observado una proporción mayor que comúnmente está en el rango de $\sim 15\%$ y $\sim 25\%$ (Rushmer, 1991, 1995; Vigneresse et al., 1996), pero que puede incluso alcanzar el $\sim 40\%$ del volumen de la roca (Yu & Lee, 2016; Brown et al., 1995).

De acuerdo a lo anterior, en este trabajo se considera un sistema abierto en el cual se presenta perdida de fundido a lo largo de cada gradiente geotérmico seleccionado ya que esto permite simular un escenario más realista para la generación de magmas TTG. Se establece una fracción crítica ideal de 20% con base en los experimentos de Rushmer (1991, 1995) y Vigneresse et al. (1996). En cada evento de perdida de fundido se extrae 15% de material (75% del volumen generado) y el restante 5% permanece en la fuente, representando la fracción estática mínima que es preservada en equilibrio con el residuo sólido (Maaløe, 1982; Rosenberg & Handy, 2005). En Theriak-Domino, se realiza un proceso de cálculos consecutivos cada $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ iniciando en el solidus (i_0) hasta encontrar el punto en donde la fracción de fundido alcanza $\sim 20\%$ (i_n). En cada punto i_n se recalcula la composición del residuo sumando la fracción retenida de fundido y se obtiene un nuevo volumen de equilibrio. Como resultado, se logran las composiciones del magma generado luego de cada evento de extracción y las del fundido acumulado en cada punto i_n .

2.5. Modelamiento de equilibrio de fases

Los cálculos aquí efectuados incluyen pseudosecciones, equilibrio puntual en puntos específicos del espacio $P-T$ y mapas de pixeles (PIXELMAPS) para diferentes parámetros de fundido. El modelamiento se realiza en el sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{O}_2$ (NCKFMASHTO) usando Theriak-Domino (de Capitani & Petrakakis, 2010) y la base de datos termodinámica internamente consistente de Holland & Powell (2011), versión *ds62* actualizada el 6 de febrero de 2012. Además, se usaron las siguientes relaciones de actividad-composición: fundido silicatado (Liq), clinopiroxeno (Cpx) o augita *sensu lato* (Aug), anfibol (Amp) u hornblenda *sensu lato* (Hbl) (Green et al., 2016); granate (Grt), ortopiroxeno (Opx), biotita (Bt), clorita (Chl) (White et al., 2014a); olivino (Ol) y epidota (Ep) (Holland & Powell, 2011); magnetita-espinela (Mag-Spl) (White et al., 2002); ilmenita-hematita (Ilm-Hem) (White et al., 2000); plagioclasa C₁ (Pl) y feldespato alcalino (Kfs) (Holland & Powell, 2003) y muscovita-paragonita *sensu lato* (Ms-Pg) (White et al., 2014b). Las fases puras utilizadas son cuarzo (Qtz), albita (Ab), rutilo (Rt), esfena (Spn) y fluido acuoso (H_2O). Estas y otras abreviaciones minerales aquí empleadas están basadas en Whitney & Evans (2010).

La elaboración de los PIXELMAPS se realiza a partir de un script de *Python* elaborado específicamente para este proyecto con el objetivo de calcular parámetros del fundido que incluyen Fe# ($\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$), Mg# ($\text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg})$), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, ASI (Aluminium-saturation-index) ($\text{Al}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$), entre otros (Ver ANEXO A). Tanto las pseudosecciones como los PIXELMAPS son calculados entre 600-1200 °C y 2-25 kbar. Las mayores incertidumbres en el modelamiento que aquí se presenta están asociadas a los modelos termodinámicos, especialmente los de Green et al. (2016). Así, las posiciones absolutas de las asociaciones en equilibrio y los límites de los campos que las definen tienen una precisión menor a ± 50 °C y ± 1 kbar dentro de un rango de 2σ (Palin et al., 2016a). No obstante, esta precisión es valida para presiones ≤ 13 kbar; rango en el cual los modelos de fusión parcial de minerales máficos fueron oficialmente calibrados (Green et al., 2016). Por encima de este rango la incertidumbre puede ser mayor y más difícil de cuantificar (Palin et al., 2016b).

2.6. Modelamiento de elementos traza

A partir de los resultados obtenidos mediante el cálculo del equilibrio de fases, es posible implementar análisis de la evolución de elementos traza en el sistema (e.g., Bédard, 2006; Gardiner et al., 2018b,a; Johnson et al., 2017). El output de Theriak-Domino incluye no sólo las fases en equilibrio en determinados puntos del espacio de $P-T$, sino también sus proporciones y composición química. En particular, la asociación mineral en equilibrio con el fundido en el momento en que ocurre la extracción permite calcular la distribución de elementos traza mediante un coeficiente de partición global D_{bulk} (bulk partition coefficient) que se obtiene a partir de coeficientes de partición individuales mineral-fundido K_d (Tabla 2-5). Para cada elemento e_i el coeficiente D_{bulk} esta dado por la ecuación 2-1 (Shaw, 2006):

$$D_{bulk}^{e_i} = \sum_{j=1}^n K_j^{e_i} * X_j \quad (2-1)$$

En donde, $K_j^{e_i}$ es el coeficiente de partición individual de cada elemento y X_j es la proporción modal normalizada de cada especie mineral j durante cada evento de perdida de fundido (Shaw, 2006). Por su parte, la distribución de cada elemento en el fundido estará dada por la ecuación 2-2 (Shaw, 2006):

$$C_{Liq}^{e_i} = \frac{C_0}{D_{bulk}^{e_i} + F * (1 - D_{bulk}^{e_i})} \quad (2-2)$$

En donde, C_0 es la concentración inicial de cada elemento en partes por millón (ppm) y F es la fracción de fundido generada, la cual para este caso corresponde al 20 %. Sin embargo, de esta fracción considerada se reintegra al sistema el 25 % para tener en cuenta que el 5 % de fundido es retenido después de la extracción de fundido (ver Sección 2.4).

El modelo de equilibrio asumido para los cálculos de elementos traza es el de fusión por paquetes (Batch melting), asumiendo múltiples eventos que modifican continuamente la composición original del sistema (Shaw, 2006). Los cálculos para todas las litologías consideradas se hicieron asumiendo una fuente enriquecida que corresponde al promedio de las rocas máficas en el Arqueano (Martin et al., 2014). Esto permite comparar el potencial de cada una de estas para generar fundidos con las características de los magmas TTG, de acuerdo a las distintas asociaciones en equilibrio que resultan del equilibrio de fases. Por último, se asume que no hay presencia de circón en el residuo con base en dos observaciones: i) la abundancia relativa de Zr en la corteza máfica era menor en el Arqueano y ii) el grado de polimerización de los magmas primitivos era considerablemente más bajo que en el presente (Keller et al., 2017; Shao et al., 2019).

Tabla 2-5: Coeficientes de partición usados en el modelamiento de elementos traza por fusión parcial de rocas metabásicas.
Valores tomados de Bédard (2006)

	Amp	Cpx	Grt	Usp	P1	Rt	Mag	Spn	Zrn	Ap	Ep	Bt
Rb	0.055	0.01	0.0007	0.025	0.068	0.0076	0.001	0.5	4	0.1	0.0045	2.25
Ba	0.046	0.006	0.0004	0.018	1.016	0.0043	0.001	1.5	4	0.45	0.408	6
Th	0.055	0.104	0.0075	0.09	0.095	0.2	0.02	0.16	62	23	156	0.01
U	0.05	0.032	0.024	0.09	0.091	0.2	0.02	0.14	298	25	1.29	0.1
Nb	0.274	0.007	0.04	3	0.239	150	0.04	2.2	50	0.05	0.226	0.085
Ta	0.477	0.028	0.08	2.7	0.053	200	0.04	6.55	50	0.05	0.226	0.107
K	0.333	0.0039	0.0013	0.034	0.252	0.005	0.001	0.7	4	0.2	0.0045	3
La	0.319	0.028	0.028	0.015	0.358	0.0057	0.015	4.73	26.6	12	2.05	0.02
Ce	0.56	0.059	0.08	0.012	0.339	0.0065	0.016	7.57	23.5	15	2.44	0.03
Sr	0.389	0.032	0.019	0.0022	6.65	0.036	0.022	2.68	20	1.4	2	0.1
Nd	1.32	0.115	0.222	0.01	0.289	0.0082	0.026	12.4	21.7	19	3.34	0.03
Sm	2.09	0.259	1.43	0.009	0.237	0.0954	0.024	14	17.7	20	4.22	0.04
Zr	0.417	0.125	0.537	2.3	0.078	3.7	0.12	1.92	130	16	0.1	0.023
Hf	0.781	0.208	0.431	2.4	0.069	4.97	0.97	2.43	450	16	10	0.023
Eu	1.79	0.341	1.54	0.01	2.17	0.00037	0.025	13.8	12.1	13	3.78	0.031
Gd	2.53	0.422	4.84	0.011	0.192	0.0106	0.018	11.9	15	20	4.67	0.04
Dy	2.55	0.57	11.5	0.02	0.15	0.0116	0.018	8.27	60	18	4.5	0.06
Ti	4.03	0.473	2.63	12.5	0.078	45	5	67	10	14	0.375	3.5
Y	2.47	0.603	14.1	0.037	0.138	0.0118	0.018	5.42	80	17.5	4.3	0.07
Er	2.22	0.64	18.8	0.067	0.117	0.0122	0.018	5.54	200	15.5	3.78	0.09
Yb	1.79	0.635	23.2	0.13	0.094	0.0126	0.018	3.02	490	13	2.96	0.11

3. Resultados

En esta sección se presentan los resultados que se esperan conforme a la metodología planteada. En primer lugar, se muestra la composición de los fundidos resultantes a partir de fusión parcial a lo largo de varios gradientes térmicos que representan posibles trayectorias de enterramiento y calentamiento de la corteza. Dicha composición es contrastada con un rango composicional representativo del promedio de los terrenos TTG en el Arqueano y a partir de esto se seleccionan las mejores condiciones para producir magmas TTG en términos de elementos mayores. Con estas condiciones se calculan posteriormente pseudosecciones y asociaciones minerales en equilibrio a lo largo de las mismas trayectorias. Finalmente, la integración de las composiciones de los fundidos con la proporción de las fases presentes en el residuo sólido permite hacer una estimación aproximada de como sería la distribución de elementos traza en los fundidos resultados, asumiendo una composición inicial representativa de la corteza oceánica enriquecida en el Arqueano.

3.1. Composición de los fundidos

3.1.1. All-MORB

All-MORB no presenta ningún evento de fusión parcial antes de 1200 °C en un gradiente geotérmico de 35 °C/kbar. Los dos eventos de mayor presión ocurren en 838.2 °C a 16.8 kbar y 1093 °C a 21.9 kbar a lo largo de un gradiente de 50 °C/kbar. El primero de estos dos paquetes de fundido se destaca por mostrar valores de CaO, MgO, FeO y K₂O por debajo del promedio de los magmas TTG, aunque dentro del rango de los mismos. El contenido de Si₂O está por encima del promedio y particularmente los de Al₂O₃ y Na₂O son tan elevados que están fuera del intervalo definido a 2σ. Por su parte, el paquete de fundido extraído durante el segundo evento sigue un patrón de distribución de elementos mayores mucho más similar al del promedio de los magmas TTG. Aunque de igual forma sigue mostrando valores bajos de K₂O y significativamente altos de Na₂O, lo cual resulta en una proporción K₂O/Na₂O muy baja con valores menores a 0.126. Entretanto, los valores de Mg# y Fe# están entre 0.310-0.380 y 0.743-0.799, respectivamente. El valor de ASI está entre 0.931-1.022 y A/NK entre 1.235-1.373. Tanto las composiciones individuales

como acumuladas muestran tendencias similares e indican que bajo las condiciones consideradas, esta composición llega a producir hasta 27.8 % de fundido (ver Figura 3-1a; Tabla 3-1).

En un gradiente de 75 °C/kbar se presentan tres eventos de perdida de fundido en 881.5 °C a 11.8 kbar, 1042.0 °C a 13.9 kbar y 1156.7 °C a 15.4. Sin embargo, el único que es relevante para la generación de magmas TTG es el primero; los otros dos tienen valores de FeO y MgO demasiado altos que se alejan por mucho del rango composicional del promedio de los TTG incluso si sólo se tienen en cuenta sus composiciones acumuladas. Así pues, el primer evento de segregación magmática muestra valores dentro del intervalo de 1σ , salvo para el contenido de Na₂O que sigue siendo considerablemente elevado y de nuevo resulta en un índice K₂O/Na₂O de apenas 0.135. Los valores de Mg# y Fe# son 0.327 y 0.786, respectivamente, mientras que los de ASI y A/NK son 1.004 y 1.385. A pesar que el total de fundido que puede ser extraído de la fuente es de 38.6 %, solamente el 15 % corresponde a fundido granítico relevante para este trabajo (ver Figura 3-1b; Tabla 3-1).

En contraste, con gradientes geotérmicos de 100 y 150 °C/kbar no se presenta ningún evento de extracción cuyo fundido tenga composiciones dentro del rango de los TTG. Solamente el primer evento en cada gradiente tiene características medianamente similares que, sin embargo, dejan de ser relevantes al considerar el exceso de FeO que tienen todos los fundidos resultantes. De igual manera, el contenido de MgO y CaO en los demás fundidos tiende a ser notablemente alto y contrasta con las bajas concentraciones de SiO₂ y K₂O. En total, pueden generarse en cada trayectoria cuatro eventos de extracción, alcanzando hasta 47.8 % de fundido; sin embargo, como se mencionó, ninguno de importancia para el alcance de este proyecto (ver Figuras 3-1c y 3-1d; Tabla 3-1).

3.1.2. Backstay

Backstay es la litología más fértil de todas las consideradas, llegando a tener hasta ocho eventos de pérdida de fundido que representan un total extraído de 72.8 %. A lo largo de un gradiente de 35 °C/kbar, sólo se presenta un evento de extracción de fundido en 1079.6 °C y 30.8 kbar. Este, sin embargo, no es representativo de magmas TTG. Su composición tiene valores muy elevados de FeO (~10 %) y K₂O (~8 %), y demasiado bajos de SiO₂ y Na₂O (ver Figura 3-2a; Tabla 3-2). Por su parte, en una trayectoria de 50 °C/kbar ocurren tres eventos de perdida de fundido cada uno en 831.2 °C a 16.6 kbar, 971.5 °C a 19.4 kbar y 1145.1 °C a 22.9 kbar. De estos, solamente el primer fundido individual y el fundido acumulado en el segundo evento de extracción tienen relativa similitud con el promedio de los terrenos TTG. Sin embargo, su composición es relativamente empobrecida en CaO y el contenido de Na₂O se sale del rango de 2σ . Los índices K₂O/Na₂O son de 0.274 y 0.227 para cada evento, mientras que los valores de Mg# y Fe# están en el rango de 0.304-0.324 y 0.788-0.803, respectivamente. ASI y A/NK están entre 0.997-1.007 y 1.091-1.092

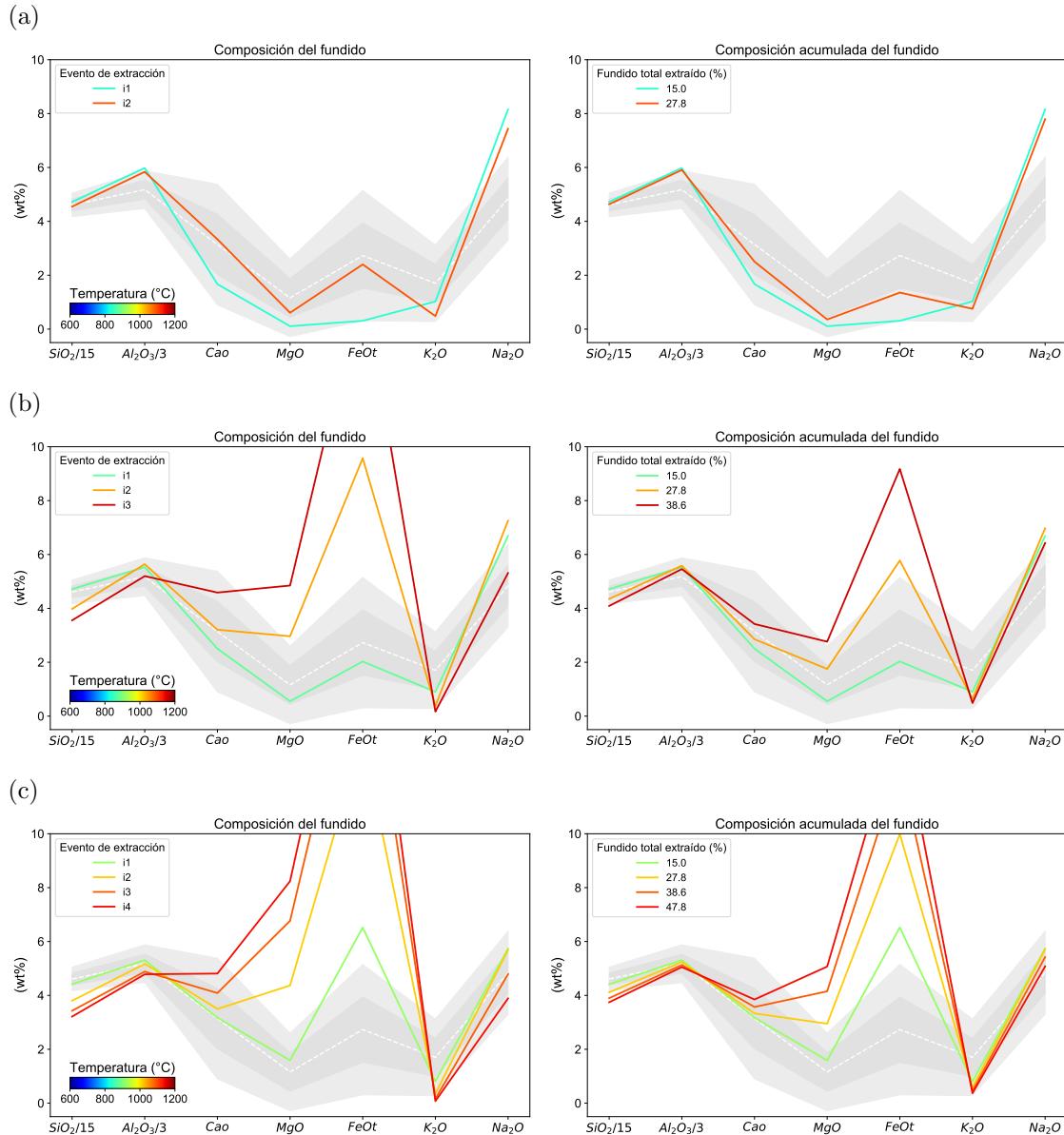


Figura 3-1.: Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de All-MORB a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción. (a) 50 °C/kbar, (b) 75 °C/kbar, (c) 100 °C/kbar y (d) 150 °C/kbar. Los campos grises de tonalidad oscura y clara representan el rango composicional promedio de los magmas TTG dentro 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca intermitente corresponde a la composición promedio de los TTG sódicos (Moyen & Martin, 2012).

Tabla 3-1: Composiciones de fundido resultantes de la fusión parcial de All-MORB después de múltiples eventos de pérdida i . Otros parámetros geoquímicos del fundido incluyen Mg#, Fe#, K₂O/Na₂O, ASI y A/NK (Al/(Na + K)). El volumen de material generado está basado en la composición efectiva inicial (i.e., la roca original representa el 100%). Todas las composiciones reportadas están normalizadas sin considerar H₂O. Las composiciones promedio de TTG sódicos son las reportadas por Moyen & Martin (2012).

Litología	$\Delta T/\Delta P$	Evento	Fund.	(%)	P (kbar)	T (°C)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Fe#	K ₂ O/Na ₂ O	ASI	A/NK
All-MORB (Comp. Individual)	50	i_1	15.0%	16.8	838.2	70.796	17.940	0.107	1.670	0.309	8.154	1.024	100	0.381	0.743	0.126	1.022	1.235	
75	i_2	12.8%	21.9	1093.0	68.228	17.512	0.606	3.336	2.402	7.435	0.483	100	0.310	0.799	0.065	0.931	1.373		
	i_1	15.0%	11.8	881.5	70.730	16.592	0.553	2.504	2.030	6.690	0.902	100	0.327	0.786	0.135	1.004	1.385		
100	i_2	12.8%	13.9	1042.0	59.700	16.922	2.965	3.208	9.575	7.254	0.376	100	0.356	0.764	0.052	0.931	1.371		
	i_3	10.8%	15.4	1156.7	53.328	15.595	4.847	4.586	16.163	5.311	0.169	100	0.348	0.769	0.032	0.904	1.748		
150	i_1	15.0%	9.2	919.0	66.246	15.927	1.586	3.172	6.522	5.739	0.807	100	0.302	0.804	0.141	0.990	1.544		
	i_2	12.8%	10.2	1017.7	57.000	15.511	4.367	3.496	13.589	5.685	0.352	100	0.364	0.757	0.062	0.964	1.594		
100	i_3	10.8%	10.9	1088.6	51.419	14.633	6.768	4.086	18.123	4.790	0.161	100	0.400	0.728	0.034	0.946	1.819		
	i_4	9.2%	11.4	1139.3	48.194	14.349	8.239	4.811	20.445	3.887	0.075	100	0.418	0.713	0.019	0.943	2.216		
150	i_1	15.0%	6.0	899.6	64.998	15.700	2.060	2.719	7.275	6.398	0.851	100	0.335	0.779	0.133	0.958	1.372		
	i_2	12.8%	6.6	903.8	55.028	14.384	5.565	3.148	15.934	5.607	0.335	100	0.384	0.741	0.060	0.940	1.501		
100	i_3	10.8%	7.1	1062.0	51.539	13.957	8.113	3.718	17.654	4.870	0.149	100	0.450	0.685	0.031	0.935	1.708		
	i_4	9.2%	7.7	1155.6	48.305	13.882	8.665	5.062	20.527	3.500	0.059	100	0.429	0.703	0.017	0.924	2.385		
Litología	$\Delta T/\Delta P$	Evento	Fund.	(%)	P (kbar)	T (°C)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Fe#	K ₂ O/Na ₂ O	ASI	A/NK
All-MORB (Comp. Acumulada)	50	i_1	15.0%	16.8	838.2	70.796	17.940	0.107	1.670	0.309	8.154	1.024	100	0.381	0.743	0.126	1.022	1.235	
75	i_2	27.8%	21.9	1093.0	69.512	17.726	0.356	2.503	1.356	7.794	0.753	100	0.319	0.792	0.097	0.975	1.300		
	i_1	15.0%	11.8	881.5	70.730	16.592	0.553	2.504	2.030	6.690	0.902	100	0.327	0.786	0.135	1.004	1.385		
100	i_2	27.8%	13.9	1042.0	65.254	16.756	1.750	2.854	5.776	6.970	0.641	100	0.351	0.767	0.092	0.966	1.378		
	i_3	38.6%	15.4	1156.7	61.352	16.376	2.764	3.421	9.174	6.427	0.486	100	0.349	0.768	0.076	0.946	1.475		
150	i_1	15.0%	9.2	919.0	66.246	15.927	1.586	3.172	6.522	5.739	0.807	100	0.302	0.804	0.141	0.990	1.544		
	i_2	27.8%	10.2	1017.7	61.712	15.723	2.950	3.331	9.988	5.713	0.584	100	0.345	0.772	0.102	0.977	1.568		
100	i_3	38.6%	10.9	1088.6	58.473	15.386	4.151	3.569	12.548	5.422	0.451	100	0.371	0.751	0.083	0.968	1.635		
	i_4	47.8%	11.4	1139.3	56.165	15.153	5.069	3.848	14.321	5.078	0.366	100	0.387	0.739	0.072	0.962	1.732		
Litología	$\Delta T/\Delta P$	Evento	Fund.	(%)	P (kbar)	T (°C)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Fe#	K ₂ O/Na ₂ O	ASI	A/NK
TTG sódicos	Promedio	69.150	15.530	1.160	3.140	2.730	4.840	1.700	—	—	0.430	0.710	0.350	1.000	1.626				
	D.E.	3.290	1.050	0.720	1.120	0.770	0.710	—	—	—	0.090	0.080	0.230	0.090	0.268				

(d)

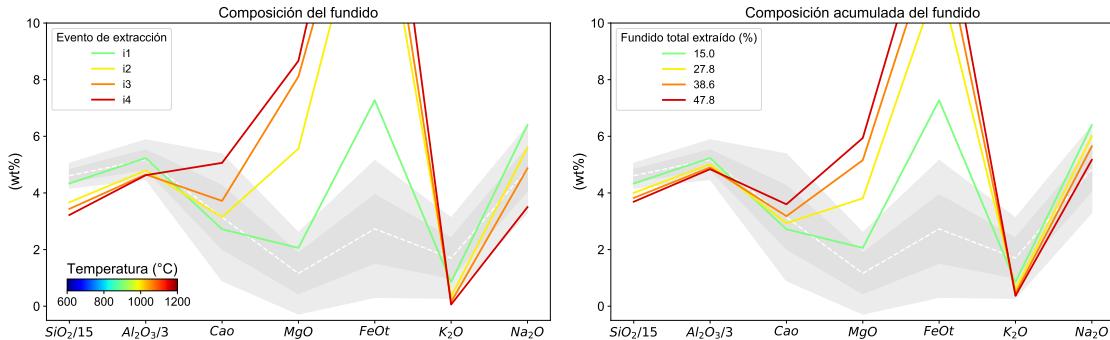


Figura 3-1.: Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de All-MORB a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción. (a) 50 °C/kbar, (b) 75 °C/kbar, (c) 100 °C/kbar y (d) 150 °C/kbar. Los campos grises de tonalidad oscura y clara representan el rango composicional promedio de los magmas TTG dentro 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca intermitente corresponde a la composición promedio de los TTG sódicos (Moyen & Martin, 2012). (Continuación)

cada uno. Así, el volumen máximo que puede producirse de fundido tipo TTG (aunque no completamente dentro del rango composicional aquí definido) es de 27.8 % (ver Figura 3-2b; Tabla 3-2).

De manera similar, en un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar apenas en el primer evento se genera fundido dentro del rango de los TTG. Este ocurre en 870 °C y 11.6 kbar y se caracteriza por tener valores elevados de FeO, K₂O y Na₂O, aunque eso sí, todos dentro del intervalo 2σ . La relación K₂O/Na₂O es de 0.484, mientras que Mg# y Fe# están en 0.283 y 0.819, cada uno. Los valores de ASI y A/NK son 0.978 y 1.125, respectivamente. Por lo demás, el volumen de magma TTG que se podría producir es de solamente 15 % (ver Figura 3-2c; Tabla 3-2).

Con respecto a los gradientes de 100 y 150 °C/kbar, no hay ningún fundido que reproduzca las características observadas en los TTG. Específicamente, estos tienen contenidos excesivamente altos de FeO que superan el 6 % y alcanzan incluso alrededor de 13 %. La alta productividad está probablemente relacionada con una baja temperatura del solidus y un alto nivel de saturación de fluido en este punto del espacio *P-T* (ver Figuras 3-2d y 3-2e; Tabla 3-2).

3.1.3. EAT

Con EAT se presenta un evento de extracción de fundido a una temperatura de 1190.4 °C y una presión de 34.0 kbar a lo largo de la geotermia de 35 °C/kbar. Este fundido no se parece al promedio de los magmas TTG. Su composición tiene valores significativamente elevados de Al₂O₃ (~18 %) y K₂O (~5 %), y demasiado bajos de Na₂O (ver Figura 3-3a; Tabla 3-3). En una tra-

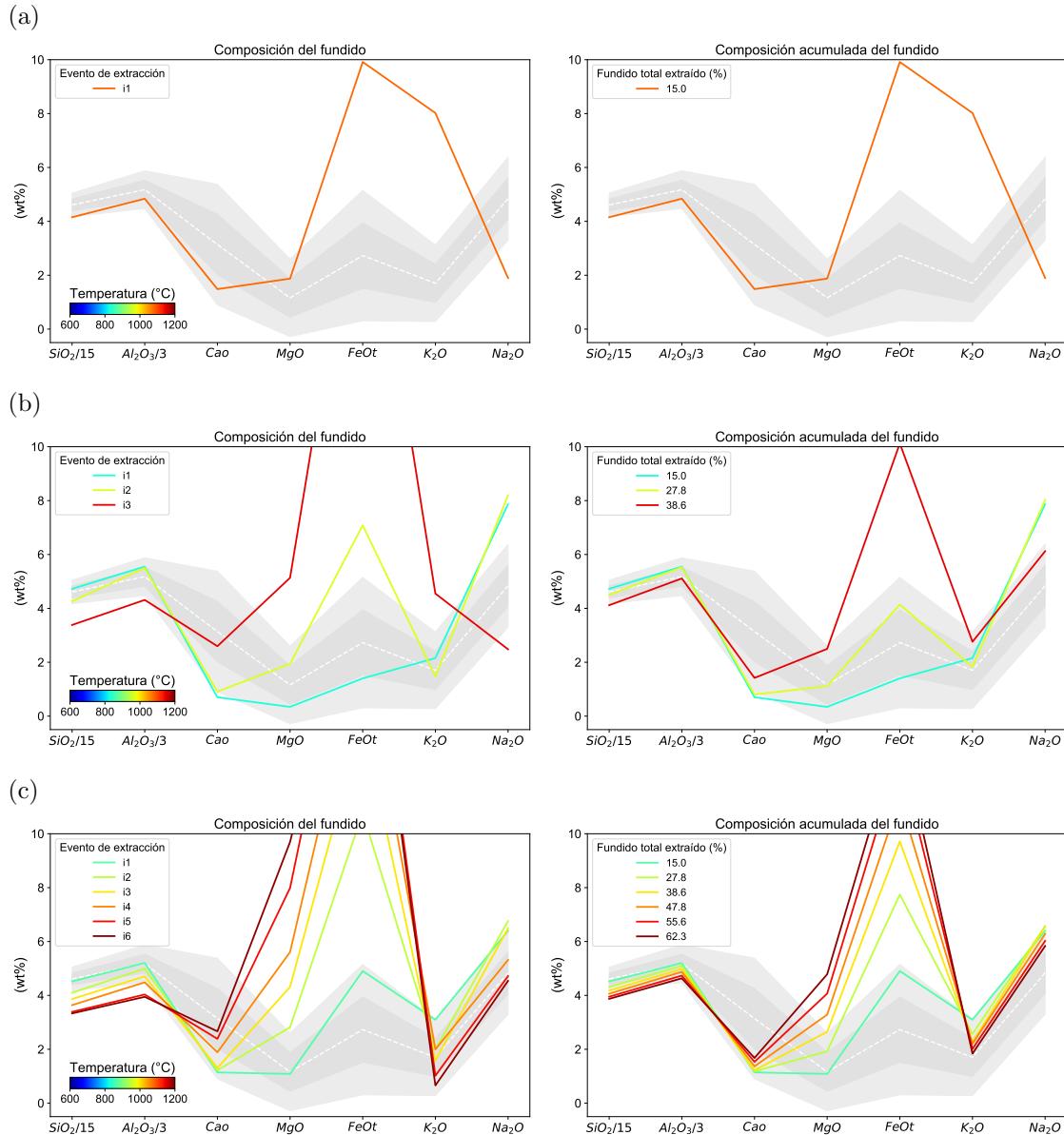
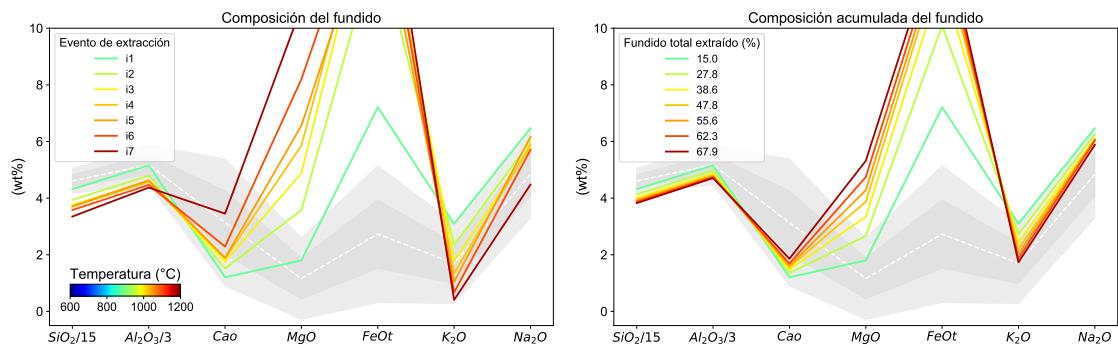


Figura 3-2.: Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de Backstay a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción. (a) 35 °C/kbar, (b) 50 °C/kbar, (c) 75 °C/kbar, (d) 100 °C/kbar y (e) 150 °C/kbar. Los campos grises de tonalidad oscura y clara representan el rango composicional promedio de los magmas TTG dentro 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca intermitente corresponde a la composición promedio de los TTG sódicos (Moyen & Martin, 2012).

(d)



(e)

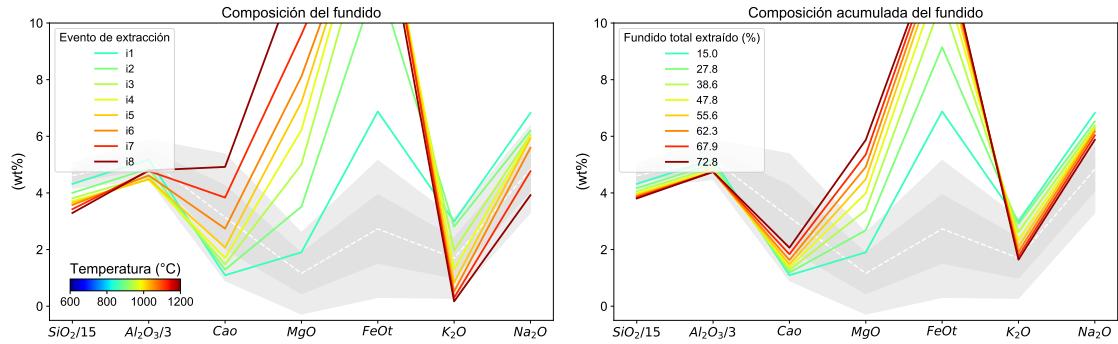


Figura 3-2.: Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de Backstay a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción. (a) 35 °C/kbar, (b) 50 °C/kbar, (c) 75 °C/kbar, (d) 100 °C/kbar y (e) 150 °C/kbar. Los campos grises de tonalidad oscura y clara representan el rango composicional promedio de los magmas TTG dentro 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca intermitente corresponde a la composición promedio de los TTG sódicos (Moyen & Martin, 2012).

(Continuación)

Tabla 3-2: Composiciones de fundido resultantes de la fusión parcial de Backstay después de múltiples eventos de pérdida i . Otros parámetros geoquímicos del fundido incluyen Mg#, Fe#, K₂O/Na₂O, ASI y A/NK (Al/(Na + K)). El volumen de material generado está basado en la composición efectiva inicial (i.e., la roca original representa el 100%). Todas las composiciones reportadas están normalizadas sin considerar H₂O. Las composiciones promedio de TTG sódicos son las reportadas por Moyen & Martin (2012).

Litología	$\Delta T/\Delta P$	Evento	Fund. (%)	P (kbar)	T (°C)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Fe#	K ₂ O/Na ₂ O	ASI	A/NK
Backstay (Comp. Individual)	35	i_1	15.0 %	30.8	1079.6	62.291	14.518	1.873	1.484	9.915	1.897	8.021	100	0.252	0.841	4.228	1.001	1.230
	50	i_1	15.0 %	16.6	831.2	70.882	16.654	0.344	0.700	1.400	7.865	2.154	100	0.304	0.803	0.274	1.007	1.091
	i_2	12.8 %	19.4	971.5	63.881	16.509	1.943	0.910	7.084	8.201	1.471	100	0.328	0.785	0.179	0.986	1.095	
	i_3	10.8 %	22.9	1145.1	50.755	12.940	5.136	2.596	21.545	2.481	4.547	100	0.298	0.808	1.832	0.943	1.437	
75	i_1	15.0 %	11.6	870.4	67.766	15.607	1.085	1.142	4.905	6.399	3.096	100	0.283	0.819	0.484	0.978	1.125	
	i_2	12.8 %	12.6	948.6	61.452	14.977	2.816	1.222	10.779	6.759	1.995	100	0.318	0.793	0.295	0.966	1.128	
	i_3	10.8 %	13.3	1000.3	57.964	14.120	4.315	1.308	14.220	6.488	1.585	100	0.351	0.767	0.244	0.956	1.140	
	i_4	9.2 %	14.1	1061.2	54.595	13.453	5.609	1.888	17.140	5.317	1.999	100	0.368	0.753	0.376	0.938	1.233	
	i_5	7.8 %	15.2	1139.6	50.831	12.100	7.988	2.386	20.959	4.716	1.020	100	0.405	0.724	0.216	0.917	1.366	
	i_6	6.7 %	15.9	1191.5	49.972	11.839	9.695	2.666	20.631	4.538	0.659	100	0.456	0.680	0.145	0.909	1.447	
100	i_1	15.0 %	8.8	882.3	64.740	15.479	1.799	1.205	7.210	6.470	3.097	100	0.308	0.800	0.479	0.956	1.106	
	i_2	12.8 %	9.5	949.0	59.029	14.393	3.579	1.515	13.134	6.014	2.338	100	0.327	0.786	0.389	0.948	1.159	
	i_3	10.8 %	9.9	900.6	56.315	15.837	4.886	1.760	15.643	5.775	1.783	100	0.358	0.762	0.309	0.946	1.211	
	i_4	9.2 %	10.2	1022.2	55.488	13.734	5.861	1.868	15.821	5.883	1.345	100	0.398	0.730	0.229	0.945	1.234	
	i_5	7.8 %	10.5	1047.6	55.678	13.882	6.567	1.887	14.778	6.163	1.045	100	0.442	0.692	0.170	0.944	1.232	
	i_6	6.7 %	11.0	1100.6	53.701	13.397	8.204	2.291	16.032	5.705	0.670	100	0.477	0.661	0.117	0.938	1.325	
	i_7	5.7 %	11.8	1181.1	50.258	13.118	10.740	3.452	17.549	4.477	0.406	100	0.522	0.620	0.091	0.932	1.681	
150	i_1	15.0 %	5.7	852.2	64.767	15.543	1.903	1.093	6.877	6.825	2.993	100	0.330	0.783	0.439	0.945	1.074	
	i_2	12.8 %	6.0	901.3	60.017	14.573	3.516	1.290	11.595	6.199	2.811	100	0.351	0.767	0.453	0.935	1.101	
	i_3	10.8 %	6.3	942.0	57.176	13.767	5.005	1.479	14.560	6.051	1.962	100	0.380	0.744	0.324	0.932	1.140	
	i_4	9.2 %	6.5	978.8	55.657	13.417	6.221	1.708	15.690	6.010	1.298	100	0.414	0.716	0.216	0.932	1.188	
	i_5	7.8 %	6.8	1017.7	54.733	13.469	7.201	2.077	15.737	5.927	0.837	100	0.449	0.686	0.141	0.933	1.264	
	i_6	6.7 %	7.1	1062.8	53.631	13.857	8.111	2.741	15.544	5.595	0.520	100	0.482	0.657	0.093	0.939	1.419	
	i_7	5.7 %	7.5	1119.7	51.407	14.321	9.593	3.887	15.775	4.766	0.300	100	0.520	0.622	0.063	0.946	1.754	
	i_8	4.8 %	7.9	1189.1	49.382	14.385	12.220	4.919	15.003	3.922	0.169	100	0.592	0.551	0.043	0.923	2.168	

Tabla 3-2: Composiciones de fundido resultantes de la fusión parcial de Backstay después de múltiples eventos de pérdida i . Otros parámetros geoquímicos del fundido incluyen Mg#, Fe#, K₂O/Na₂O, ASI y A/NK (Al/(Na + K)). El volumen de material generado está basado en la composición efectiva inicial (i.e., la roca original representa el 100%). Todas las composiciones reportadas están normalizadas sin considerar H₂O. Las composiciones promedio de TTG sódicos son las reportadas por Moyen & Martin (2012). (Continuación)

Litolögia	$\Delta T/\Delta P$	Evento	Fund.	(%)	P (kbar)	T (°C)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Fe#	K ₂ O/Na ₂ O	ASI	A/NK
Backstay	35	i_1	15.0 %	30.8	1079.6	62.291	14.518	1.873	1.484	9.915	1.897	8.021	100	0.252	0.841	4.228	1.001	1.230	
(Comp. Acumulada)	50	i_1	15.0 %	16.6	831.2	70.882	16.654	0.344	0.700	1.400	7.865	2.154	100	0.304	0.803	0.274	1.007	1.091	
	i_2	27.8 %	19.4	971.5	67.507	16.584	1.115	0.802	4.141	8.027	1.825	100	0.324	0.788	0.227	0.997	1.092		
	i_3	38.6 %	22.9	1145.1	61.749	15.332	2.497	1.418	10.123	6.121	2.760	100	0.305	0.802	0.451	0.981	1.174		
	i_4	47.8 %	14.1	1061.2	60.925	14.622	3.287	1.363	11.313	6.282	2.209	100	0.341	0.775	0.352	0.962	1.149		
	i_5	55.6 %	15.2	1139.6	59.252	14.204	4.066	1.533	12.911	6.022	2.012	100	0.339	0.761	0.334	0.955	1.175		
	i_6	62.3 %	15.9	1191.5	58.070	13.903	4.783	1.677	13.895	5.833	1.839	100	0.380	0.744	0.315	0.950	1.200		
	i_7	15.0 %	8.8	882.3	64.740	15.479	1.799	1.205	7.210	6.470	3.097	100	0.308	0.800	0.479	0.956	1.106		
	i_8	27.8 %	9.5	949.0	61.966	14.951	2.664	1.355	10.088	6.248	2.728	100	0.320	0.791	0.437	0.953	1.130		
	i_9	38.6 %	9.9	990.6	60.242	14.611	3.341	1.479	11.782	6.104	2.440	100	0.336	0.779	0.400	0.951	1.152		
	i_{10}	47.8 %	10.2	1022.2	59.244	14.427	3.870	1.561	12.630	6.057	2.210	100	0.333	0.765	0.365	0.950	1.168		
	i_{11}	55.6 %	10.5	1047.6	58.703	14.344	4.279	1.610	12.956	6.074	2.033	100	0.371	0.752	0.335	0.949	1.177		
	i_{12}	62.3 %	11.0	1100.6	58.112	14.232	4.743	1.690	13.320	6.030	1.872	100	0.388	0.737	0.310	0.948	1.191		
	i_{13}	67.9 %	11.8	1181.1	57.360	14.126	5.317	1.859	13.724	5.881	1.732	100	0.408	0.721	0.294	0.946	1.223		
	i_{14}	15.0 %	5.7	852.2	64.767	15.543	1.903	1.093	6.877	6.825	2.993	100	0.330	0.783	0.439	0.945	1.074		
	i_{15}	27.8 %	6.0	901.3	62.479	15.076	2.680	1.188	9.149	6.523	2.905	100	0.343	0.773	0.445	0.940	1.086		
	i_{16}	38.6 %	6.3	942.0	60.868	14.678	3.386	1.277	10.793	6.380	2.618	100	0.339	0.761	0.410	0.938	1.101		
	i_{17}	47.8 %	6.5	978.8	59.763	14.411	3.987	1.368	11.831	6.301	2.358	100	0.375	0.748	0.371	0.937	1.117		
	i_{18}	55.6 %	6.8	1017.7	58.962	14.264	4.488	1.478	12.440	6.243	2.104	100	0.391	0.735	0.337	0.936	1.137		
	i_{19}	62.3 %	7.1	1062.8	58.346	14.216	4.919	1.628	12.809	6.166	1.916	100	0.406	0.723	0.311	0.937	1.164		
	i_{20}	67.9 %	7.5	1119.7	57.696	14.226	5.357	1.835	13.087	6.035	1.765	100	0.422	0.710	0.292	0.937	1.202		
	i_{21}	72.8 %	7.9	1189.1	57.072	14.238	5.872	2.067	13.231	5.876	1.645	100	0.442	0.693	0.280	0.936	1.244		
TTG sódicos																			
Litolögia							SiO₂	Al₂O₃	MgO	CaO	FeO	Na₂O	K₂O	Total	Mg#	Fe#	K₂O/Na₂O	ASI	A/NK
Promedio	69.150	15.530	1.160	3.140	2.730	4.840	1.700	—	—	—	0.430	0.710	0.350	1.000	1.626				
D.E.	3.290	1.050	0.720	1.120	1.210	0.770	0.710	—	—	—	0.090	0.080	0.230	0.090	0.268				

yectoria de $50\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$, por otro lado, ocurren dos eventos de perdida de fundido en $832.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 16.6 kbar y $957.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 19.1 kbar . Ambos fundidos reflejan de algún modo cierta similitud con el promedio de los terrenos TTG. Tienen composiciones relativamente empobrecidas en MgO y FeO, mientras que el contenido de Al₂O₃ es elevado en ambas. En particular, la concentración de K₂O está fuera de los límites en consideración para el primer evento de extracción. En consecuencia, la proporción K₂O/Na₂O alcanza un valor de 0.744 para el primer evento y de 0.308 y 0.515 para el segundo evento de forma individual y acumulada, respectivamente. Los valores de Mg# y Fe# están en el rango de 0.348-0.364 y 0.770-0.761 cada uno. Los índices ASI y A/NK tienen valores entre 1.021-1.035 y 1.290-1.332. El volumen máximo que puede producirse de fundido tipo TTG es de 27.8% aunque, de nuevo, no completamente dentro del rango composicional aquí definido. Además, sólo sería representativo al considerarse la composición acumulada en el segundo evento (ver Figura 3-3b; Tabla 3-3).

Asimismo, en un gradiente geotérmico de $75\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ ocurren cuatro eventos de perdida de fundido en $873.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 11.7 kbar , $931.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 12.4 kbar , $1068.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 14.2 kbar y $1179.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 15.7 kbar . De manera individual, solo el primer y segundo evento son relevantes, salvo por el carácter potásico del primer evento que de nuevo muestra una elevada proporción K₂O/Na₂O. Sin embargo, considerando la composición acumulada, los fundidos en el segundo y tercer evento de extracción muestran correlaciones bastante buenas con el rango composicional de los TTGs. El primero es ligeramente potásico y el segundo ligeramente enriquecido en FeO, pero aún ambos en el nivel de 2σ . Estas dos composiciones acumuladas muestran relaciones de K₂O/Na₂O de 0.528 y 0.376, respectivamente para el primer y segundo evento. Mientras que el índice Mg# es de 0.330 y 0.365, y el Fe# es de 0.783 y 0.756, para cada uno. El valor de ASI es 0.996 y 0.975 y el de A/NK es 1.380 y 1.360. Como se mencionó, únicamente considerando las composiciones acumuladas del segundo y tercer evento, esta litología puede generar hasta 38.6% de fundido tipo TTG (ver Figura 3-3c; Tabla 3-3).

Por su parte, considerando un gradiente geotérmico de $100\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ se tienen cinco eventos de extracción de material, los cuales ocurren a $889.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ y 8.9 kbar , $955\text{ }^{\circ}\text{C}$ y 9.6 kbar , $1033.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ y 10.3 kbar , $1102.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ y 11.0 kbar y $1168.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ y 11.7 kbar . De todos estos, la única composición que se asemeja al promedio de los TTGs es la del segundo fundido acumulado; esta es enriquecida en FeO, pero está dentro del rango en consideración. De otro lado, tanto individual como de forma acumulada, el primer fundido es bastante potásico y los fundidos posteriores son excesivamente enriquecidos en FeO. La composición de interés tiene una relación K₂O/Na₂O de 0.587 y números de Mg# y Fe# de 0.309 y 0.800. Además, los valores de ASI y A/NK son respectivamente 0.988 y 1.530, muy cerca del promedio de los TTG sódicos. Este fundido representa un volumen total generado de 27.8% (ver Figura 3-3d; Tabla 3-3).

Finalmente en un gradiente de 150 °C/kbar se presentan cinco eventos de extracción pero ningún fundido es siquiera similar a las características observadas en los TTGs. Las composiciones producidas desde el segundo evento tienen contenidos excesivamente altos de FeO que superan el 10% y llegan incluso al 15%. El primer evento es por su parte demasiado enriquecido en K₂O y relativamente empobrecido en Na₂O (ver Figura 3-3e; Tabla 3-3).

3.1.4. Fastball

Fastball no tiene ningún evento de extracción de fundido a lo largo de la geotermia de 35 °C/kbar. El evento de mayor presión ocurre con un gradiente de 50 °C/kbar en 887.1 °C y 17.7 kbar, siendo el único evento que se registra en esta trayectoria antes de 1200 °C. El fundido que se produce tiene un patrón que parece ser diferente al del promedio de los TTGs, pero que sin embargo está dentro de los límites definidos por el intervalo de 2σ. Su composición está enriquecida en Si₂ y Na₂O, y notablemente empobrecida en CaO, MgO y FeO. De acuerdo a esto, su índice K₂O/Na₂O es relativamente bajo (0.316), los valores de Mg# y Fe# son respectivamente 0.446 y 0.689, mientras que ASI y A/NK están en 1.047 y 1.204. Como solamente se presenta este evento en estas condiciones, la productividad de fundido se reduce apenas a 15% de material extraído (ver Figura 3-4a; Tabla 3-4).

A 75 °C/kbar, se pueden extraer tres paquetes de fundido a 928.6 °C y 12.4 kbar, 998.1 °C y 13.3 kbar, y 1200 °C a 16.0 kbar. A pesar de su carácter sódico, los primeros dos tienen una similitud notable con el promedio de los magmas TTG tanto en su patrón como en su ajuste en el nivel de 1σ. El tercero, por su parte, es excesivamente enriquecido en MgO y FeO, y empobrecido en K₂O. En términos de composición acumulada, que para el primer evento es siempre la misma composición individual, se tienen proporciones K₂O/Na₂O de 0.209 y 0.155 para los eventos *i*₁ e *i*₂, respectivamente. Los números Mg# y Fe# están entre 0.417-0.448 y 0.714-0.687, mientras que ASI y A/NK son 1.008-0.999 (similar al promedio de los TTG) y 1.276-1.262. El volumen potencial de magma generado es de 27.8% (ver Figura 3-4b; Tabla 3-4).

De igual forma, en un gradiente térmico de 100 °C/kbar se presentan tres eventos de pérdida de material. El primero a 895.2 75 °C y 9.0 kbar, el segundo a 940.3 75 °C y 9.4 kbar, y el tercero a 1087.8 75 °C y 10.9 kbar. También, en este caso los eventos más representativos individualmente son el primero y el segundo; sin embargo, el tercer evento también resulta importante y dentro del rango de los TTGs si se considera sólo la composición acumulada. Los tres fundidos son ligeramente sódicos y empobrecidos en CaO. Los contenidos de MgO y FeO están por debajo del promedio considerado para los eventos *i*₁ e *i*₂, pero crecen sustancialmente para el evento *i*₃. Los valores correspondientes de K₂O/Na₂O para las composiciones acumuladas en *i*₁, *i*₂ e *i*₃ son de 0.202,

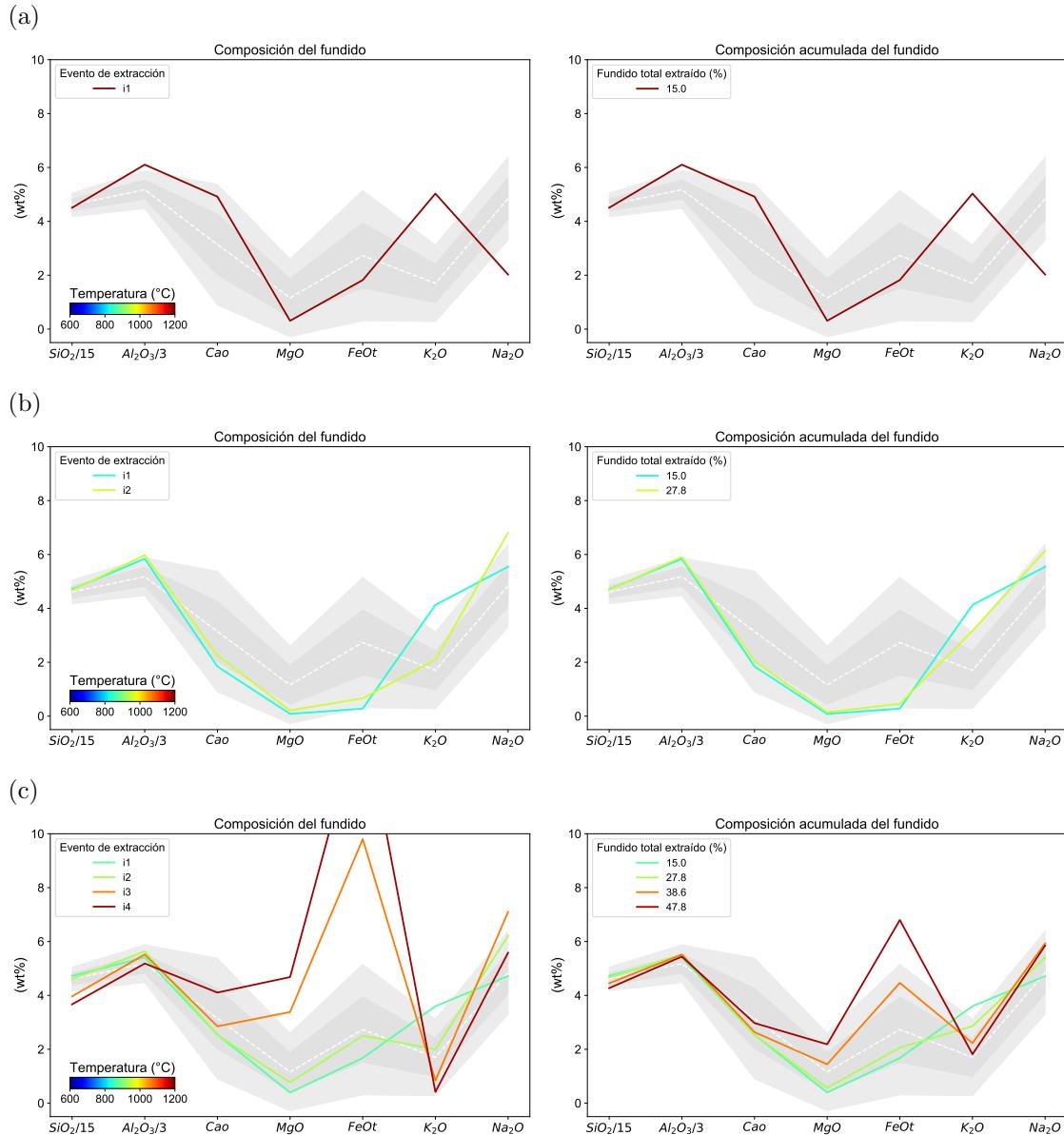
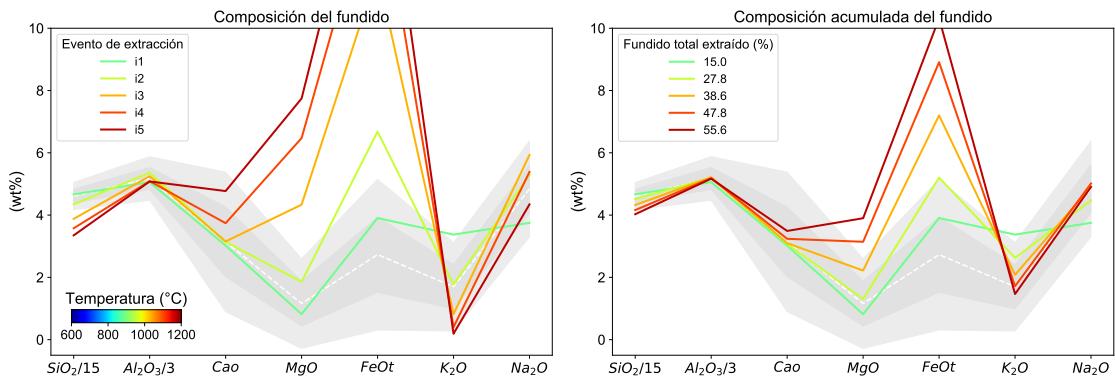


Figura 3-3.: Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de EAT a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción. (a) 35 °C/kbar, (b) 50 °C/kbar, (c) 75 °C/kbar, (d) 100 °C/kbar y (e) 150 °C/kbar. Los campos grises de tonalidad oscura y clara representan el rango composicional promedio de los magmas TTG dentro 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca intermitente corresponde a la composición promedio de los TTG sódicos (Moyen & Martin, 2012).

(d)



(e)

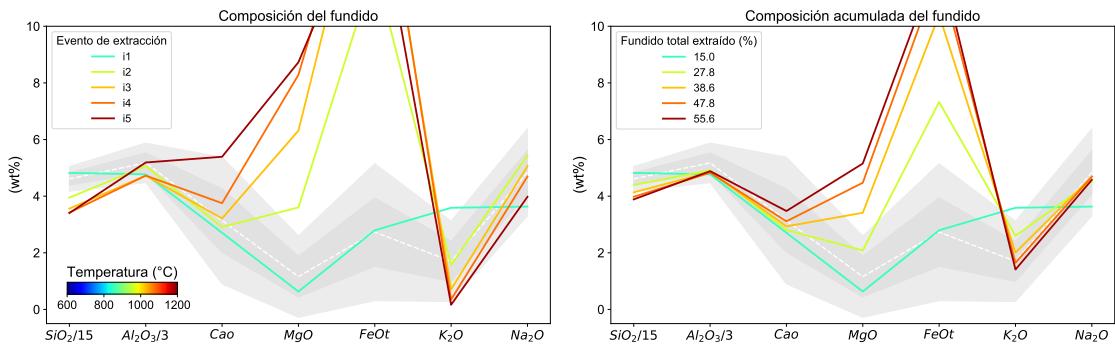


Figura 3-3.: Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de EAT a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción. (a) 35 °C/kbar, (b) 50 °C/kbar, (c) 75 °C/kbar, (d) 100 °C/kbar y (e) 150 °C/kbar. Los campos grises de tonalidad oscura y clara representan el rango composicional promedio de los magmas TTG dentro 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca intermitente corresponde a la composición promedio de los TTG sódicos (Moyen & Martin, 2012). **(Continuación)**

3.1 Composición de los fundidos

43

Tabla 3-3: Composiciones de fundido resultantes de la fusión parcial de EAT, después de múltiples eventos de pérdida i . Otros parámetros geoquímicos del fundido incluyen Mg#, Fe#, K₂O/Na₂O, ASI y A/NK (Al/(Na + K)). El volumen de material generado está basado en la composición efectiva inicial (i.e., la roca original representa el 100%). Todas las composiciones reportadas están normalizadas sin considerar H₂O. Las composiciones promedio de TTG sólidos son las reportadas por Moyen & Martin (2012).

Litología	$\Delta T/\Delta P$	Evento	Fund.	(%)	P (kbar)	T (°C)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Fe#	K ₂ O/Na ₂ O	ASI	A/NK
EAT (Comp. Individual)	35	i_1	15.0 %	34.0	1190.4	67.557	18.313	0.310	4.916	1.820	2.024	5.029	100	0.233	0.855	2.485	1.034	2.087	
	50	i_1	15.0 %	16.6	832.2	70.552	17.531	0.083	1.841	0.279	5.546	4.127	100	0.348	0.770	0.744	1.035	1.290	
75	i_1	12.8 %	19.1	957.0	70.026	17.939	0.212	2.260	0.661	6.803	2.008	100	0.364	0.757	0.308	1.021	1.332		
	i_2	15.0 %	11.7	873.8	70.843	16.229	0.395	2.545	1.675	4.714	3.599	100	0.296	0.809	0.763	0.997	1.393		
100	i_1	12.8 %	12.4	931.8	69.073	16.911	0.772	2.532	2.505	6.211	1.996	100	0.354	0.765	0.321	0.996	1.366		
	i_2	10.8 %	14.2	1068.5	59.461	16.563	3.382	2.853	9.803	7.096	0.843	100	0.381	0.744	0.119	0.932	1.316		
100	i_3	10.8 %	15.7	1179.4	55.011	15.550	4.680	4.106	14.655	5.580	0.418	100	0.363	0.758	0.075	0.909	1.614		
	i_4	9.2 %	11.0	889.5	69.958	15.175	0.817	3.020	3.905	3.750	3.374	100	0.272	0.827	0.900	0.991	1.545		
150	i_1	12.8 %	9.6	955.0	65.170	16.086	1.857	3.141	6.681	5.289	1.776	100	0.331	0.782	0.336	0.985	1.514		
	i_3	10.8 %	10.3	1033.8	58.196	15.745	4.334	3.154	11.820	5.931	0.820	100	0.395	0.732	0.138	0.961	1.479		
150	i_4	9.2 %	11.7	1168.2	50.235	15.241	7.745	4.772	17.472	4.344	0.191	100	0.434	0.700	0.075	0.949	1.643		
	i_5	7.8 %	5.7	850.1	72.329	14.316	0.631	2.707	2.794	3.633	3.589	100	0.287	0.816	0.988	0.968	1.452		
150	i_2	12.8 %	6.4	960.7	59.234	15.184	3.602	2.910	12.060	5.439	1.571	100	0.347	0.770	0.289	0.953	1.426		
	i_3	10.8 %	6.8	1023.7	53.406	14.176	6.314	3.213	17.120	5.063	0.708	100	0.397	0.731	0.140	0.949	1.559		
150	i_4	9.2 %	7.2	1078.6	51.296	14.179	8.285	3.753	17.442	4.694	0.351	100	0.458	0.678	0.075	0.950	1.750		
	i_5	7.8 %	7.9	1183.4	51.074	15.568	8.729	5.391	15.096	3.978	0.164	100	0.508	0.634	0.041	0.942	2.316		
Litología	$\Delta T/\Delta P$	Evento	Fund.	(%)	P (kbar)	T (°C)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Fe#	K ₂ O/Na ₂ O	ASI	A/NK
EAT (Comp. Acumulada)	35	i_1	15.0 %	34.0	1190.4	67.557	18.313	0.310	4.916	1.820	2.024	5.029	100	0.233	0.855	2.485	1.034	2.087	
	50	i_1	15.0 %	16.6	832.2	70.552	17.531	0.083	1.841	0.279	5.546	4.127	100	0.348	0.770	0.744	1.035	1.290	
75	i_2	27.8 %	19.1	957.0	70.323	17.725	0.145	2.040	0.460	6.144	3.163	100	0.359	0.761	0.515	1.028	1.310		
	i_1	15.0 %	11.7	873.8	70.843	16.229	0.395	2.545	1.675	4.714	3.599	100	0.296	0.809	0.763	0.997	1.393		
100	i_2	27.8 %	12.4	931.8	70.022	16.545	0.569	2.539	2.060	5.408	2.856	100	0.330	0.783	0.528	0.996	1.380		
	i_3	38.6 %	14.2	1068.5	66.741	16.551	1.443	2.637	4.466	5.933	2.230	100	0.365	0.756	0.376	0.975	1.360		
100	i_4	47.8 %	15.7	1179.4	64.056	16.322	2.184	2.973	6.797	5.852	1.816	100	0.364	0.757	0.310	0.960	1.408		
	i_1	15.0 %	8.9	889.5	69.958	15.175	0.817	3.020	3.905	3.750	3.374	100	0.272	0.827	0.900	0.991	1.545		
150	i_2	27.8 %	9.6	955.0	67.717	15.602	1.304	3.077	5.205	4.470	2.626	100	0.309	0.800	0.587	0.988	1.530		
	i_3	38.6 %	10.3	1033.8	64.842	15.645	2.219	3.100	7.202	4.911	2.081	100	0.354	0.764	0.424	0.980	1.514		
150	i_4	47.8 %	11.0	1102.6	62.416	15.563	3.142	3.239	8.909	5.014	1.716	100	0.386	0.739	0.342	0.973	1.540		
	i_5	55.6 %	11.7	1168.2	60.412	15.510	3.900	3.491	10.318	4.904	1.465	100	0.402	0.726	0.299	0.969	1.607		
150	i_1	15.0 %	5.7	850.1	72.329	14.316	0.631	2.707	2.794	3.633	3.589	100	0.287	0.816	0.988	0.968	1.452		
	i_2	27.8 %	6.4	960.7	65.925	14.740	2.084	2.806	7.325	4.516	2.602	100	0.336	0.779	0.576	0.960	1.439		
150	i_3	38.6 %	6.8	1023.7	61.992	14.563	3.413	2.934	10.402	4.688	2.007	100	0.369	0.753	0.428	0.957	1.473		
	i_4	47.8 %	7.2	1078.6	59.662	14.479	4.474	3.113	11.936	4.689	1.647	100	0.401	0.727	0.351	0.955	1.525		
150	i_5	55.6 %	7.9	1183.4	58.293	14.653	5.153	3.476	12.440	4.576	1.410	100	0.425	0.707	0.308	0.953	1.618		
Litología					SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Fe#	K ₂ O/Na ₂ O	ASI	A/NK		
TTG sólidos	Promedio	69.150	15.530	1.160	3.140	2.730	4.840	1.700	—	—	0.430	0.710	—	0.350	1.000	1.626			
	D.E.	3.290	1.050	0.720	1.120	1.210	0.770	0.710	—	—	0.090	0.080	0.230	0.090	0.230	0.090			

0.155, 0.119. Para Mg# son 0.452, 0.454, 0.501 y para Fe# son 0.684, 0.682, 0.640. Los índices ASI y A/NK son correspondientemente 0.975, 0.983, 0.966 y 1.175, 1.244, 1.269. El volumen total de magma tipo TTG que puede acumularse a partir de la fusión de Fastball bajo estas condiciones térmicas es de 37.8 % (ver Figura 3-4c; Tabla 3-4).

Algo notable con esta composición es que puede generar magmas con composición similar a los TTGs a lo largo de un gradiente de 150 °C/kbar. En esta trayectoria se tienen cuatro eventos de extracción de fundido en 839.9 °C a 5.6 kbar, 894.4 °C a 6.0 kbar, 1037.2 °C a 6.9 kbar y 1138.2 °C a 7.6 kbar. Solo los tres primeros tienen composiciones acumuladas relevantes para el alcance de este estudio. De manera individual, los fundidos en i_1 e i_2 son sódicos, enriquecidos en SiO₂ y empobrecidos en Al₂O₃, CaO, MgO, FeO y K₂O, aunque aún así se mantienen dentro del rango de 2σ considerado. Con respecto al tercer evento, este es bastante representativo considerando la composición acumulada del magma generado; tiene un ligero enriquecimiento en MgO y FeO, que sin embargo se encuentra dentro del intervalo de 1σ . Las proporciones K₂O/Na₂O para el primero, segundo y tercer evento son 0.203, 0.160, 0.123, respectivamente. Mg# y Fe# están en el rango de 0.471-0.520 y 0.622-0.667, mientras que los índices ASI y A/NK tienen valores entre 0.944-0.954 y 1.098-1.240, respectivamente. El volumen máximo que puede producirse de fundido tipo TTG es de 38.6 % aunque sólo considerando la composición acumulada hasta el tercer evento (ver Figura 3-4d; Tabla 3-4).

3.1.5. Venera-14

Los fundidos generados por Venera-14 a lo largo de gradientes geotérmicos de 35 y 50 °C/kbar tienen características similares. Todos tienen aproximadamente el mismo contenido de SiO₂ que el promedio de los TTGs, pero sus composiciones están excesivamente enriquecidas en Al₂O₃ y Na₂O (contenidos $> 2\sigma$), y relativamente empobrecidas en MgO y FeO. En el gradiente de 35 °C/kbar sólo ocurre un evento de extracción antes de 1200 °C. Este se presenta a 1062.8 °C y 30.4 kbar, mostrando una proporción K₂O/Na₂O de 0.265 y valores de Mg# y Fe# de 0.376 y 0.747, respectivamente. ASI es 1.072 y A/NK es 1.668. Los fundidos en 50 °C/kbar, por su parte, se presentan en 873.8 °C a 17.5 kbar y 985.8 °C a 19.7 kbar. Estos muestran composiciones individuales y acumuladas muy similares con valores de K₂O/Na₂O entre 0.123-0.158, Mg# y Fe# de ~0.44 y ~0.69 cada uno, ASI entre 1.032-1.043 y A/NK entre 1.387-1.407. En estas dos geotermas las cantidades de fundido generadas varían entre 15 % y 27.8 %, sin embargo, no parecen tener buenas correlaciones con el promedio y patrón de elementos mayores en los TTGs (ver Figuras 3-5a y 3-5b; Tabla 3-5).

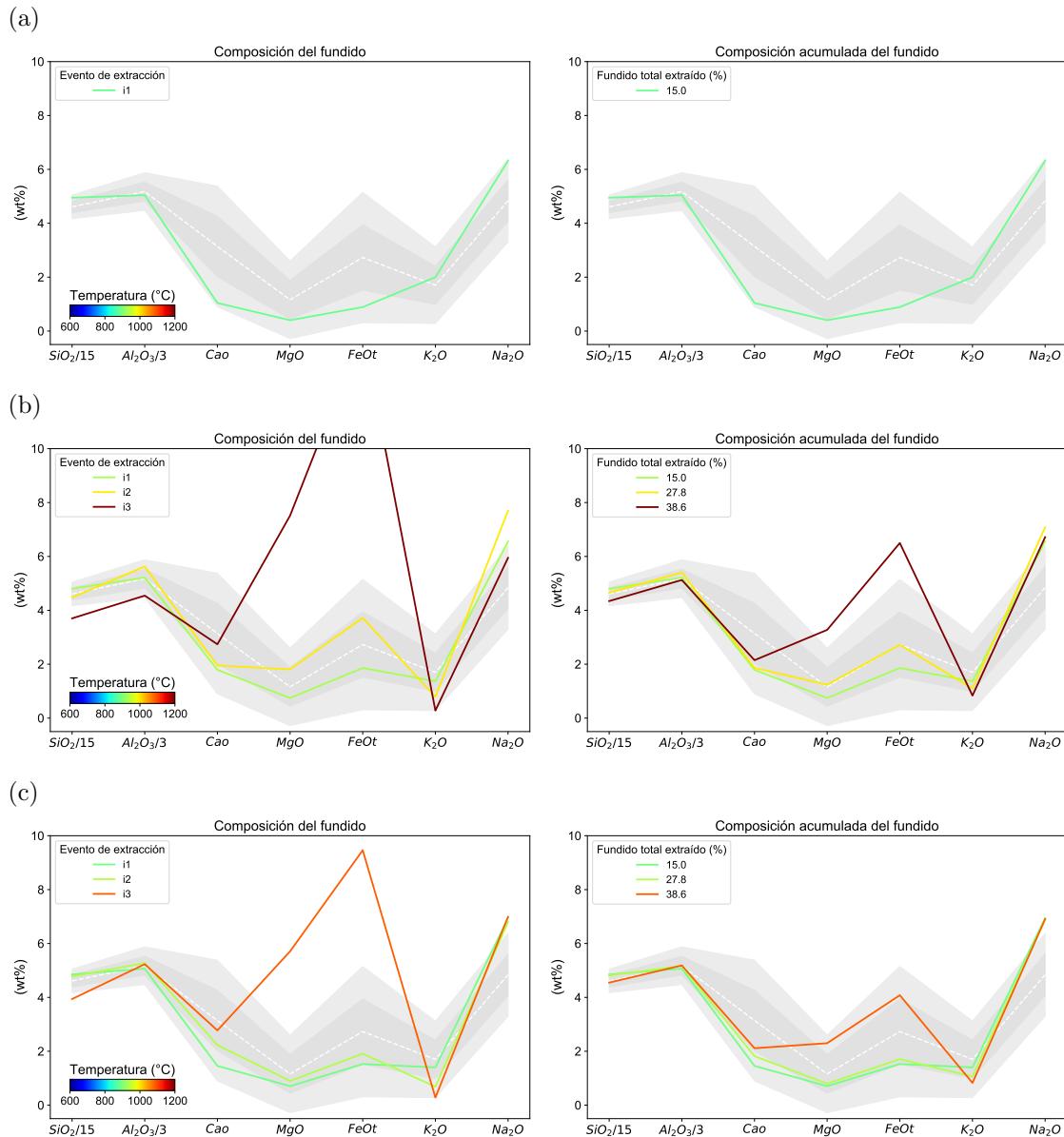


Figura 3-4.: Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de Fastball a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción. (a) 50 °C/kbar, (b) 75 °C/kbar, (c) 100 °C/kbar y (d) 150 °C/kbar. Los campos grises de tonalidad oscura y clara representan el rango composicional promedio de los magmas TTG dentro 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca intermitente corresponde a la composición promedio de los TTG sódicos (Moyen & Martin, 2012).

Tabla 3-4: Composiciones de fundido resultantes de la fusión parcial de Fastball después de múltiples eventos de pérdida i . Otros parámetros geoquímicos del fundido incluyen Mg#, Fe#, K₂O/Na₂O, ASI y A/NK (Al/(Na + K)). El volumen de material generado está basado en la composición efectiva inicial (i.e., la roca original representa el 100%). Todas las composiciones reportadas están normalizadas sin considerar H₂O. Las composiciones promedio de TTG sódicos son las reportadas por Moyen & Martin (2012).

Litología	$\Delta T/\Delta P$	Evento	Fund.	(%)	P (kbar)	T (°C)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Fe#	K ₂ O/Na ₂ O	ASI	A/NK
Fastball (Comp. Individual)	50	i_1	15.0%	17.7	887.1	74.224	15.126	0.401	1.041	0.889	6.320	1.998	100	0.446	0.689	0.316	1.047	1.204	
	75	i_1	15.0%	12.4	929.6	72.034	15.647	0.745	1.791	1.860	6.554	1.369	100	0.417	0.714	0.209	1.008	1.276	
		i_2	12.8%	13.3	908.1	67.148	16.882	1.809	1.950	3.720	7.701	0.790	100	0.464	0.673	0.103	0.989	1.248	
		i_3	10.8%	16.0	1200.0	55.516	13.637	7.515	2.740	14.364	5.949	0.280	100	0.483	0.657	0.047	0.905	1.352	
100		i_1	15.0%	9.0	805.2	72.766	15.201	0.706	1.457	1.526	6.942	1.402	100	0.452	0.684	0.202	0.975	1.175	
		i_2	12.8%	9.4	940.3	71.648	15.831	0.899	2.230	1.911	6.798	0.684	100	0.456	0.680	0.101	0.991	1.328	
		i_3	10.8%	10.9	1087.8	59.083	15.698	5.708	2.774	9.463	6.989	0.284	100	0.518	0.624	0.041	0.932	1.330	
		i_4	15.0%	5.6	839.9	74.056	14.530	0.593	1.093	1.187	7.097	1.443	100	0.471	0.667	0.203	0.954	1.098	
150		i_1	12.8%	6.0	894.4	74.644	14.264	0.685	2.129	1.349	6.275	0.653	100	0.475	0.663	0.104	0.957	1.293	
		i_2	10.8%	6.9	1037.2	60.122	16.059	5.276	3.240	8.179	6.857	0.267	100	0.535	0.608	0.039	0.920	1.388	
		i_3	9.2%	7.6	1138.2	52.384	13.366	10.924	3.766	14.391	5.060	0.109	100	0.575	0.568	0.022	0.874	1.583	
		i_4																	
Litología	$\Delta T/\Delta P$	Evento	Fund.	(%)	P (kbar)	T (°C)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Fe#	K ₂ O/Na ₂ O	ASI	A/NK
Fastball (Comp. Acumulada)	50	i_1	15.0%	17.7	887.1	74.224	15.126	0.401	1.041	0.889	6.320	1.998	100	0.446	0.689	0.316	1.047	1.204	
	75	i_1	15.0%	12.4	929.6	72.034	15.647	0.745	1.791	1.860	6.554	1.369	100	0.417	0.714	0.209	1.008	1.276	
		i_2	27.8%	13.3	908.1	69.772	16.218	1.238	1.805	2.721	7.085	1.101	100	0.448	0.687	0.155	0.999	1.262	
		i_3	38.6%	16.0	1200.0	65.146	15.381	3.275	2.149	6.499	6.716	0.835	100	0.473	0.665	0.124	0.970	1.287	
100		i_1	15.0%	9.0	805.2	72.766	15.201	0.706	1.457	1.526	6.942	1.402	100	0.452	0.684	0.202	0.975	1.175	
		i_2	27.8%	9.4	940.3	72.241	15.497	0.796	1.820	1.707	6.874	1.064	100	0.454	0.682	0.155	0.983	1.244	
		i_3	38.6%	10.9	1087.8	68.214	15.559	2.300	2.112	4.080	6.910	0.826	100	0.501	0.640	0.119	0.966	1.269	
		i_4	47.8%	6.0	894.4	74.330	14.406	0.636	1.575	1.263	6.714	1.075	100	0.473	0.665	0.160	0.956	1.180	
Litología					SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Fe#	K ₂ O/Na ₂ O	ASI	A/NK		
TTG sódicos	Promedio				69.150	15.530	1.160	3.140	2.730	4.840	1.700	—	0.430	0.710	0.350	1.000	1.626		
	D.E.				3.290	1.050	0.720	1.120	1.210	0.770	0.710	—	0.090	0.080	0.230	0.090	0.268		

(d)

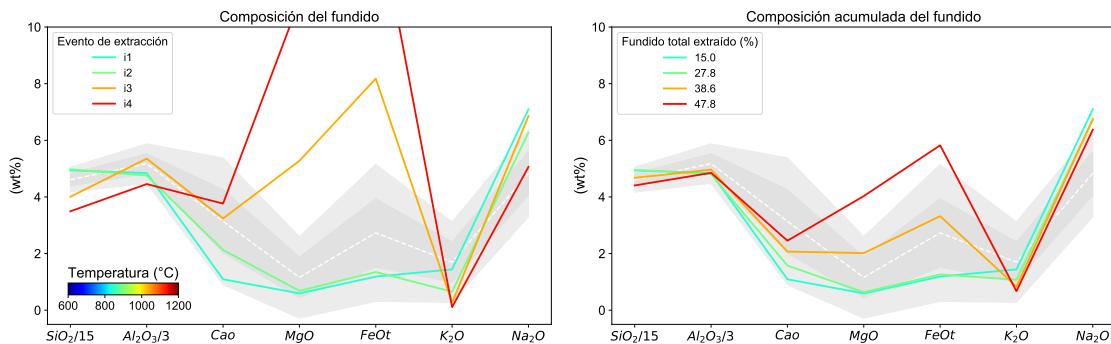


Figura 3-4.: Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de Fastball a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción. (a) 50 °C/kbar, (b) 75 °C/kbar, (c) 100 °C/kbar y (d) 150 °C/kbar. Los campos grises de tonalidad oscura y clara representan el rango composicional promedio de los magmas TTG dentro 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca intermitente corresponde a la composición promedio de los TTG sódicos (Moyen & Martin, 2012). (Continuación)

En un gradiente de 75 °C/kbar, Venera-14 tiene tres eventos de pérdida de fundido, en donde las composiciones individuales de los dos primeros y la acumulada en el tercero resultan muy similares al promedio de los magmas TTG. Estos fundidos se generan en 907.5 °C a 12.1 kbar, 1033.3 °C a 13.8 kbar y 1150.6 °C a 15.3 kbar. El primero en general muestra un ajuste casi perfecto en términos de todos los elementos mayores, mientras el segundo y el tercero tienen bajos contenidos de SiO₂ y K₂O y muy altos de Al₂O₃, FeO y Na₂O. Las composiciones acumuladas resultantes muestran en general muy buenos ajustes con respecto al rango composicional de 2σ . Los índices K₂O/Na₂O son para cada uno 0.205, 0.136 y 0.106, mientras que Mg# y Fe# están en el rango de 0.367-0.423 y 0.708-0.755, respectivamente. Los valores de ASI y A/NK están entre 0.976-1.033 y 1.679-1.724. Considerando únicamente la composición acumulada resultante de la mezcla de los fundidos en i_1 , i_2 , i_3 , esta litología puede generar hasta 38.6 % de material con características similares a los magmas TTG. Sin considerar la composición acumulada, se puede producir 27.8 % de fundido (ver Figura 3-5c; Tabla 3-5).

Con respecto a los gradientes de 100 y 150 °C/kbar, no hay ningún fundido que reproduzca las características de los TTGs. Específicamente, estos tienen contenidos excesivamente altos de MgO y FeO que superan incluso el 16 % para este último. Estas elevadas concentraciones contrastan con significativamente bajos contenidos de SiO₂, K₂O y Na₂O. El único fundido que pareciera ser similar es el que se extrae en el primer evento a lo largo de la geotermia de 100 °C/kbar; este, no obstante, tiene un contenido de FeO por fuera del intervalo de interés de 2σ (ver Figuras 3-5d y 3-5e; Tabla 3-5).

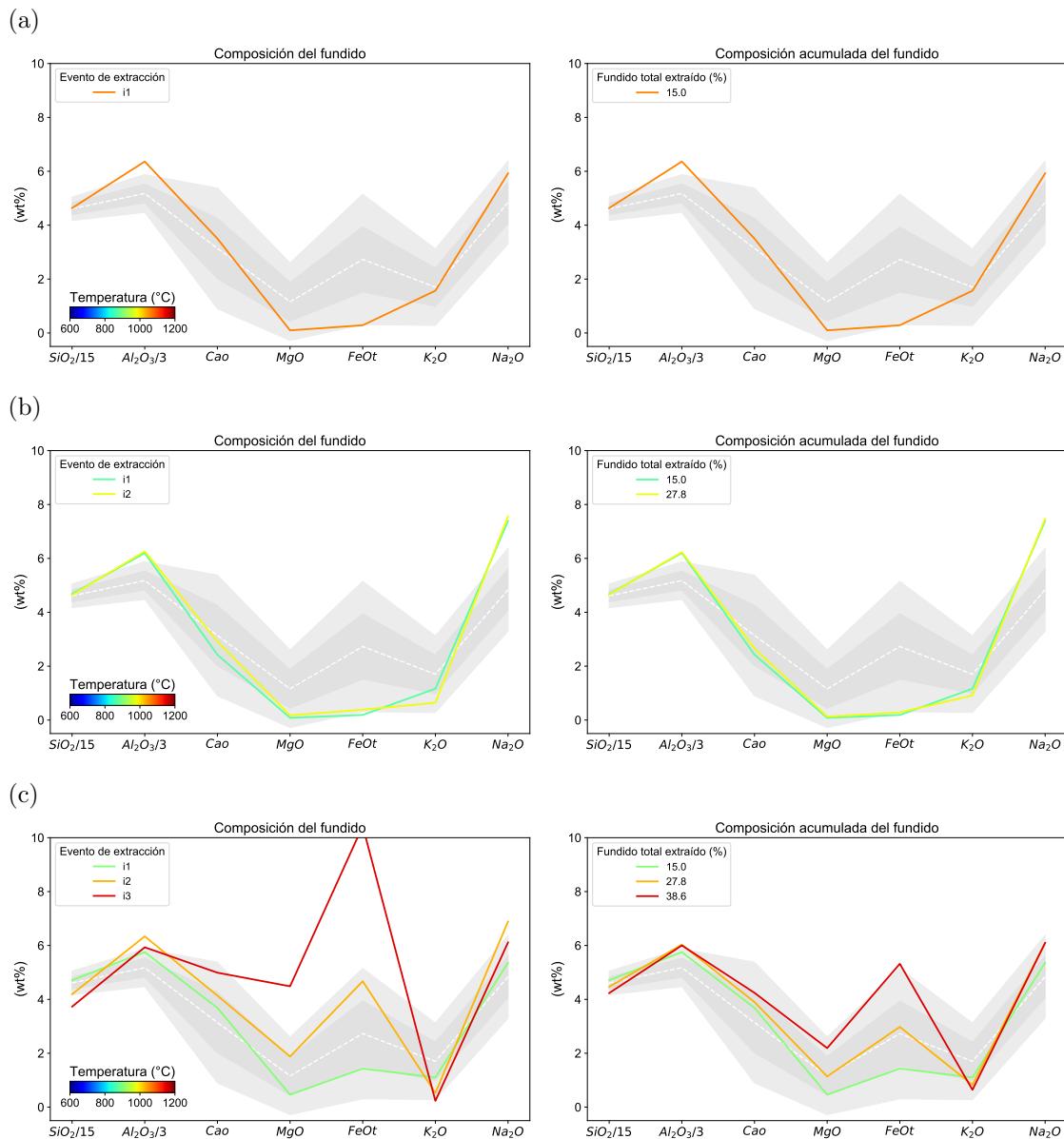
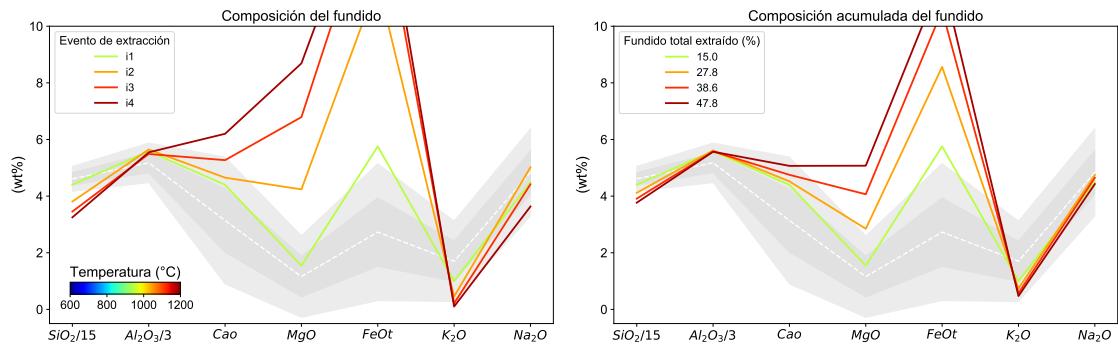


Figura 3-5.: Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de Venera-14 a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción. (a) 35 °C/kbar, (b) 50 °C/kbar, (c) 75 °C/kbar, (d) 100 °C/kbar y (e) 150 °C/kbar. Los campos grises de tonalidad oscura y clara representan el rango composicional promedio de los magmas TTG dentro 1 σ y 2 σ , respectivamente. La línea blanca intermitente corresponde a la composición promedio de los TTG sódicos (Moyen & Martin, 2012).

(d)



(e)

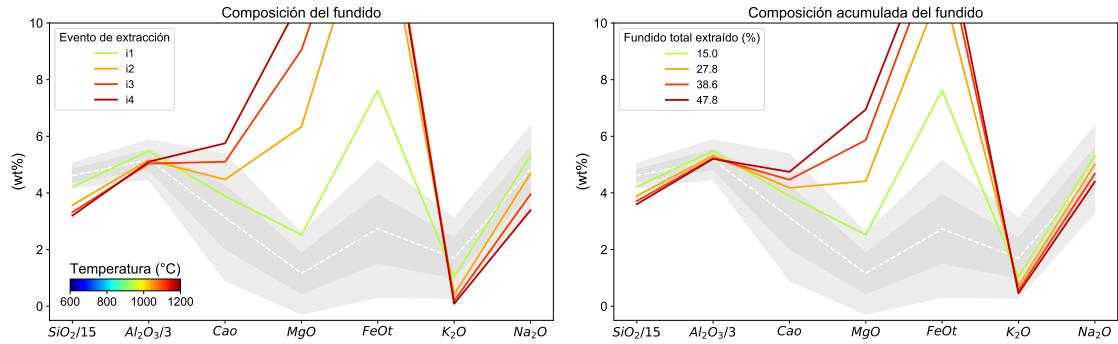


Figura 3-5.: Composiciones del fundido resultantes de la fusión parcial de Venera-14 a lo largo de diferentes gradientes geotérmicos durante uno o más eventos de extracción. (a) 35 °C/kbar, (b) 50 °C/kbar, (c) 75 °C/kbar, (d) 100 °C/kbar y (e) 150 °C/kbar. Los campos grises de tonalidad oscura y clara representan el rango composicional promedio de los magmas TTG dentro 1 σ y 2 σ , respectivamente. La línea blanca intermitente corresponde a la composición promedio de los TTG sódicos (Moyen & Martin, 2012).

(Continuación)

Tabla 3-5: Composiciones de fundido resultantes de la fusión parcial de Venera-14 después de múltiples eventos de pérdida i . Otros parámetros geoquímicos del fundido incluyen Mg#, Fe#, K₂O/Na₂O, ASI y A/NK (Al/(Na + K)). El volumen de material generado está basado en la composición efectiva inicial (i.e., la roca original representa el 100%). Todas las composiciones reportadas están normalizadas sin considerar H₂O. Las composiciones promedio de TTG sódicos son las reportadas por Moyen & Martin (2012).

Litología	$\Delta T/\Delta P$	Evento	Fund. (%)	P (kbar)	T (°C)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Fe#	K ₂ O/Na ₂ O	ASI	A/NK
Venera-14 (Comp. Individual)	35	i_1	15.0%	30.4	1062.8	69.534	19.088	0.097	3.501	0.286	5.925	1.568	100	0.376	0.747	0.265	1.072	1.668
	50	i_1	15.0%	17.5	873.8	70.159	18.593	0.083	2.426	0.189	7.384	1.165	100	0.440	0.694	0.158	1.043	1.387
75	i_1	12.8%	19.7	985.8	69.527	18.795	0.174	2.915	0.385	7.562	0.643	100	0.446	0.689	0.085	1.019	1.431	
	i_2	15.0%	12.1	907.5	70.698	17.258	0.465	3.684	1.431	5.362	1.101	100	0.367	0.755	0.205	1.033	1.724	
100	i_1	12.8%	13.8	1033.3	62.878	19.014	1.879	4.140	4.674	6.888	0.527	100	0.417	0.713	0.077	0.979	1.598	
	i_2	10.8%	15.3	1150.6	55.947	17.800	4.485	4.990	10.431	6.113	0.234	100	0.434	0.699	0.038	0.918	1.727	
150	i_1	15.0%	9.4	943.5	66.051	16.753	1.546	4.398	5.757	4.496	1.000	100	0.324	0.788	0.222	1.017	1.976	
	i_2	12.8%	10.4	1041.9	57.130	16.940	4.238	4.653	11.563	5.020	0.456	100	0.395	0.732	0.091	0.984	1.936	
i ₃	i_1	10.8%	11.2	1117.5	51.824	16.464	6.791	5.270	15.019	4.420	0.212	100	0.446	0.689	0.048	0.964	2.195	
	i_4	9.2%	11.8	1181.3	48.760	16.639	8.689	6.202	15.977	3.633	0.100	100	0.492	0.648	0.028	0.958	2.734	
i ₄	i_1	15.0%	6.3	942.6	63.166	16.446	2.522	3.889	7.625	5.312	1.040	100	0.371	0.751	0.196	0.971	1.667	
	i_2	12.8%	6.9	1040.8	53.500	15.486	6.336	4.472	15.106	4.685	0.416	100	0.428	0.705	0.089	0.951	1.898	
i ₅	i_1	10.8%	7.4	1110.4	49.764	15.114	9.046	5.100	16.843	3.950	0.184	100	0.489	0.651	0.047	0.946	2.257	
	i_4	9.2%	7.8	1166.5	47.981	15.304	10.863	5.752	16.628	3.389	0.083	100	0.538	0.605	0.025	0.949	2.702	
Litología	$\Delta T/\Delta P$	Evento	Fund.	P (kbar)	T (°C)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Fe#	K ₂ O/Na ₂ O	ASI	A/NK
Venera-14 (Comp. Acumulada)	35	i_1	15.0%	30.4	1062.8	69.534	19.088	0.097	3.501	0.286	5.925	1.568	100	0.376	0.747	0.265	1.072	1.668
	50	i_1	15.0%	17.5	873.8	70.159	18.593	0.083	2.426	0.189	7.384	1.165	100	0.440	0.694	0.158	1.043	1.387
75	i_1	27.8%	19.7	985.8	69.858	18.689	0.126	2.659	0.283	7.469	0.916	100	0.444	0.691	0.123	1.032	1.407	
	i_2	15.0%	12.1	907.5	70.698	17.258	0.465	3.684	1.431	5.362	1.101	100	0.367	0.755	0.205	1.033	1.724	
100	i_1	27.8%	13.8	1033.3	66.967	18.096	1.140	3.901	2.978	6.090	0.828	100	0.405	0.723	0.136	1.005	1.658	
	i_2	38.6%	15.3	1150.6	63.505	18.003	2.191	4.243	5.320	6.097	0.641	100	0.423	0.708	0.105	0.976	1.679	
150	i_1	15.0%	9.4	943.5	66.051	16.753	1.546	4.398	5.757	4.496	1.000	100	0.324	0.788	0.222	1.017	1.976	
	i_2	27.8%	10.4	1041.9	61.739	16.843	2.847	4.521	8.563	4.749	0.737	100	0.372	0.750	0.155	1.001	1.956	
i ₃	i_1	38.6%	11.2	1117.5	58.676	16.726	4.066	4.752	10.558	4.647	0.575	100	0.407	0.722	0.124	0.989	2.023	
	i_4	47.8%	11.8	1181.3	56.514	16.707	5.074	5.068	11.740	4.426	0.471	100	0.435	0.698	0.106	0.982	2.144	
TTG sódicos	i_1	15.0%	6.3	942.6	63.166	16.446	2.522	3.889	7.625	5.312	1.040	100	0.371	0.751	0.196	0.971	1.667	
	i_2	27.8%	6.9	1040.8	58.363	15.969	4.417	4.179	11.342	5.001	0.730	100	0.410	0.720	0.146	0.961	1.771	
i ₃	i_1	38.6%	7.4	1110.4	55.674	15.701	5.864	4.467	13.062	4.672	0.559	100	0.445	0.690	0.120	0.957	1.894	
	i_4	47.8%	7.8	1166.5	54.011	15.616	6.945	4.745	13.833	4.395	0.456	100	0.472	0.666	0.104	0.955	2.022	
Litología						SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Fe#	K ₂ O/Na ₂ O	ASI	A/NK
Promedio						69.150	15.530	1.160	3.140	2.730	4.840	1.700	—	0.430	0.710	0.350	1.000	1.626
	D.E.					3.290	1.050	0.720	1.120	1.210	0.770	0.710	—	0.090	0.080	0.230	0.090	0.268

3.2. Fases minerales en equilibrio

En esta sección se presenta la mineralogía del sistema antes y después de la extracción de fundido. Los datos y las pseudosecciones que aquí se incluyen son sólo para los eventos de pérdida en donde el magma generado parece tener correspondencia con la composición promedio de TTGs naturales en términos de elementos mayores de acuerdo a los valores reportados por Moyen (2011) (ver Sección 3.1). Los demás resultados pueden ser vistos en el ANEXO B de este documento. Además, los cálculos de las pseudosecciones sólo se realizaron para las geotermas de 50, 75 y 100 °C/kbar para cada litología, ya que para los gradientes de 35 y 150 °C/kbar se obtienen fundidos que tienden a alejarse del promedio de los TTG. Además, a lo largo de trayectorias de 35 y 150 °C/kbar se espera que la topología de los campos en estas zonas sea similar al observado en las pseudosecciones de 50 y 100 °C/kbar, respectivamente.

La ventana de *P-T* considerada está entre 600-1200 °C y 2-25 kbar, abarcando las condiciones de generación de fundido que se esperarían para el Arqueano con subducción somera o fusión parcial en la base de una corteza oceánica más gruesa que la moderna. Las pseudosecciones que aquí se presentan están fraccionadas de manera que en cada evento de pérdida de fundido se modifica la composición efectiva del sistema. Además, se resaltan los límites de estabilidad de las fases que mayor influencia tienen en la distribución de elementos traza de los fundidos resultantes: granate (rojo), plagioclasa (azul), rutilo (violeta), hornblenda (verde) y augita (cian), además del solidus en color negro.

3.2.1. All-MORB

50 °C/kbar

Con mínima saturación de fluido en el solidus a lo largo de una trayectoria de 50 °C/kbar se tiene entre las fases más importantes a considerar que el granate es estable desde ~14 kbar a 600 °C y ~8 kbar por encima de 1000 °C. La plagioclasa es estable hasta ~12 kbar a 600 °C aumentando su campo de estabilidad hasta alrededor de ~20 kbar con el aumento de la temperatura. Esto contrasta con el anfíbol—hornblenda—que es estable en todo el subsolidus desde muy alta hasta baja presión. El campo de estabilidad comienza a decrecer en presión desde ~700 °C hasta alcanzar valores de ~14 kbar en ~900 °C. Por su parte, el clinopiroxeno—augita—es estable en casi toda la ventana de *P-T* considerada, salvo a relativamente baja temperatura (<800 °C) y alta presión (>12 kbar), en donde parece predominar el anfíbol. El rutilo reemplaza a la esfena desde ~18 kbar a 600 °C y ~10 kbar por encima de 800 °C (ver Figura 3-6).

En el punto de fusión parcial las fases estables son fundido, hornblenda, augita, epidota, muscovita, cuarzo y esfena. Sin embargo, para el primer evento de perdida de fundido desaparecen la epidota, muscovita y esfena, entrando en los campos de estabilidad del granate, plagioclasa y rutilo. El contenido de anfibol se reduce dramáticamente desde ~68 % hasta solo ~10 % cuando el fundido ha sido extraído. El granate por su parte alcanza ~38 %. Para después del segundo evento, ya no es más estable la plagioclasa o la hornblenda y la mineralogía del residuo se constituye por la fracción de fundido retenida (~6 %), además de ~90 % de granate + augita y menores cantidades de cuarzo y rutilo. La densidad del sistema en ese punto alcanza ~3.5 g/cm³ y la única fase que retiene H₂O es el fundido (ver Figura 3-6; Tabla 3-6).

Tabla 3-6.: Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para All-MORB a lo largo de un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar. Se incluye la proporción de las fases en vol % y wt %, además de la densidad total alcanzada por el volumen de equilibrio en las condiciones de *P-T* de cada evento.

<i>i</i> ₀		solidus							
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)				
12.4	618.6	Liq	0.043	0.028	2.058				
		Hbl	67.547	68.318	3.198				
		Aug	10.188	10.896	3.381				
		Ep	6.046	6.368	3.330				
		Ms	0.176	0.158	2.853				
		Qtz	2.875	3.206	3.525				
		Spn	13.124	11.026	2.657				
		Total	100.000	100.000	3.162				
<i>i</i> ₁		Antes de la extracción de fundido			Residuo				
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
16.8	838.2	Liq	20.007	14.062	2.246	Liq	5.886	3.930	2.246
		Hbl	8.377	8.251	3.148	Hbl	9.854	9.222	3.148
		Aug	28.171	29.215	3.314	Aug	33.146	32.660	3.314
		Grt	32.218	38.600	3.829	Grt	37.907	43.152	3.829
		Pl	6.403	5.303	2.647	Pl	7.534	5.929	2.647
		Qtz	3.642	3.022	2.652	Qtz	4.284	3.377	2.652
		Rt	1.181	1.547	4.186	Rt	1.390	1.730	4.186
		Total	100.000	100.000	3.196	Total	100.000	100.000	3.363
<i>i</i> ₂		Antes de la extracción de fundido			Residuo				
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
21.9	1093.0	Liq	20.061	14.751	2.459	Liq	5.904	4.147	2.459
		Aug	35.254	34.851	3.306	Aug	41.498	39.186	3.306
		Grt	42.429	47.940	3.779	Grt	49.943	53.903	3.779
		Qtz	0.762	0.597	2.623	Qtz	0.896	0.671	2.623
		Rt	1.495	1.862	4.166	Rt	1.759	2.093	4.166
		Total	100.000	100.000	3.345	Total	100.000	100.000	3.501

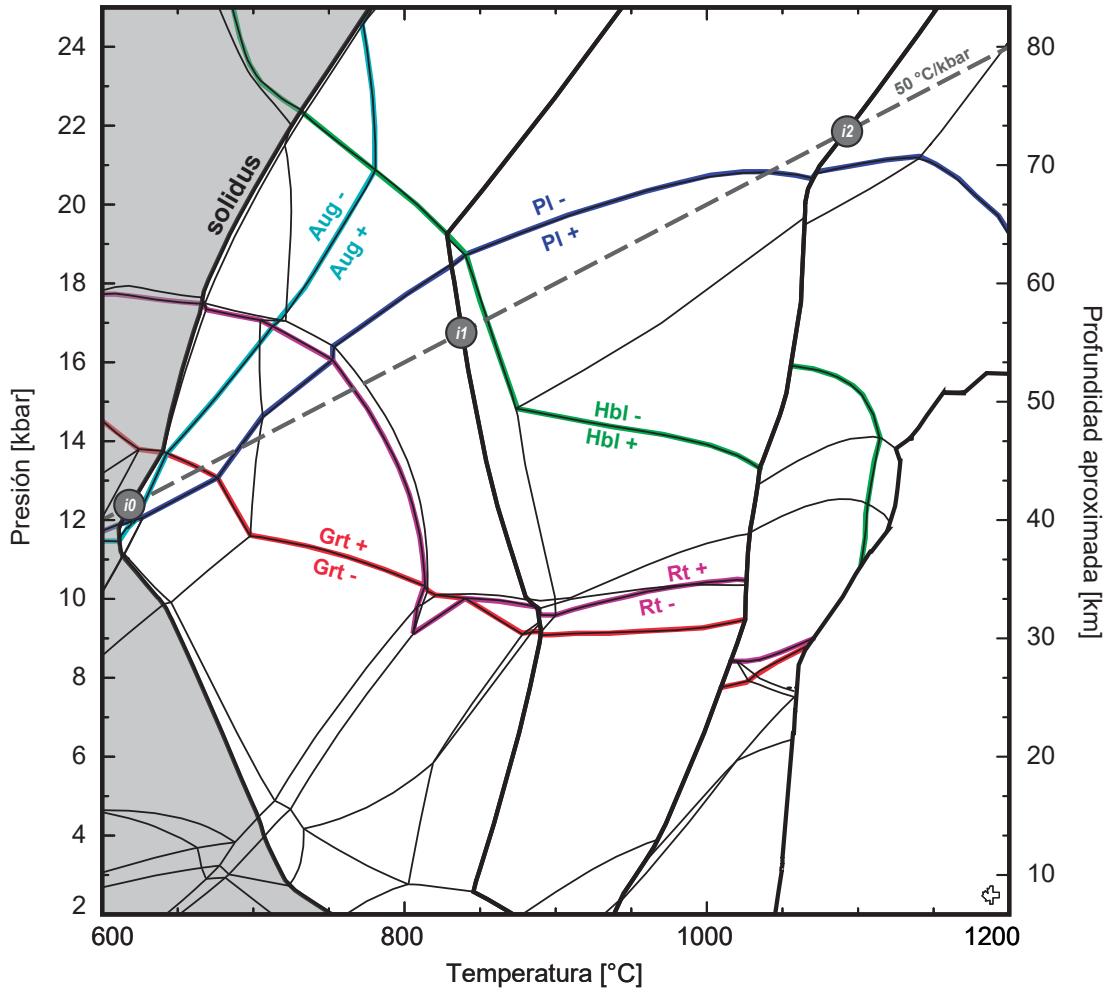


Figura 3-6.: Pseudosección P - T fraccionada para All-MORB con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de $50\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfíbol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm^3 para una corteza máfica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

75 °C/kbar

La topología de la pseudosección no es muy diferente para condiciones mínimas de saturación en 75 °C/kbar con respecto a 50 °C/kbar. En esta, sin embargo, el granate es estable desde una presión más baja (~10 kbar) cerca al solidus y permanece relativamente estable hasta ~1150 °C en donde se presenta el último evento de pérdida de fundido, aunque a una presión más baja que la definida por la trayectoria considerada. De igual manera, la plagioclasa es estable hasta ~12 kbar en 600 °C incrementando su estabilidad hasta alrededor de ~20 kbar con el aumento de la temperatura. La hornblenda continua siendo estable en todo el subsolidus desde muy alta hasta baja presión. Su campo de estabilidad decrece desde ~700 °C hasta alcanzar valores de ~15 kbar desde los ~850 °C. La augita es también estable en casi toda la ventana de *P-T*, excepto a temperaturas por debajo de ~800 °C y presión por encima de ~12 kbar, en cuya región predomina el anfibol. La estabilidad rutilo-esfena no varía considerablemente y el primero se vuelve estable desde ~18 kbar a 600 °C y ~10 kbar por encima de 800 °C (ver Figura 3-7).

A lo largo de esta trayectoria el único fundido que se asemeja al promedio de los terrenos TTG es el que ocurre en i_1 . En el solidus, además del fundido, las fases estables son hornblenda, augita, plagioclasa, esfena y cuarzo. Las especies minerales no varían mucho al alcanzar el umbral del 20 % de fundido, aunque sí lo hacen las proporciones minerales. El cambio más significativo en términos de especies presentes es la introducción de granate en el equilibrio y el reemplazamiento de esfena por rutilo. Sin embargo, hay cambios notables en el volumen de hornblenda que pasa de ser ~64 % en el solidus, hasta solamente ~16 % después del evento de extracción. Lo mismo ocurre con el cuarzo que pasa de ~10 % a menos del 1 %, desapareciendo casi por completo. La proporción de augita, por el contrario, se incrementa notablemente desde ~8.8 % hasta ~32 %, mientras que el granate y la plagioclasa pasan de 0 % a ~21 % y ~15 % a ~23 %, respectivamente. En general, la asociación hornblenda + granate + augita + plagioclasa representa más del 90 % de la mineralogía del residuo, el cual alcanza en este punto una densidad de ~3.2 g/cm³. La producción de fundido continua a lo largo de la trayectoria considerada gracias a la persistente presencia del anfibol; no obstante, los fundidos posteriores no se asemejan a los fundidos de interés para este trabajo (ver Figura 3-7; Tabla 3-7).

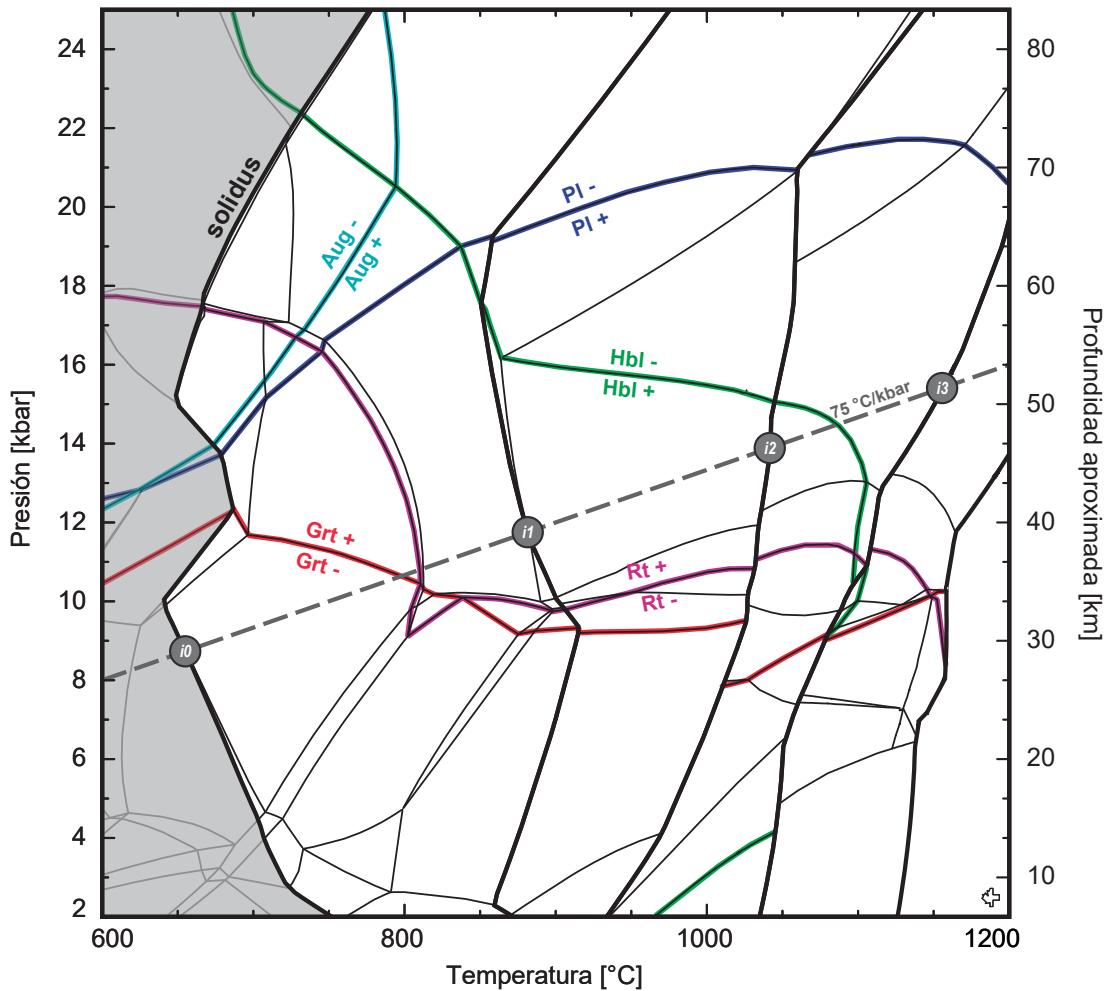


Figura 3-7.: Pseudosección P - T fraccionada para All-MORB con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfibol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm³ para una corteza máfica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

Tabla 3-7.: Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para All-MORB a lo largo de un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar. Se incluye la proporción de las fases en vol % y wt %, además de la densidad total alcanzada por el volumen de equilibrio en las condiciones de *P-T* de cada evento.

		solidus				
<i>i</i> ₀		Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	
8.7	654.9	Liq	0.002	0.001	2.092	
		Hbl	63.675	65.988	3.184	
		Aug	8.758	9.621	3.375	
		Pl	14.617	12.575	2.643	
		Spn	2.634	3.010	3.510	
		Qtz	10.314	8.805	2.623	
		Total	100.000	100.000	3.072	
<i>i</i> ₁		Antes de la extracción de fundido			Residuo	
<i>P</i> (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	
11.8	881.5	Liq	20.016	14.920	2.292	
		Hbl	13.983	14.363	3.158	
		Aug	27.503	29.765	3.327	
		Grt	18.172	22.853	3.866	
		Pl	19.250	16.670	2.662	
		Qtz	0.060	0.051	2.581	
		Rt	1.016	1.378	4.171	
Total		100.000	100.000	3.074	Total	
					100.000 100.000 3.213	

3.2.2. Backstay

50 °C/kbar

Con la composición de Backstay y condiciones de mínima saturación de fluido en el solidus a lo largo de una trayectoria de 50 °C/kbar se pueden hacer las siguientes observaciones: el granate es estable desde ~15 kbar a 600 °C y ~12 kbar por encima de 800 °C. La plagioclasa es estable hasta ~12 kbar a 600 °C aumentando su campo de estabilidad entre ~18-20 kbar con el aumento de la temperatura. La hornblendita, en cambio, es estable en casi todo el espacio *P-T* y sólo desaparece a ~23 kbar entre ~850-1000 °C. La augita también ocurre en casi toda la ventana de *P-T* considerada, salvo a relativamente baja temperatura (<800 °C) y baja presión (<12 kbar). El rutilo aparece desde ~8 kbar a 600 °C y su límite de estabilidad alcanza presiones de ~23 kbar a ~800 °C (ver Figura 3-8).

Sin considerar la pequeña proporción de fundido, en el punto de fusión parcial las fases estables son hornblendita, augita, biotita, albita, cuarzo y esfena, reflejando el significativamente alto contenido de Na₂O de esta composición. Para el primer evento de perdida de fundido desaparecen la albita y esfena, siendo reemplazadas por plagioclasa y rutilo, respectivamente. También aparece

granate en el equilibrio y llega a $\sim 15\%$. La proporción de augita pasa de ser menor al 1% hasta aproximadamente 21%. Por el contrario, el contenido de hornblenda decrece desde $\sim 74\%$ hasta $\sim 44\%$ cuando el fundido ha sido extraído. En este punto la densidad llega $\sim 3.3 \text{ g/cm}^3$. Posteriormente, en el evento i_2 , desaparece la plagioclasa y el cuarzo y se reduce la proporción de hornblenda hasta $\sim 15\%$ luego de que se extrae el fundido, mientras aumenta el contenido de augita y granate hasta $\sim 41\%$ y $\sim 30\%$, respectivamente. Es importante notar que la biotita no desaparece mientras aumenta la temperatura y de hecho su proporción se mantiene relativamente constante, lo cual pareciera indicar que su participación en reacciones de generación de fundido es relativamente baja con estas condiciones de metamorfismo. La densidad final del residuo esta por encima de 3.4 g/cm^3 y aún a muy alta temperatura hay fases hidratadas presentes, por lo cual la litología continua siendo fértil. Con el contenido de H_2O aquí considerado, a presiones menores de 14 kbar el sistema queda insaturado y la posición del solidus cambia después de cada evento i_n , llegando incluso a $\sim 950 \text{ }^\circ\text{C}$ (ver Figura 3-8; Tabla 3-8).

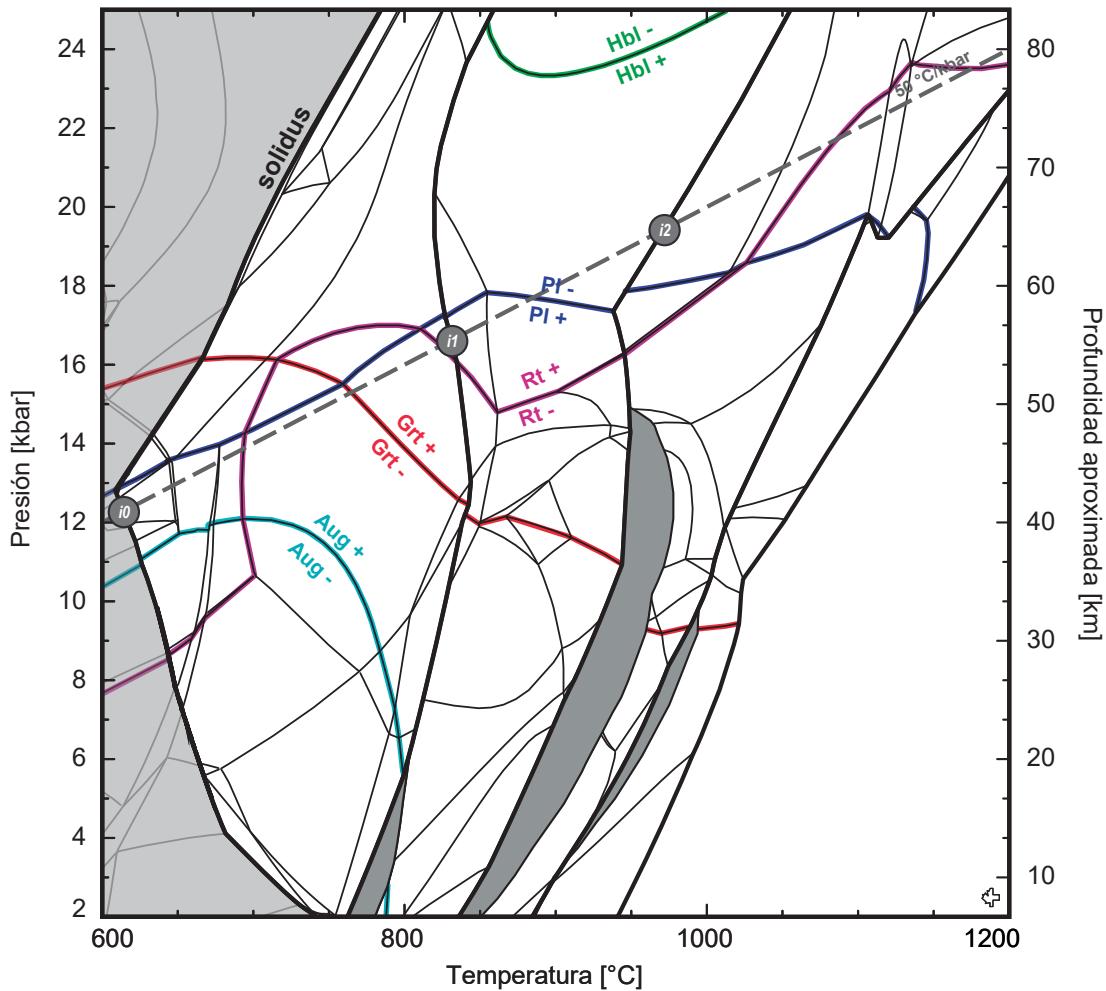


Figura 3-8.: Pseudosección P - T fraccionada para Backstay con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfíbol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm³ para una corteza máfica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

Tabla 3-8.: Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Backstay a lo largo de un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar. Se incluye la proporción de las fases en vol % y wt %, además de la densidad total alcanzada por el volumen de equilibrio en las condiciones de *P-T* de cada evento.

		solidus				
<i>i</i> ₀		Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	
12.3	613.5	Liq	3.398	2.257	2.054	
		Hbl	73.652	76.539	3.213	
		Aug	0.683	0.754	3.414	
		Bt	9.154	9.043	3.054	
		Ab	4.172	3.532	2.618	
		Spn	0.681	0.777	3.525	
		Qtz	8.261	7.098	2.657	
		Total	100.000	100.000	3.092	
<i>i</i> ₁		Antes de la extracción de fundido			Residuo	
<i>P</i> (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	
16.6	831.2	Liq	20.018	14.531	2.253	
		Hbl	37.214	38.404	3.203	
		Aug	17.764	19.376	3.385	
		Grt	13.182	16.813	3.958	
		Pl	2.501	2.106	2.613	
		Bt	6.562	6.390	3.022	
		Qtz	2.718	2.323	2.652	
		Rt	0.042	0.056	4.187	
Total		100.000	100.000	3.103	Total 100.000 100.000 3.253	
<i>i</i> ₂		Antes de la extracción de fundido			Residuo	
<i>P</i> (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	
19.4	971.5	Liq	20.003	14.768	2.408	
		Hbl	12.557	12.335	3.204	
		Aug	34.721	35.839	3.367	
		Grt	25.039	29.878	3.892	
		Bt	7.415	6.840	3.009	
		Rt	0.265	0.340	4.176	
		Total	100.000	100.000	3.262	
		Total	100.000	100.000	3.413	

75 °C/kbar

La topología de la pseudosección para condiciones mínimas de saturación en 75 °C/kbar varía un poco con respecto a 50 °C/kbar. No obstante, las variaciones más significativas ocurren después del primer evento de extracción de fundido, por lo que no son relevantes para el alcance de este trabajo. El granate es estable desde una presión de ~16 kbar en el solidus y reduce los límites de su campo de estabilidad desde ~10 kbar a temperaturas superiores a 950 °C. Además, la plagioclasa es estable hasta ~13 kbar en 600 °C incrementando su estabilidad hasta ~18 kbar entre ~850-1050 °C y volviéndose casi completamente dependiente de la temperatura a partir de esta zona (evento *i*₄). La hornblenda es estable en todo el espacio de *P-T* y solo parece desaparecer a temperaturas

de ~ 850 °C en $\sim 24\text{-}25$ kbar. Por su parte, la augita preserva el mismo comportamiento y ocurre en casi toda la ventana de $P\text{-}T$ considerada, salvo en la región definida a temperaturas menores de ~ 800 °C y presión por debajo de ~ 12 kbar. El límite de estabilidad del rutilo llega a estar por debajo ~ 8 kbar a 600 °C y alcanza ~ 20 kbar por encima de 1000 °C (ver Figura 3-9).

A lo largo de esta trayectoria el único fundido que se asemeja al promedio de los terrenos TTG es el que ocurre en i_1 . En el solidus se presenta una pequeña fracción de fundido, además de hornblenda, biotita, albita, cuarzo, e ilmenita coexistiendo con rutilo. Al alcanzar el umbral del 20 % de fundido, desaparecen cuarzo, albita, rutilo, e ilmenita, dando paso a la formación de augita, plagioclasa y ortopiroxeno. Aunque la biotita no desaparece por completo, su proporción pasa de ~ 10 % a ser menor al 1 % por lo que se interpreta que es la principal fase responsable de las reacciones de fusión parcial en el sistema bajo estas condiciones. Esto pareciera ser corroborado por el decrecimiento menor del anfíbol, el cual pasa del ~ 65 % a ~ 50 % después de la extracción; si bien hay reducción en su contenido, este no es de gran magnitud. En este punto, la asociación ortopiroxeno + hornblenda + augita + plagioclasa representa más del 90 % de las fases en equilibrio con una densidad de ~ 3.1 g/cm³ que no difiere en gran medida de la del punto de fusión parcial. La producción de fundido continua a lo largo de la trayectoria considerada debido a la persistente presencia del anfíbol; pero como se mencionó, los fundidos posteriores no son de interés para este trabajo (ver Figura 3-9; Tabla 3-9).

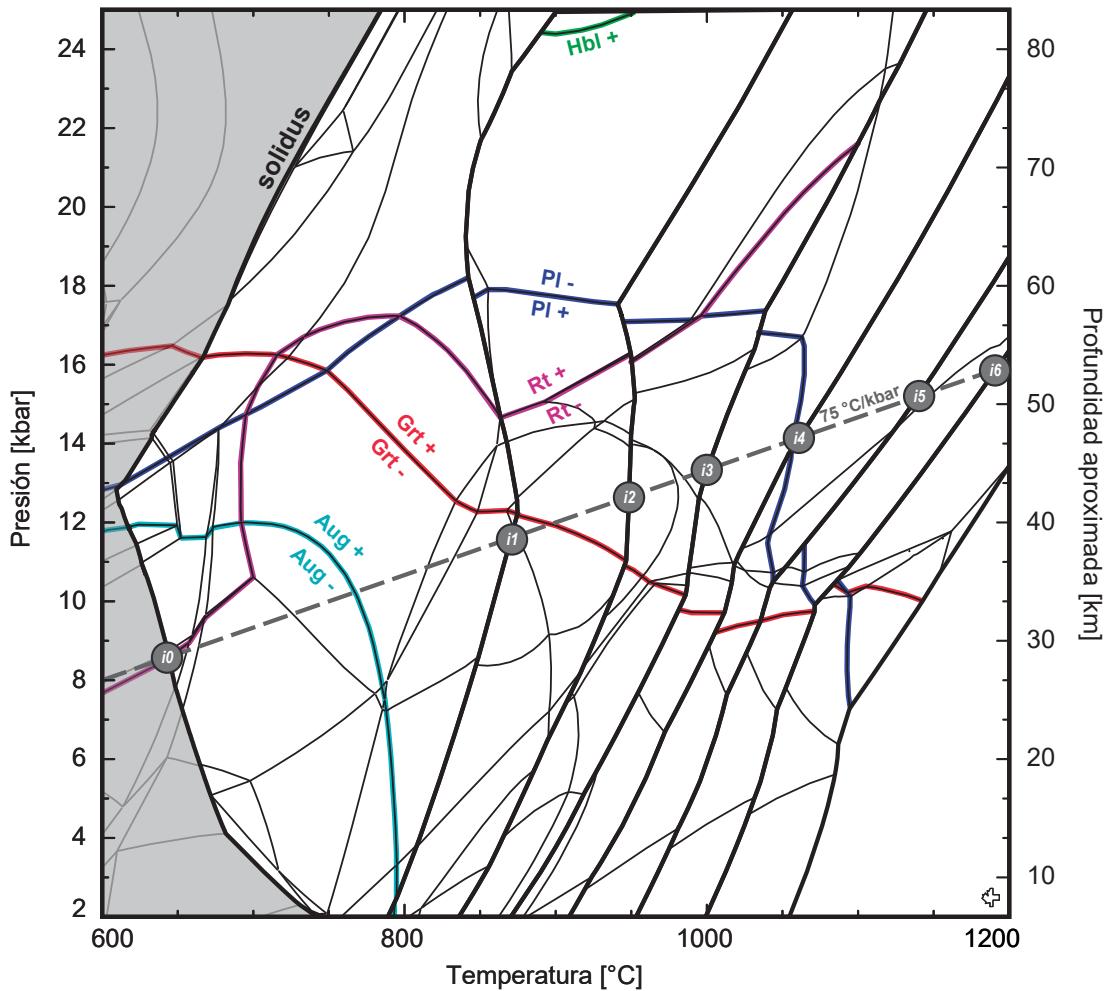


Figura 3-9.: Pseudosección P - T fraccionada para Backstay con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfibol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm³ para una corteza máfica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

Tabla 3-9.: Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Backstay a lo largo de un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar. Se incluye la proporción de las fases en vol % y wt %, además de la densidad total alcanzada por el volumen de equilibrio en las condiciones de *P-T* de cada evento.

		solidus			
<i>i</i> ₀		Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
8.6	644.2	Liq	2.371	1.627	2.079
		Hbl	65.351	69.100	3.205
		Ilm	0.270	0.421	4.734
		Bt	9.825	9.795	3.022
		Ab	16.792	14.387	2.597
		Qtz	5.381	4.657	2.624
		Rt	0.010	0.014	4.193
		Total	100.000	100.000	3.031
<i>i</i> ₁		Antes de la extracción de fundido			Residuo
<i>i</i> ₁		Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
11.6	870.4	Opx	4.541	5.392	3.530
		Liq	20.003	15.746	2.340
		Hbl	50.557	54.802	3.223
		Aug	8.745	9.954	3.384
		Pl	15.839	13.788	2.588
		Bt	0.315	0.319	3.008
		Total	100.000	100.000	2.973
		Total	100.000	100.000	3.085

3.2.3. EAT

50 °C/kbar

Con la composición de EAT y condiciones de mínima saturación de fluido acuoso en el solidus a lo largo de una trayectoria de 50 °C/kbar se puede observar que el granate es estable desde ~14 kbar a 600 °C y ~8 kbar por encima de 800 °C. El límite de estabilidad de la plagioclasa tiene una pendiente positiva relativamente alta y es estable hasta ~11 kbar a 600 °C y hasta ~22 kbar con temperaturas por encima de los 1000 °C. La hornblenda, por su parte, sale del conjunto de fases en equilibrio a presiones de ~22 kbar con temperaturas mayores que 700°C, reduciéndose continuamente hasta presiones de ~10 kbar a temperaturas alrededor de 1000 °C. La augita también ocurre en casi toda la ventana de *P-T* considerada, salvo a relativamente baja temperatura (<800 °C) y baja presión (<11 kbar). El rutilo reemplaza a la esfena entre ~13-15 kbar en el subsolidus y ~10-11 kbar por encima de 800 °C (ver Figura 3-10).

Además de la pequeña proporción de fundido producida en el punto de fusión parcial, las fases estables en este punto son hornblenda, epidota, biotita, muscovita, cuarzo y esfena, con un contenido notablemente alto de anfíbol (~73%). Para el primer evento de perdida de fundido des-

aparecen del equilibrio la epidota, muscovita y biotita, mientras que aparece augita, granate y plagioclasa. Después de que el fundido ha sido extraído, el granate llega al $\sim 34\%$ y la augita suma otro $\sim 16\%$. La proporción de plagioclasa, por otro lado, crece en menor medida y llega a $\sim 6\%$. En el caso de la hornblenda, esta decrece desde $\sim 73\%$ en el solidus hasta $\sim 29\%$ cuando el fundido ha sido extraído. En este punto la densidad llega $\sim 3.3 \text{ g/cm}^3$. Posteriormente, en el evento i_2 , se mantiene relativamente constante la proporción de plagioclasa mientras disminuye el cuarzo. La hornblenda desaparece del sistema y se incrementa el contenido de augita y granate hasta $\sim 28\%$ y $\sim 55\%$, respectivamente. La densidad final del residuo es alrededor de 3.5 g/cm^3 sin fases hidratadas presentes, por lo cual se disminuye notablemente la tasa de producción de fundido. De forma similar a Backstay, con el contenido de H_2O que aquí se considera, a presiones menores a 9 kbar el sistema queda insaturado después de la extracción de material y la posición del solidus se mueve hacia la zona de más alta temperatura, llegando incluso a $\sim 950^\circ\text{C}$ (ver Figura 3-10; Tabla 3-10).

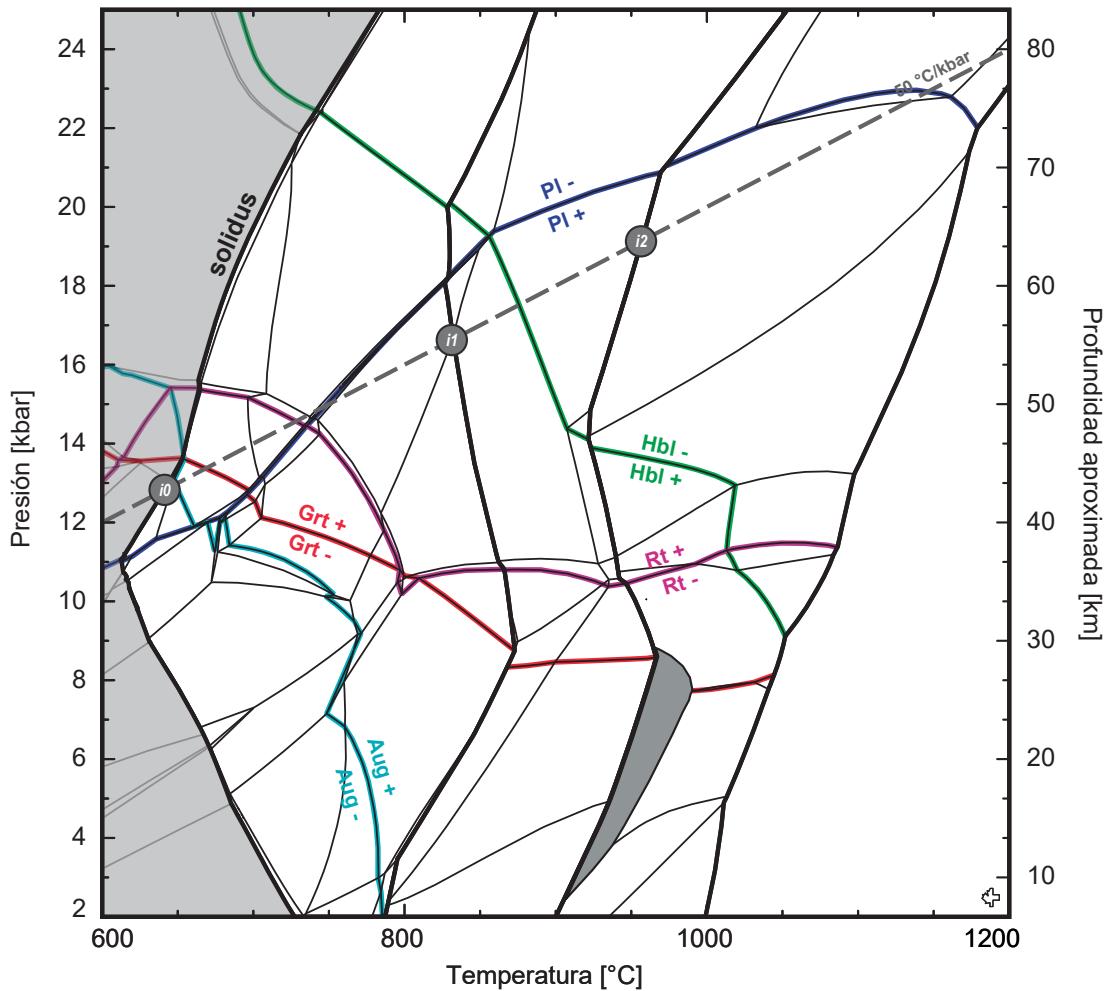


Figura 3-10.: Pseudosección P - T fraccionada para EAT con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfibol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm³ para una corteza máfica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

Tabla 3-10.: Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para EAT a lo largo de un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar. Se incluye la proporción de las fases en vol % y wt %, además de la densidad total alcanzada por el volumen de equilibrio en las condiciones de *P-T* de cada evento.

		solidus			
<i>i</i> ₀		Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
12.8	641.2	Liq	0.009	0.006	2.061
		Hbl	72.923	75.130	3.217
		Ep	3.949	4.247	3.359
		Bt	0.242	0.238	3.065
		Ms	4.680	4.278	2.855
		Spn	2.241	2.530	3.526
		Qtz	15.956	13.571	2.656
		Total	100.000	100.000	3.123
<i>i</i> ₁		Antes de la extracción de fundido			Residuo
<i>P</i> (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
16.6	832.2	Liq	20.010	14.339	2.254
		Hbl	24.226	24.412	3.170
		Aug	13.180	14.035	3.350
		Grt	28.592	35.025	3.854
		Pl	5.206	4.353	2.630
		Qtz	7.907	6.665	2.652
		Rt	0.880	1.171	4.187
		Total	100.000	100.000	3.146
<i>i</i> ₂		Antes de la extracción de fundido			Residuo
<i>P</i> (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
19.1	957.0	Liq	20.001	14.099	2.337
		Aug	24.162	24.306	3.336
		Grt	47.041	53.969	3.804
		Pl	5.152	4.101	2.639
		Qtz	2.304	1.838	2.645
		Rt	1.339	1.687	4.177
		Total	100.000	100.000	3.316
		Total	100.000	100.000	3.488

75 °C/kbar

La topología de esta pseudosección es muy similar a la observada para 50 °C/kbar bajo condiciones de mínima saturación de fluido acuoso en el solidus. El granate es estable desde una presión algo más baja (~10-12 kbar a 600 °C) y también llega a ~8 kbar por encima de 800 °C. El límite de estabilidad de la plagioclasa tiene también una pendiente positiva relativamente alta con estabilidad hasta ~11 kbar a 600 °C y hasta un poco menos de ~22 kbar con temperaturas por encima de los 1000 °C. Además, la hornblenda deja de ser estable a presiones de ~22 kbar con temperaturas cercanas a 700°C, y su campo de estabilidad se reduce continuamente hasta presiones de ~14-16 kbar a temperaturas alrededor de 900-1000 °C. Después de ese punto, todo el fluido se transfiere al fundido y el límite de estabilidad de la hornblenda es casi completamente dependiente

de la temperatura, desapareciendo completamente del equilibrio a >1050 °C. La augita también ocurre en casi toda la ventana de $P-T$ considerada, salvo a relativamente baja temperatura (<775 °C) y presión (<10 kbar). El rutilo reemplaza a la esfena entre $\sim 14\text{-}16$ kbar en el subsolidus y $\sim 10\text{-}11$ kbar por encima de 800 °C (ver Figura 3-11).

En el solidus las fases estables son fundido, hornblenda, plagioclasa, biotita, cuarzo y esfena. Esta asociación cambia para el primer evento de perdida de fundido desapareciendo la biotita y la esfena, mientras el granate, augita y rutilo entran en equilibrio. Después de la extracción de material, el granate llega al $\sim 19\%$, la augita al $\sim 12\%$ y también aumenta ligeramente la plagioclasa hasta $\sim 16\%$. La hornblenda, por su parte, decrece desde $\sim 66\%$ en el solidus hasta $\sim 40\%$ cuando el fundido ha sido extraído. En este punto la densidad llega ~ 3.2 g/cm³. Luego del evento i_2 , aumenta ligeramente la proporción de plagioclasa y desaparece el cuarzo. La hornblenda cae a $\sim 12\%$ y se incrementa el contenido de augita y granate hasta $\sim 24\%$ y $\sim 39\%$, respectivamente. La densidad se incrementa también hasta ~ 3.3 g/cm³. Para el tercer evento, la asociación augita + granate + plagioclasa suma mas del 90% y sólo está presente en el residuo una cantidad menor de rutilo y hornblenda. La densidad para este último evento esta por encima de 3.2 g/cm³ (ver Figura 3-11; Tabla 3-11).

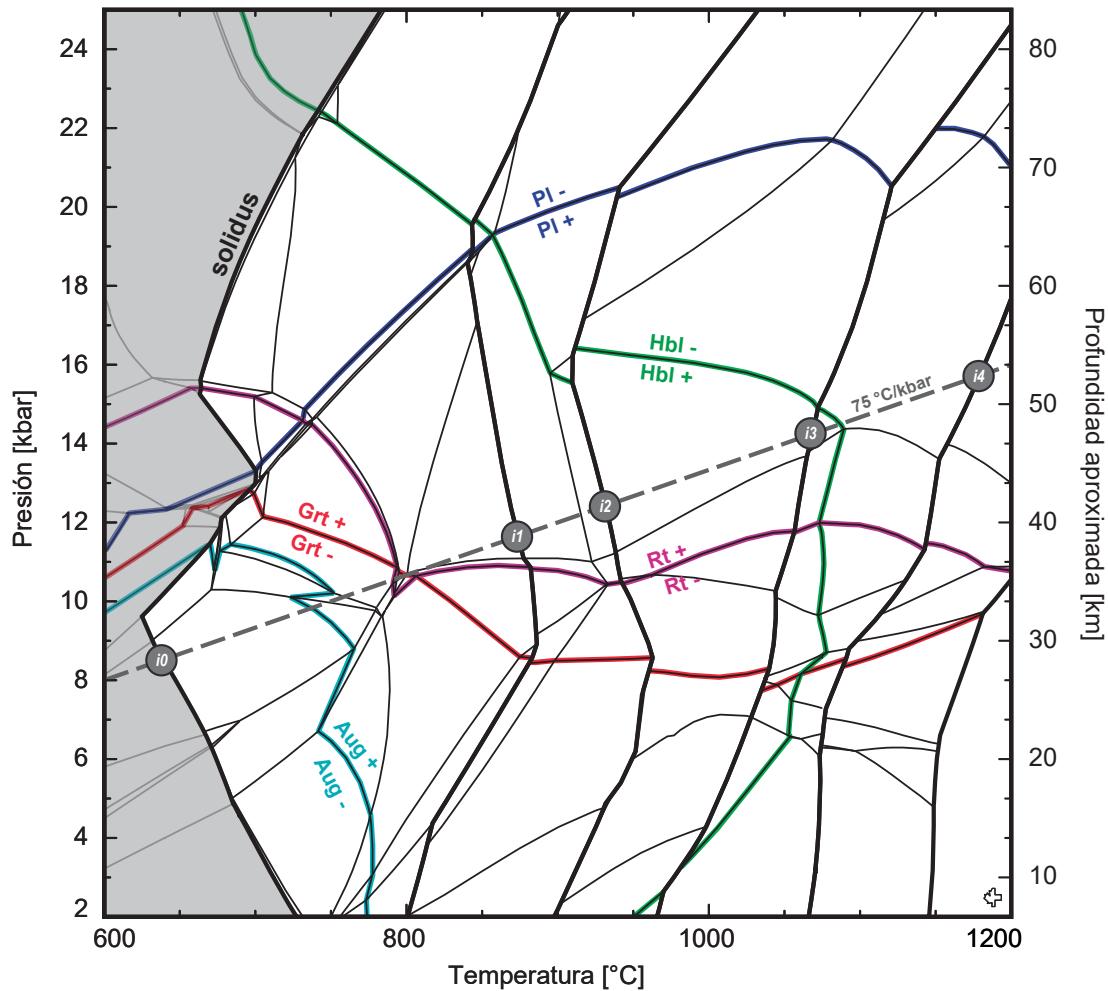


Figura 3-11.: Pseudosección P - T fraccionada para EAT con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfibol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm³ para una corteza máfica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

Tabla 3-11.: Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para EAT a lo largo de un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar. Se incluye la proporción de las fases en vol % y wt %, además de la densidad total alcanzada por el volumen de equilibrio en las condiciones de *P-T* de cada evento.

		solidus				
<i>i</i> ₀		Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	
8.5	639.0	Liq	0.375	0.259	2.098	
		Hbl	66.225	69.735	3.206	
		Pl	11.255	9.745	2.636	
		Bt	4.392	4.373	3.032	
		Spn	2.023	2.332	3.511	
		Qtz	15.730	13.557	2.624	
		Total	100.000	100.000	3.045	
<i>i</i> ₁		Antes de la extracción de fundido			Residuo	
<i>P</i> (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	
11.7	873.8	Liq	20.000	15.188	2.304	
		Hbl	33.622	35.283	3.184	
		Aug	10.417	11.501	3.350	
		Grt	15.944	20.396	3.881	
		Pl	13.815	12.049	2.646	
		Qtz	5.615	4.775	2.580	
		Rt	0.588	0.809	4.172	
Total		100.000	100.000	3.034	Total 100.000 100.000 3.163	
<i>i</i> ₂		Antes de la extracción de fundido			Residuo	
<i>P</i> (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	
12.4	931.8	Liq	20.002	14.705	2.340	
		Hbl	9.978	9.932	3.168	
		Aug	20.106	21.027	3.328	
		Grt	32.901	39.639	3.834	
		Pl	15.892	13.230	2.649	
		Rt	1.120	1.467	4.166	
		Total	100.000	100.000	3.182 Total 100.000 100.000 3.331	
<i>i</i> ₃		Antes de la extracción de fundido			Residuo	
<i>P</i> (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	
14.2	1068.5	Liq	20.019	15.595	2.584	
		Hbl	1.129	1.080	3.175	
		Aug	24.902	25.013	3.332	
		Grt	42.718	48.655	3.778	
		Pl	9.741	7.789	2.652	
		Rt	1.492	1.868	4.153	
		Total	100.000	100.000	3.317 Total 100.000 100.000 3.446	

100 °C/kbar

Bajo condiciones de mínima saturación de fluido acuoso con un gradiente geotérmico de 100 °C/kbar se tiene que el granate aparece en equilibrio desde una presión entre ~9-12 kbar en el subsolidus y llega a ~8 kbar a temperaturas superiores a 850 °C. El límite de estabilidad de la

plagioclasa también se muestra con una pendiente positiva relativamente alta con estabilidad en el rango de $\sim 11\text{-}14$ kbar para el subsolidus y hasta ~ 20 kbar por encima de los 900°C . La hornblenda, por otro lado, desaparece a presiones de ~ 22 kbar con temperaturas cercanas a 700°C , y su límite de estabilidad disminuye continuamente hasta presiones de ~ 18 kbar a temperaturas alrededor de $900\text{-}1100^{\circ}\text{C}$. Luego, el fundido es toma todo el fluido disponible y la hornblenda desaparece con fuerte dependencia de la temperatura, de manera que su campo de estabilidad termina hacia $\sim 1100^{\circ}\text{C}$. La augita de nuevo ocurre en casi toda la ventana de $P\text{-}T$ considerada, pero desaparece a relativamente baja temperatura ($<750^{\circ}\text{C}$) y presión (<10 kbar), muy cerca de la región del subsolidus. El rutilo también reemplaza a la esfena entre $\sim 14\text{-}15$ kbar a temperaturas entre $\sim 600\text{-}650^{\circ}\text{C}$ y ~ 10 kbar por encima de 800°C (ver Figura 3-12).

Aunque se presentan cinco eventos de extracción de fundido con las condiciones mencionadas, sólo los primeros dos tienen verdadera importancia por su similitud con el promedio de los terrenos TTG. En el punto de fusión parcial las fases presentes son fundido, hornblenda, plagioclasa, biotita, cuarzo y esfena. Esta asociación cambia significativamente cuando se extrae el primer paquete de fundido, desapareciendo la biotita y esfena mientras entran en equilibrio granate, augita, ilmenita y ortopiroxeno. Al perder el fundido, el sistema queda con $\sim 3\%$ de granate, $\sim 12\%$ de augita, $\sim 25\%$ de plagioclasa, $\sim 3\%$ de ortopiroxeno y $\sim 5\%$ de cuarzo más ilmenita. La hornblenda, por su parte, disminuye desde $\sim 62\%$ en el solidus hasta $\sim 44\%$. La densidad se mantiene casi constante en $\sim 3.0\text{ g/cm}^3$. Posteriormente, luego del evento i_2 , aumenta la proporción de plagioclasa a $\sim 29\%$ y desaparece el cuarzo. La proporción de hornblenda disminuye hasta $\sim 24\%$ y aumenta la augita y el granate hasta $\sim 21\%$ y $\sim 12\%$, respectivamente. La densidad apenas presenta un cambio ligero llegando a menos de $\sim 3.2\text{ g/cm}^3$. En el residuo, la asociación ortopiroxeno + hornblenda + augita + granate + plagioclasa suma casi el 95%. La presencia de hornblenda permite que se siga presentando fusión parcial con el aumento subsecuente de la temperatura, pero, de nuevo, los fundidos posteriores no se asemejan a los TTGs en términos de composición de elementos mayores por lo que no se consideran para ser analizados en esta sección. (ver Figura 3-12; Tabla 3-12).

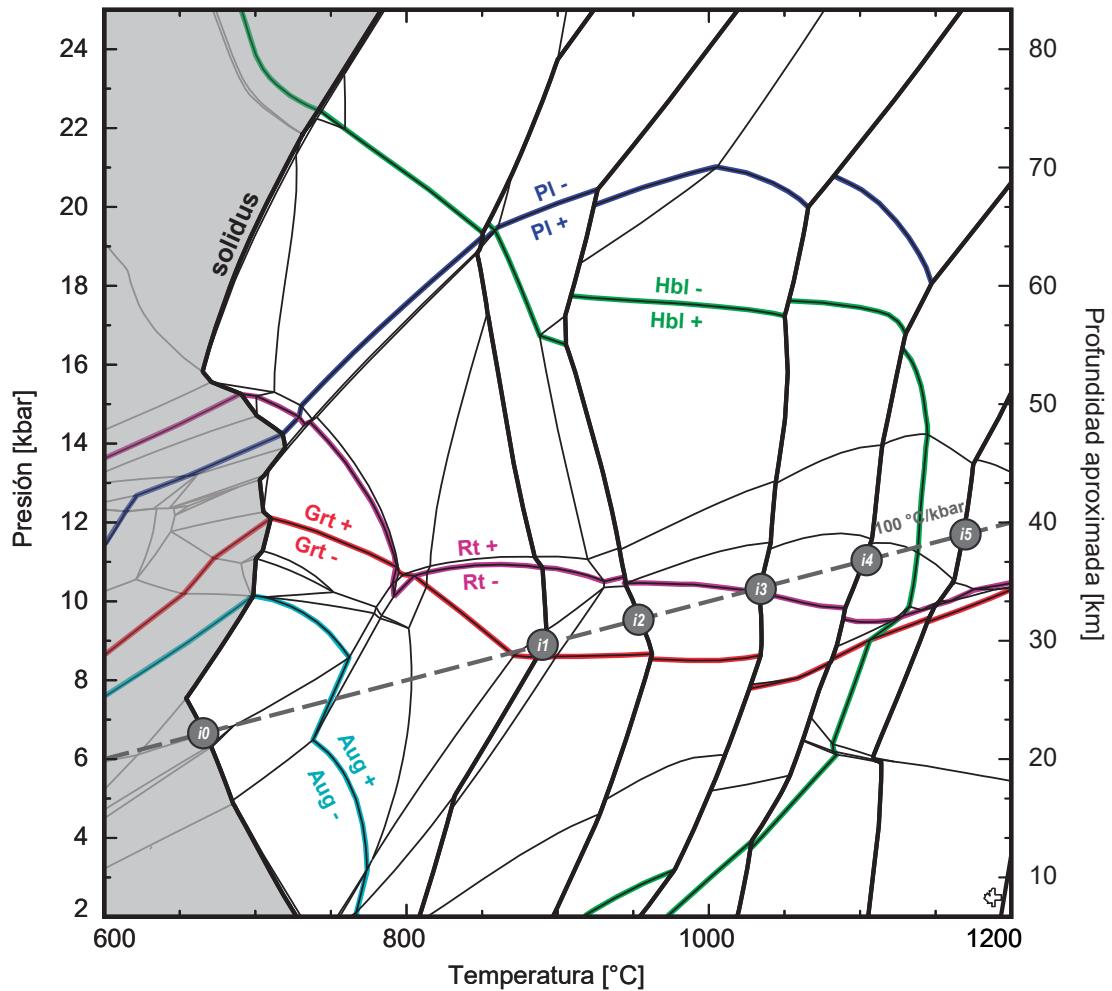


Figura 3-12.: Pseudosección P - T fraccionada para EAT con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 100 °C/kbar (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfibol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm³ para una corteza máfica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

Tabla 3-12.: Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para EAT a lo largo de un gradiente geotérmico de 100 °C/kbar. Se incluye la proporción de las fases en vol% y wt%, además de la densidad total alcanzada por el volumen de equilibrio en las condiciones de *P-T* de cada evento.

		solidus				
<i>i</i> ₀		Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	
6.7	666.5	Liq	0.075	0.052	2.112	
		Hbl	62.415	66.214	3.200	
		Pl	17.233	15.077	2.639	
		Bt	4.907	4.907	3.016	
		Spn	1.662	1.930	3.502	
		Qtz	13.709	11.820	2.601	
		Total	100.000	100.000	3.016	
<i>i</i> ₁		Antes de la extracción de fundido			Residuo	
<i>P</i> (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	
8.9	889.5	Opx	2.340	2.779	3.503	
		Liq	20.037	16.044	2.362	
		Hbl	37.648	40.771	3.194	
		Aug	10.614	12.153	3.377	
		Grt	2.809	3.715	3.901	
		Pl	22.071	19.907	2.660	
		Ilm	0.979	1.577	4.750	
		Qtz	3.504	3.055	2.571	
		Total	100.000	100.000	2.949	
<i>i</i> ₂		Antes de la extracción de fundido			Residuo	
<i>P</i> (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	
9.6	955.0	Opx	5.347	6.053	3.446	
		Liq	20.003	15.979	2.431	
		Hbl	20.487	21.381	3.176	
		Aug	17.989	19.840	3.357	
		Grt	9.828	12.420	3.847	
		Pl	24.534	21.493	2.667	
		Ilm	1.812	2.835	4.762	
		Total	100.000	100.000	3.044	
					Total	
					100.000 100.000 3.152	

3.2.4. Fastball

50 °C/kbar

Bajo condiciones de mínima saturación de fluido en el solidus a lo largo de una trayectoria de 50 °C/kbar Fastball tiene un equilibrio mineral en donde el granate es estable entre ~12-16 kbar en la región del subsolidus y entre ~11-16 kbar después de que ocurre fusión parcial. La plagioclasa es estable sólo a presiones bajas de máximo ~7 kbar antes del primer evento de pérdida de fundido y alcanzando los ~12 kbar después de este y a temperaturas por encima de los 900 °C. La hornblenda tiene límites de estabilidad con pendiente negativa de modo que sale del conjunto

de fases en equilibrio a presiones de \sim 22 kbar con temperaturas mayores que 800°C , reduciendo continuamente la presión hasta \sim 12 kbar a temperaturas alrededor de 1000°C antes de un segundo evento de extracción que ocurriría a presiones más bajas y alejadas de la trayectoria definida por el gradiente geotérmico aquí considerado. El campo de estabilidad de la augita está fuertemente controlado por la temperatura, de modo que a presiones por encima de 14 kbar esta fase es estable desde \sim 650- 800°C y por debajo de 14 kbar es estable desde \sim 800 $^{\circ}\text{C}$. Debido al bajo contenido de TiO_2 en la composición original de Fastball, el rutilo no es estable y en cambio aparecen fases como ilmenita-hematita y magnetita como resultado del elevado contenido de FeO y alto estado de oxidación que tendría esta litología (ver Figura 3-13).

Además de la pequeña proporción de fundido producida en el punto de fusión parcial, las fases estables en el solidus a lo largo de la trayectoria considerada son hornblenda, magnetita, ilmenita, biotita y cuarzo, con un contenido considerablemente alto de anfíbol (\sim 87%). Luego de la extracción de fundido desaparecen del equilibrio magnetita y biotita, y empiezan a ser estables augita, granate y ortopiroxeno. El granate llega al \sim 30% y la augita alcanza el \sim 32%, mientras que en el caso de la hornblenda, esta decrece desde su contenido en el solidus hasta \sim 9%. El contenido de ortopiroxeno es del \sim 18% y la ilmenita aumenta hasta un poco más del \sim 4%. El cuarzo se reduce a menos del 1%. La asociación ortopiroxeno + augita + granate suma cerca del 80% y en este punto la densidad llega a \sim 3.5 g/cm³. De forma similar a Backstay y EAT, con el contenido de H_2O que aquí se considera, a presiones por debajo de 14 kbar el sistema queda insaturado después de la extracción de fundido y la posición del solidus se mueve hacia la zona de más alta temperatura, llegando a estar cerca de los \sim 950 $^{\circ}\text{C}$. A presiones más altas, parte del fluido es retenido por el anfíbol de manera que sigue ocurriendo fusión parcial, aunque no se alcanza la fracción crítica aquí definida (ver Figura 3-13; Tabla 3-13).

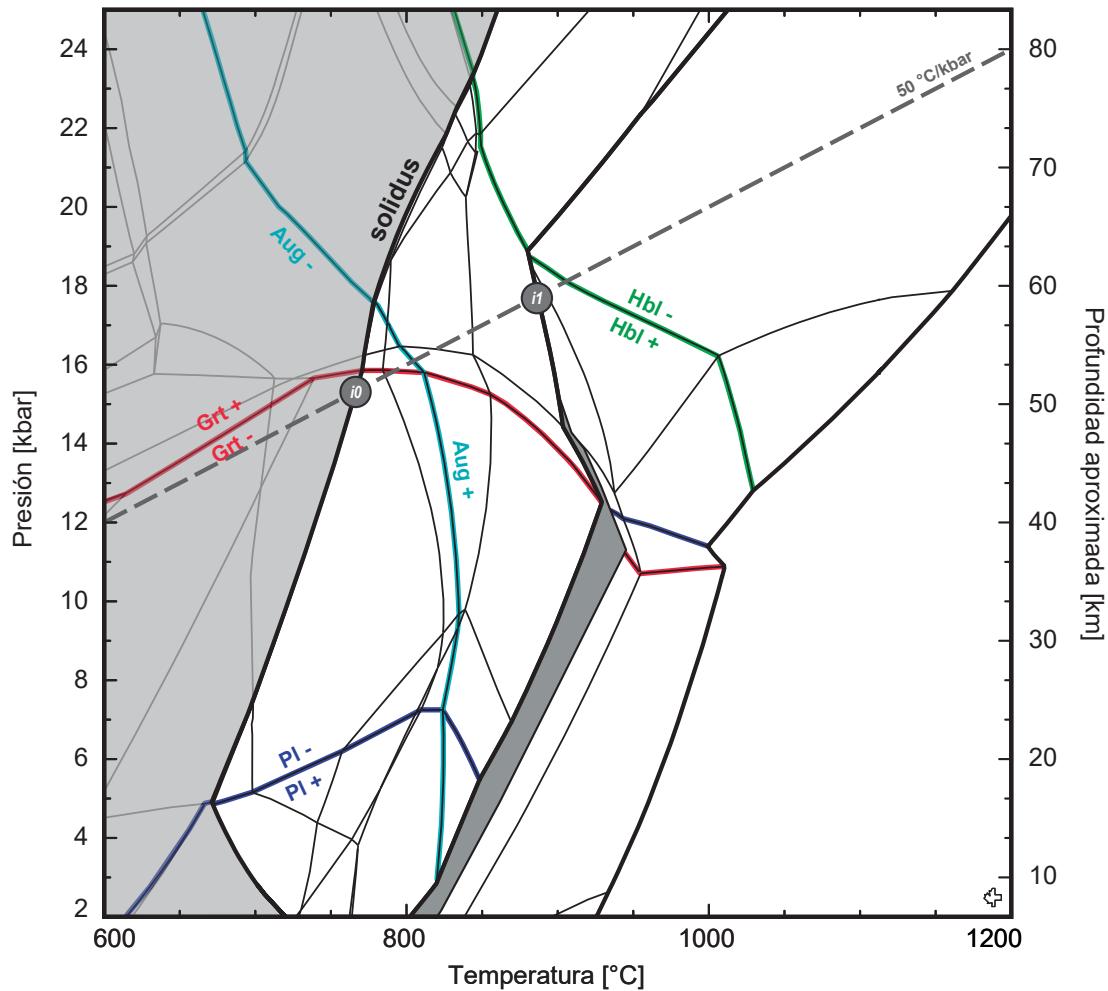


Figura 3-13.: Pseudosección P - T fraccionada para Fastball con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfibol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm³ para una corteza máfica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

Tabla 3-13.: Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Fastball a lo largo de un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar. Se incluye la proporción de las fases en vol % y wt %, además de la densidad total alcanzada por el volumen de equilibrio en las condiciones de *P-T* de cada evento.

		solidus			
<i>i</i> ₀		Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
15.3	766.8	Liq	0.043	0.028	2.063
		Hbl	86.854	86.089	3.181
		Mag	1.083	1.700	5.036
		Ilm	2.895	4.597	5.095
		Bt	0.432	0.398	2.956
		Qtz	8.692	7.189	2.654
		Total	100.000	100.000	3.209
		Antes de la extracción de fundido			Residuo
<i>i</i> ₁		Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
17.7	887.1	Opx	14.897	15.280	3.371
		Liq	20.000	13.185	2.167
		Hbl	7.685	7.372	3.153
		Aug	27.488	28.219	3.374
		Grt	25.689	29.897	3.825
		Ilm	3.586	5.519	5.058
		Qtz	0.655	0.528	2.649
		Total	100.000	100.000	3.287
				Total	100.000
					100.000
					3.484

75 °C/kbar

La topología de esta pseudosección es un poco diferente a la observada para 50 °C/kbar bajo condiciones de mínima saturación de H₂O en el solidus. El granate sigue siendo estable entre ~12-16 kbar dentro de la región del subsolidus y entre ~10-16 kbar después de que ocurre fusión parcial. La plagioclasa ocurre también sólo a presiones relativamente bajas, que sin embargo alcanzan un máximo de ~10 kbar después del segundo evento de extracción a temperaturas entre ~900-1000 °C. La hornblenda tiene límites de estabilidad con pendiente mas o menos negativa que se vuelven verticales con temperaturas mayores que 1050°C, punto en el cual desaparece del equilibrio mineral. Asimismo, el campo de estabilidad de la augita depende fuertemente de la temperatura, de tal manera que a presiones por encima de 16 kbar esta fase es estable por encima de ~650-800 °C y por debajo de 14 kbar empieza a ser estable desde ~800 °C. De la misma manera que en 50 °C/kbar, a causa del bajo contenido de TiO₂ en la composición original, el rutilo no es estable y en su lugar aparecen ilmenita-hematita y magnetita que resultan del elevado contenido de FeO y alto estado de oxidación de esta litología (ver Figura 3-14).

Se consideran aquí los fundidos generados en los dos primeros eventos de extracción por su similitud con el promedio de los TTG. Para el punto de fusión parcial las fases estables son fundido, hornblenda, magnetita, ilmenita, biotita y cuarzo. Esta, sin embargo, se modifica al llegar al primer evento de perdida de material, desapareciendo la biotita y entrando en los campos de estabilidad de la augita y el ortopiroxeno. Luego de la extracción de material, la augita representa el ~29 %, el ortopiroxeno el ~28 % y también aumenta ligeramente la ilmenita hasta ~2 %. La hornblenda, en cambio, disminuye desde el ~84 % en el solidus hasta ~45 % después de que el fundido se extrae. En este punto la densidad llega ~3.3 g/cm³. Después del evento i_2 , se incrementan las proporciones de ortopiroxeno (~28 %) y augita (~28 %) en el residuo y desaparece el cuarzo, mientras se reduce ligeramente el contenido de magnetita y aumenta el de ilmenita hasta casi el 4 %. Lo más importante para este punto es que aparece el granate y alcanza un porcentaje de ~18 %. La hornblenda se reduce al ~12 % y como resultado sigue existiendo productividad de fundido en esta litología a temperaturas superiores. Por su parte, la densidad total de las fases sólidas llega al ~3.5 g/cm³ (ver Figura 3-14; Tabla 3-14).

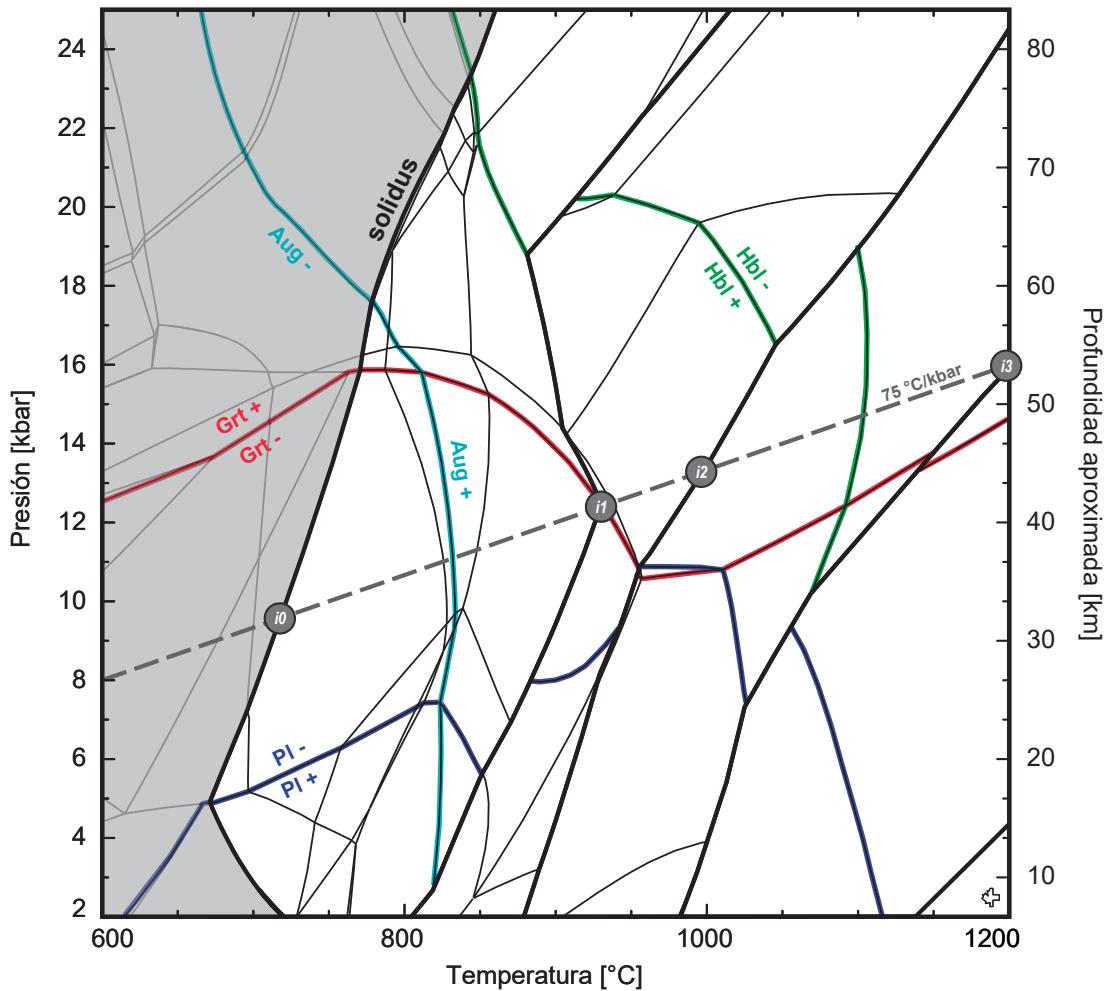


Figura 3-14.: Pseudosección P - T fraccionada para Fastball con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de $75\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfibol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm^3 para una corteza mafica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

Tabla 3-14.: Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Fastball a lo largo de un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar. Se incluye la proporción de las fases en vol % y wt %, además de la densidad total alcanzada por el volumen de equilibrio en las condiciones de *P-T* de cada evento.

		solidus			
<i>i</i> ₀		Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
9.6	717.9	Liq	0.035	0.023	2.069
		Hbl	84.021	83.512	3.162
		Mag	2.667	4.213	5.025
		IIm	1.541	2.448	5.052
		Bt	1.649	1.511	2.915
		Qtz	10.086	8.294	2.616
		Total	100.000	100.000	3.181
<i>i</i> ₁		Antes de la extracción de fundido			Residuo
<i>P</i> (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
12.4	929.6	Opx	16.370	17.770	3.388
		Liq	20.005	14.599	2.278
		Hbl	38.251	38.652	3.154
		Aug	14.441	15.412	3.331
		Mag	4.366	6.901	4.933
		IIm	1.568	2.530	5.035
		Qtz	4.999	4.137	2.583
		Total	100.000	100.000	3.121
		Total	100.000	100.000	3.270
<i>i</i> ₂		Antes de la extracción de fundido			Residuo
<i>P</i> (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
13.3	998.1	Opx	23.825	24.293	3.355
		Liq	20.004	14.096	2.318
		Hbl	10.012	9.576	3.147
		Aug	24.385	24.596	3.318
		Grt	14.926	17.149	3.780
		Mag	3.708	5.506	4.885
		IIm	3.138	4.784	5.015
		Total	100.000	100.000	3.290
		Total	100.000	100.000	3.462

100 y 150 °C/kbar

De manera similar a las pseudosecciones anteriores, para un gradiente geotérmico de 100 bajo condiciones de mínima saturación de H₂O en el solidus se observa que el granate es estable entre ~12-16 kbar antes del solidus y entre ~10-16 kbar después del mismo. La plagioclasa igualmente se presenta sólo a presiones relativamente bajas, que alcanzan un valor máximo cerca a los 8 kbar después del segundo evento de extracción a temperaturas entre ~900-950 °C. El límite del campo de estabilidad de la hornblenda tiene también una pendiente irregular que se vuelve vertical con temperaturas mayores que 1050°C, incluso desde muy alta presión (~22 kbar); luego, esta fase desaparece del equilibrio mineral. También, el campo de estabilidad de la augita sigue dependiendo en gran medida de la temperatura, por lo que a presiones por encima de 18 kbar esta es estable por encima de ~650-800 °C y por debajo de 14 kbar empieza a ser estable desde ~800 °C. Igualmente, a causa del bajo contenido de TiO₂ en la composición original, el rutilo no es estable y en su lugar aparecen ilmenita-hematita y magnetita que resultan del elevado contenido de FeO y alto estado de oxidación de esta litología (ver Figura 3-15).

Para un gradiente de 100 °C/kbar los tres primeros eventos de extracción resultan en fundidos que tienen similitud con el promedio de los TTG. En el solidus las fases en equilibrio con la fracción de fundido generada son hornblenda, magnetita, ilmenita, biotita y cuarzo, además de una segunda especie de anfíbol rica en Fe que coexiste con la hornblenda (mencionado en la Tabla 3-15 como Amp). Al llegar al primer evento de perdida de fundido la asociación mineral está conformada por ortopiroxeno, hornblenda, augita, magnetita, ilmenita y cuarzo. La proporción de hornblenda se reduce desde el ~83% hasta el ~52% luego del evento de extracción. Por su parte, la augita representa el ~12% y el ortopiroxeno llega a ~30%, mientras que la magnetita pasa del ~3% al ~7%, pero en este caso la ilmenita se reduce a menos del 1%. Asimismo, el cuarzo decrece en una proporción relativamente alta y la biotita desaparece del equilibrio. La densidad del residuo sólido en este punto llega a ~3.2 g/cm³. Después del evento *i*₂, por otro lado, la asociación mineral sigue siendo la misma, pero cambian las proporciones de las especies estables. La hornblenda se reduce al ~31%, mientras el ortopiroxeno y la augita se incrementan hasta ~30% y ~23%, respectivamente. El cuarzo pasa a ser menor al 1% y los contenidos de magnetita e ilmenita crecen ligeramente. La densidad total de las fases sólidas llega al ~3.4 g/cm³. Finalmente, luego del tercer evento de extracción, el cuarzo desaparece y siguen aumentando los contenidos de ortopiroxeno, augita y magnetita de modo que entre los tres conforman el ~86% total del sistema. La hornblenda se reduce hasta apenas el ~7% y la densidad del residuo llega a ser de ~3.5 g/cm³ (ver Figura 3-15; Tabla 3-15).

Por otra parte, con un gradiente geotérmico de 150 °C/kbar también se tiene que sorprendentemente los tres primeros eventos de pérdida de fundido también resultan en magmas similares al promedio de los TTG. En el solidus, las fases en equilibrio con la fracción de fundido generada son hornblenda, anfíbol enriquecido en hierro (nombrado en la Tabla 3-16 como Amp), magnetita, ilmenita, biotita y cuarzo, cada una representando el ~75 %, ~4 %, ~4 %, ~1 %, ~2 % y ~9 %, respectivamente. Después del primer evento de extracción desaparecen ilmenita, biotita y anfíbol rico en hierro, dando paso a la formación de ortopiroxeno y augita. El porcentaje de hornblenda se reduce muy poco y se tiene ~70 % luego de que se remueve el fundido. Por su parte, la augita representa apenas el ~1 % y el ortopiroxeno llega al ~9 %. mientras que el contenido de magnetita es de ~7 % y el de cuarzo decrece al ~6 %. La densidad de toda la asociación mineral en este punto llega a ~3.2 g/cm³. Para el evento i_2 , reaparece la ilmenita en la asociación mineral, aunque apenas tiene una proporción menor al 1 %. La hornblenda disminuye hasta llegar al ~49 % y el ortopiroxeno y la augita se aumentan su contenido hasta ~22 % y ~13 %, en ese orden. El cuarzo pasa a ser menor al 1 % y la magnetita llega a ~9 %. El residuo después de la perdida de fundido en este punto tiene una densidad de ~3.3 g/cm³. Por último, el cuarzo y la ilmenita desaparecen del equilibrio luego del tercer evento de extracción. Además, los contenidos de ortopiroxeno, augita y magnetita se incrementan hasta ~34 %, ~29 % y ~14 %, respectivamente. La hornblenda, en cambio, se reduce hasta el ~18 % y la densidad final del residuo llega a ser de ~3.4 g/cm³. (ver Tabla 3-16).

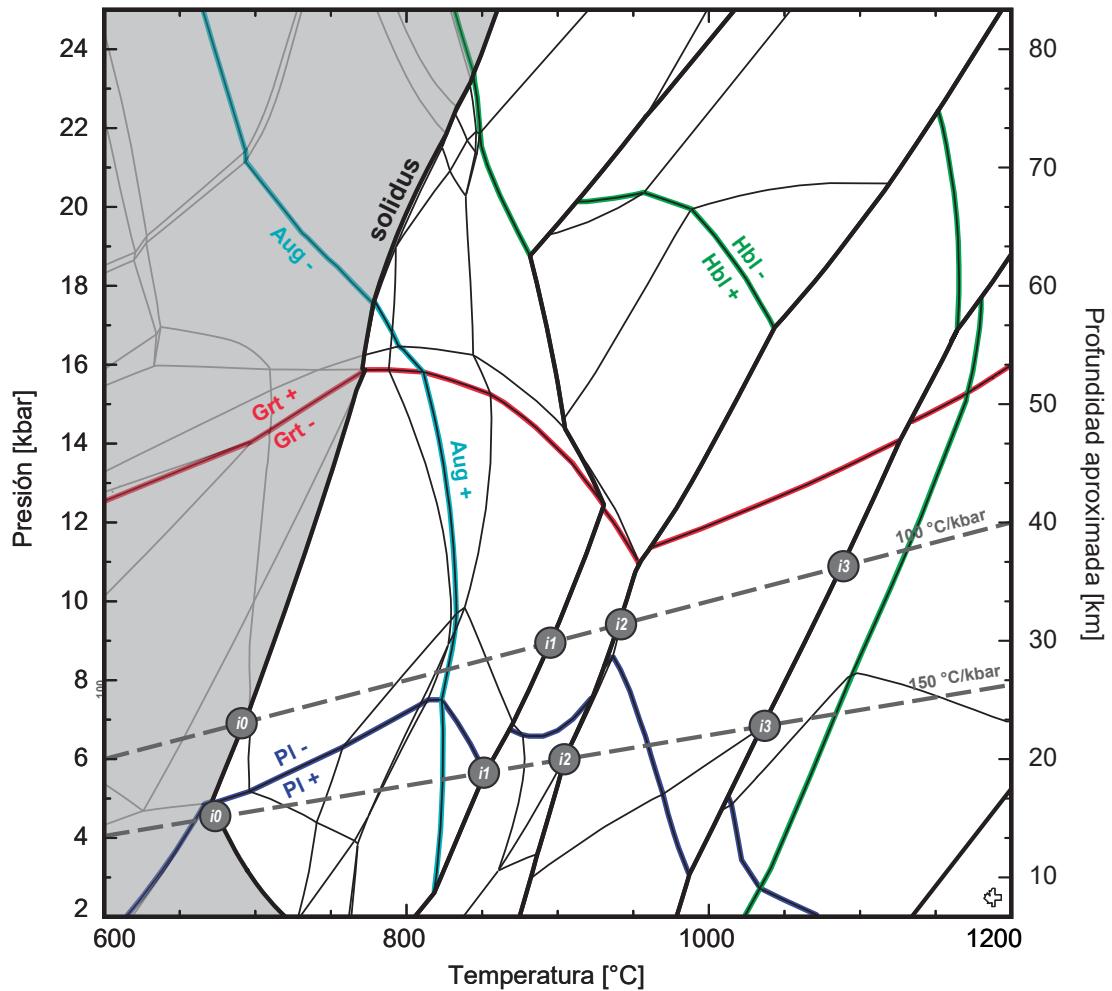


Figura 3-15.: Pseudosección P - T fraccionada para Fastball con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de $100\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfibol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm^3 para una corteza máfica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

Tabla 3-15.: Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Fastball a lo largo de un gradiente geotérmico de 100 °C/kbar. Se incluye la proporción de las fases en vol % y wt %, además de la densidad total alcanzada por el volumen de equilibrio en las condiciones de *P-T* de cada evento.

<i>i</i> ₀		solidus			
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
6.9	692.7	Liq	0.045	0.030	2.086
		Hbl	82.821	82.440	3.154
		Amp	0.365	0.362	3.142
		Mag	3.177	5.031	5.018
		Ilm	1.067	1.692	5.027
		Bt	1.954	1.786	2.896
		Qtz	10.571	8.659	2.596
		Total	100.000	100.000	3.169
<i>i</i> ₁		Antes de la extracción de fundido			Residuo
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
9.0	895.2	Opx	13.758	14.990	3.368
		Liq	20.016	14.661	2.264
		Hbl	44.326	44.950	3.134
		Aug	9.874	10.592	3.316
		Mag	5.785	9.221	4.927
		Ilm	0.501	0.811	5.000
		Qtz	5.741	4.776	2.571
		Total	100.000	100.000	3.091
<i>i</i> ₂		Antes de la extracción de fundido			Residuo
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
9.4	940.3	Opx	25.830	27.058	3.359
		Liq	20.037	14.455	2.313
		Hbl	26.279	25.698	3.135
		Aug	19.430	20.140	3.323
		Mag	6.276	9.592	4.900
		Ilm	1.753	2.739	5.009
		Qtz	0.396	0.317	2.573
		Total	100.000	100.000	3.206
<i>i</i> ₃		Antes de la extracción de fundido			Residuo
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
10.9	1087.8	Opx	31.773	31.816	3.309
		Liq	20.007	15.095	2.493
		Hbl	5.990	5.664	3.125
		Aug	30.927	31.104	3.324
		Mag	10.472	15.084	4.760
		Ilm	0.832	1.237	4.918
		Total	100.000	100.000	3.305
		Total	100.000	100.000	3.448

Tabla 3-16.: Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Fastball a lo largo de un gradiente geotérmico de 150 °C/kbar. Se incluye la proporción de las fases en vol % y wt %, además de la densidad total alcanzada por el volumen de equilibrio en las condiciones de *P-T* de cada evento.

<i>i</i> ₀		solidus						
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)			
4.5	675.8	Liq	5.303	3.591	2.111			
		Hbl	75.197	75.794	3.142			
		Amp	4.355	4.369	3.127			
		Mag	3.863	6.207	5.008			
		Ilm	0.751	1.205	5.002			
		Bt	1.610	1.486	2.877			
		Qtz	8.921	7.348	2.568			
		Total	100.000	100.000	3.117			
<i>i</i> ₁		Antes de la extracción de fundido				Residuo		
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	Fases	vol %	wt %
5.6	839.9	Opx	7.758	8.591	3.367	Opx	9.127	9.653
		Liq	20.014	14.677	2.230	Liq	5.887	4.123
		Hbl	59.688	61.008	3.108	Hbl	70.231	68.554
		Aug	0.863	0.939	3.308	Aug	1.015	1.055
		Mag	6.343	10.295	4.935	Mag	7.464	11.568
		Qtz	5.334	4.491	2.560	Qtz	6.276	5.047
		Total	100.000	100.000	3.041	Total	100.000	100.000
<i>i</i> ₂		Antes de la extracción de fundido				Residuo		
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	Fases	vol %	wt %
6.0	894.4	Opx	18.982	20.150	3.341	Opx	22.338	22.574
		Liq	20.038	14.324	2.250	Liq	5.895	4.012
		Hbl	41.653	41.108	3.107	Hbl	49.021	46.056
		Aug	10.712	11.218	3.296	Aug	12.606	12.568
		Mag	8.020	12.485	4.900	Mag	9.439	13.988
		Ilm	0.302	0.477	4.971	Ilm	0.356	0.535
		Qtz	0.293	0.238	2.561	Qtz	0.345	0.267
<i>i</i> ₃		Antes de la extracción de fundido				Residuo		
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	Fases	vol %	wt %
6.9	1037.2	Opx	28.530	28.883	3.295	Opx	33.568	32.445
		Liq	20.009	14.641	2.381	Liq	5.887	4.112
		Hbl	15.328	14.610	3.102	Hbl	18.033	16.411
		Aug	24.613	24.986	3.304	Aug	28.959	28.068
		Mag	11.520	16.881	4.769	Mag	13.554	18.963
		Total	100.000	100.000	3.255	Total	100.000	100.000

3.2.5. Venera-14

35 y 50 °C/kbar

Bajo condiciones de mínima saturación de fluido en el solidus a lo largo de una trayectoria de 50 °C/kbar Venera-14 tiene un equilibrio mineral en donde el granate es estable por encima de ~14 kbar en la región del subsolidus y entre ~8-13 kbar una vez ocurre fusión parcial. La estabilidad de la plagioclasa se incrementa con la temperatura de modo que antes del solidus ocurre entre ~9-10 kbar pero puede llegar a incluso ~22 kbar a temperaturas por encima de 1000 °C, después del segundo evento de extracción de fundido. La hornblenda tiene límites de estabilidad con pendiente negativa y sale del conjunto de fases en equilibrio a presiones de ~23 kbar con temperaturas mayores que 700°C, reduciendo continuamente la presión hasta ~14-16 kbar cuando la temperatura supera los 900 °C. Por su parte, el campo de estabilidad de la augita es fuertemente dependiente de la temperatura, por lo que a presiones por encima de 16 kbar esta fase es estable desde ~650-800 °C y por debajo de 16 kbar es estable desde ~800 °C. El rutilo se estabiliza a presiones entre ~3 y ~8 kbar a temperaturas menores de ~850 °C, por encima de estas su límite de estabilidad inicia a una presión es más o menos constante de ~9 kbar. Además, se observa una ventana entre ~7-14 kbar y ~600-800 °C en donde el rutilo deja de ser estable (ver Figura 3-16).

Con la trayectoria que define la geotermia de 35 °C/kbar se tiene un evento de pérdida de fundido antes de los 1200 °C, el cual ocurre a muy alta presión (30.4 kbar) y no se muestra en la Figura 3-16. Se tiene en el solidus a lo largo de dicha trayectoria la asociación mineral fundido, hornblenda, augita, granate, epidota, muscovita, cuarzo y rutilo. Esta asociación cambia considerablemente al alcanzar las condiciones del primer evento de extracción y la asociación mineral queda conformada por augita, granate, cianita, cuarzo y rutilo. Aunque aquí solo se nombran las fases de acuerdo a su codificación en los resultados de Theriak-Domino y a la predominancia de dichas fases en el suprasolidus de acuerdo con Green et al. (2016), es oportuno mencionar que tanto el anfibol como el clinopiroxeno son especies sódicas que químicamente corresponderían a glaucofana y onfacita, y no necesariamente hornblenda o augita. El granate representa el ~58 % del total de las especies minerales presentes y el piroxeno alcanza el ~28 %. La hornblenda desaparece por completo y el fundido es la única especie que retiene fluido, por lo que se espera que la producción de magma disminuya a mayor temperatura. El contenido de cuarzo—o más probablemente coesita—se reduce del ~12 % hasta ~6 %. La asociación piroxeno + granate suma cerca del 86 % y en este punto la densidad llega a ~3.5 g/cm³ (ver Tabla 3-17).

A más baja presión, con la trayectoria definida por el gradiente de 50 °C/kbar, se presentan dos eventos de extracción que son representativos debido a su similitud del material producido con el promedio de las composiciones TTG. En el solidus, además de la pequeña proporción de

fundido generada, las especies minerales presentes son hornblenda, granate, epidota, cuarzo y la coexistencia de esfena-rutilo, en donde el contenido de anfíbol es de ~75 %. Luego de la extracción de fundido desaparecen del equilibrio la epidota y esfena y se vuelven estables augita y plagioclasa. La cantidad de granate aumenta hasta ~43 % y la augita alcanza el ~10 %, mientras que la hornblenda decrece de forma importante desde el solidus hasta alcanzar ~27 %. El contenido de cuarzo es del ~8 % y el rutilo se mantiene por debajo del 1 %. La asociación hornblenda + augita + granate + plagioclasa suma cerca del 86 % y en este punto la densidad llega a ~3.3 g/cm³. Luego del segundo evento, la hornblenda desaparece y la productividad de fundido cae considerablemente. La fase predominante es el granate con ~66 % y la augita se incrementa hasta ~20 %, mientras que el cuarzo cae hasta cerca al 1 %. La proporción de plagioclasa se mantiene relativamente constante y el rutilo incrementa su proporción por encima del 1 %. La densidad final del residuo es de ~3.5 g/cm³. Con el contenido de H₂O que aquí se considera, a presiones por debajo de 10 kbar el sistema queda insaturado después del segundo evento de extracción de fundido, de manera que la posición del solidus se mueve hacia la zona de más alta temperatura, alcanzando los ~1050 °C (ver Figura 3-16; Tabla 3-18).

Tabla 3-17.: Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Venera-14 a lo largo de un gradiente geotérmico de 35 °C/kbar. Se incluye la proporción de las fases en vol % y wt %, además de la densidad total alcanzada por el volumen de equilibrio en las condiciones de *P-T* de cada evento.

<i>i</i> ₀		solidus							
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)				
20.4	713.0	Liq	0.079	0.049	2.047				
		Hbl	47.444	45.253	3.138				
		Aug	3.122	3.157	3.328				
		Grt	24.438	28.619	3.853				
		Ep	10.503	10.664	3.341				
		Ms	1.562	1.365	2.875				
		Qtz	12.073	9.896	2.697				
		Rt	0.779	0.996	4.208				
		Total	100.000	100.000	3.290				
<i>i</i> ₁		Antes de la extracción de fundido			Residuo				
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
30.4	1062.8	Liq	20.002	14.141	2.344	Liq	5.883	3.955	2.344
		Aug	23.608	23.632	3.319	Aug	27.774	26.436	3.319
		Grt	49.597	55.916	3.738	Grt	58.350	62.550	3.738
		Ky	1.092	1.200	3.644	Ky	1.284	1.342	3.644
		Qtz	4.702	3.849	2.713	Qtz	5.532	4.305	2.713
		Rt	1.000	1.262	4.187	Rt	1.176	1.412	4.187
		Total	100.000	100.000	3.315	Total	100.000	100.000	3.487

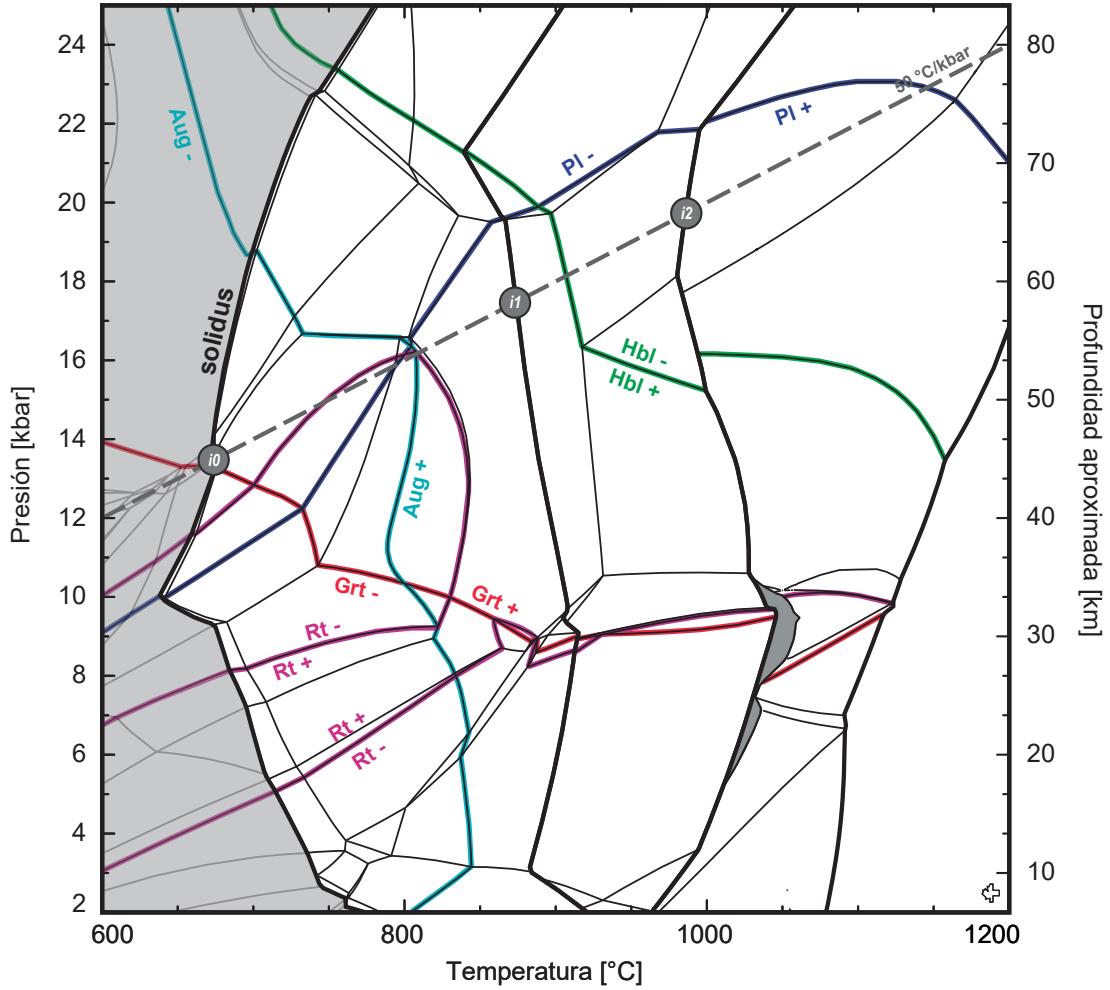


Figura 3-16.: Pseudosección P - T fraccionada para Venera-14 con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfíbol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm³ para una corteza máfica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

Tabla 3-18.: Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Venera-14 a lo largo de un gradiente geotérmico de 50 °C/kbar. Se incluye la proporción de las fases en vol % y wt %, además de la densidad total alcanzada por el volumen de equilibrio en las condiciones de *P-T* de cada evento.

<i>i</i> ₀		solidus			
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
13.5	674.2	Liq	0.031	0.021	2.069
		Hbl	74.966	76.358	3.177
		Grt	0.718	0.899	3.905
		Ep	8.272	8.817	3.325
		Spn	0.083	0.094	3.526
		Qtz	15.428	13.135	2.656
		Rt	0.502	0.676	4.199
		Total	100.000	100.000	3.119
<i>i</i> ₁		Antes de la extracción de fundido			
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
17.5	873.8	Liq	20.002	14.424	2.275
		Hbl	23.118	22.922	3.128
		Aug	8.234	8.600	3.295
		Grt	36.482	43.486	3.760
		Pl	4.465	3.769	2.663
		Qtz	7.018	5.895	2.650
		Rt	0.682	0.904	4.183
		Total	100.000	100.000	3.155
				Total	100.000
					100.000
					3.310
<i>i</i> ₂		Antes de la extracción de fundido			
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
19.7	985.8	Liq	20.003	14.231	2.360
		Aug	16.794	16.637	3.286
		Grt	56.056	62.884	3.722
		Pl	5.012	4.030	2.667
		Qtz	1.017	0.810	2.643
		Rt	1.120	1.409	4.174
		Total	100.000	100.000	3.317
				Total	100.000
					100.000
					3.486

75 °C/kbar

La topología de esta pseudosección es similar a la observada para 50 °C/kbar bajo condiciones de mínima saturación de H₂O en el solidus. La mayor diferencia es la posición del campo de estabilidad del granate, el cual es estable entre ~9-11 kbar en la región del subsolidus y entre ~8-10 kbar una vez ocurre fusión parcial. La estabilidad de la plagioclasa también se incrementa con la temperatura y antes del solidus ocurre entre ~11-12 kbar pero llega incluso a ~22 kbar a temperaturas por encima de 1000 °C, luego del segundo evento de extracción de fundido. La hornblenda tiene límites de estabilidad con pendiente negativa, dejando de ser estable a presiones de ~23 kbar con temperaturas mayores que 700°C y disminuyendo la presión continuamente con el aumento de la temperatura hasta llegar a ~14-18 kbar y más de 1100 °C. Después del tercer evento de extracción, el anfibol deja de ser estable y el límite de estabilidad se vuelve casi vertical desde ~14 kbar hasta la zona de presión más baja. Por su parte, la ocurrencia de augita es fuertemente controlada por la temperatura, de manera que a presiones por encima de 16 kbar esta fase es estable desde ~650-800 °C y por debajo de 16 kbar es estable desde ~800 °C. El rutilo se estabiliza a presiones entre ~3 y ~8 kbar a temperaturas menores de ~850 °C, por encima de estas temperaturas su límite de estabilidad se vuelve relativamente constante a ~9 kbar. Además, se observa una ventana entre ~7-14 kbar y ~600-800 °C en donde el rutilo deja de ser estable (ver Figura 3-17).

Los fundidos generados en los tres eventos de extracción muestran gran similitud con el promedio de los TTG. Para el punto de fusión parcial las fases estables, además de la fracción de fundido generada, son hornblenda, plagioclasa, esfena y cuarzo. Esta, sin embargo, se modifica al llegar al primer evento de perdida de material y aparece augita, granate y rutilo. Después de este evento, la augita aumenta su contenido a ~14%, el granate es ~24% y la plagioclasa ~22%. La hornblenda, por su parte, decrece desde ~75% en el solidus hasta ~32% después de que el fundido se extrae. En este punto la densidad es un poco menos de ~3.2 g/cm³. Posteriormente, luego del evento *i*₂, se incrementan las proporciones de granate (~41%) y augita (~23%) en el residuo y desaparece el cuarzo del equilibrio. La plagioclasa se reduce hasta ~18%, aumenta el rutilo por encima de 1%, mientras que la hornblenda pasa a ser el ~10%. Luego de este punto, la asociación hornblenda + augita + granate + plagioclasa representa mas del ~90% del total de las fases con una densidad total de ~3.3 g/cm³. Finalmente, al llegar al tercer evento de extracción a muy alta temperatura (~1150 °C), el contenido de hornblenda cae a ~2% y el de plagioclasa a ~11%. Entretanto, las proporciones de granate y augita llegan al ~53% y ~27%, respectivamente. La densidad final del residuo después de este tercer evento es ~3.4 g/cm³ (ver Figura 3-17; Tabla 3-19).

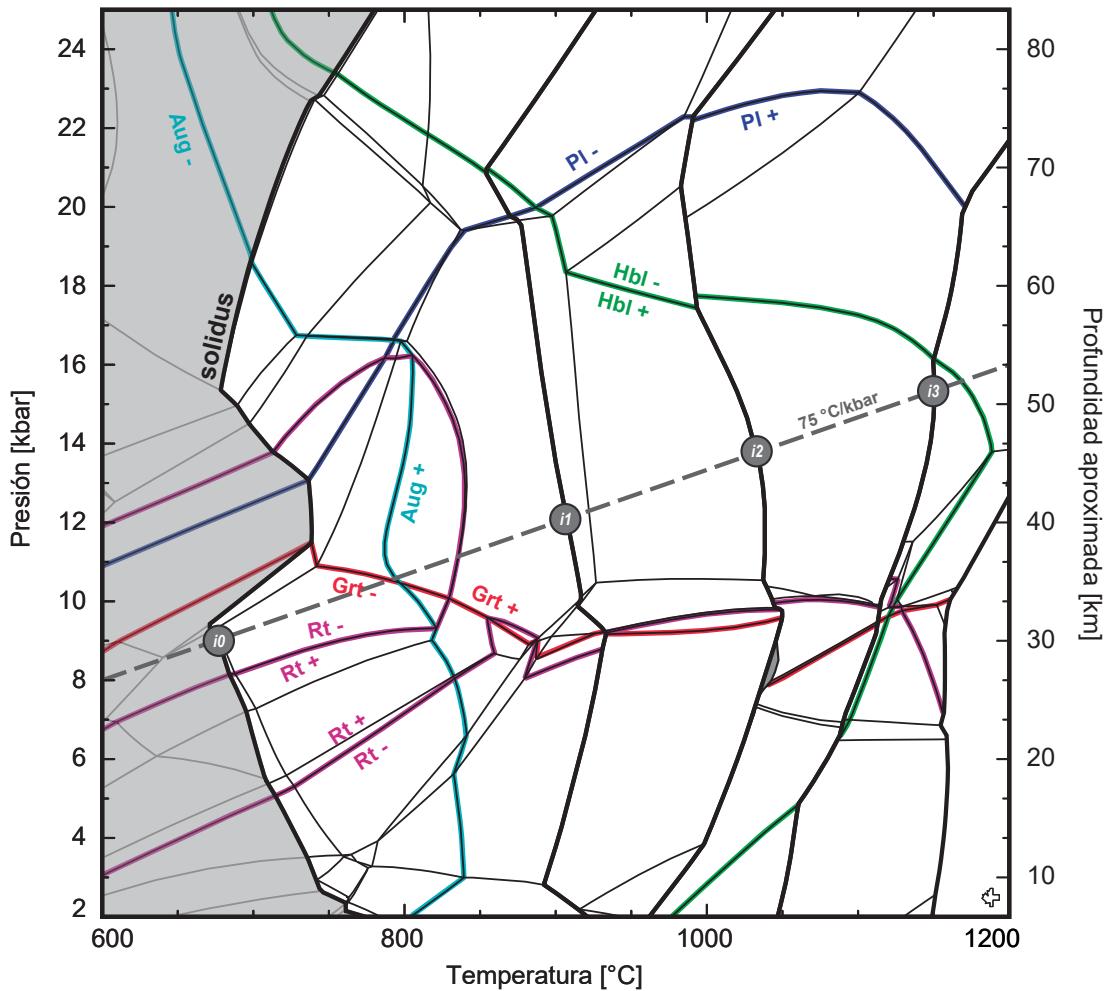


Figura 3-17.: Pseudosección P - T fraccionada para Venera-14 con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfibol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm³ para una corteza máfica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

Tabla 3-19.: Fases presentes en el sistema durante el solidus y en cada evento de pérdida de fundido para Venera-14 a lo largo de un gradiente geotérmico de 75 °C/kbar. Se incluye la proporción de las fases en vol % y wt %, además de la densidad total alcanzada por el volumen de equilibrio en las condiciones de *P-T* de cada evento.

<i>i</i> ₀		solidus			
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
9.0	676.9	Liq	0.020	0.014	2.107
		Hbl	74.757	77.696	3.163
		Pl	9.125	8.025	2.677
		Spn	1.388	1.601	3.510
		Qtz	14.710	12.664	2.620
		Total	100.000	100.000	3.044
<i>i</i> ₁		Antes de la extracción de fundido			Residuo
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
12.1	907.5	Liq	20.027	15.220	2.304
		Hbl	27.074	27.944	3.129
		Aug	11.756	12.810	3.303
		Grt	19.990	25.115	3.808
		Pl	18.479	16.373	2.686
		Qtz	2.175	1.852	2.582
		Rt	0.499	0.686	4.168
		Total	100.000	100.000	3.031
				Total	100.000 100.000 3.160
<i>i</i> ₂		Antes de la extracción de fundido			Residuo
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
13.8	1033.3	Liq	20.011	15.333	2.433
		Hbl	8.664	8.543	3.130
		Aug	19.723	20.435	3.290
		Grt	35.018	41.251	3.740
		Pl	15.718	13.305	2.688
		Rt	0.866	1.134	4.157
		Total	100.000	100.000	3.175
				Total	100.000 100.000 3.306
<i>i</i> ₃		Antes de la extracción de fundido			Residuo
P (kbar)	T (°C)	Fases	vol %	wt %	ρ (g/cm ³)
15.3	1150.6	Liq	20.008	16.189	2.668
		Hbl	1.381	1.314	3.138
		Aug	23.196	23.154	3.291
		Grt	44.880	50.202	3.688
		Pl	9.314	7.606	2.693
		Rt	1.221	1.535	4.145
		Total	100.000	100.000	3.297
				Total	100.000 100.000 3.408

3.3. Modelamiento de elementos traza

El análisis de elementos traza se realiza con los fundidos producidos que muestran mayor similitud con respecto a las composiciones promedio de elementos mayores de los magmas TTG definida por Moyen (2011) y Moyen & Martin (2012). Este análisis integra los resultados obtenidos en las secciones 3.1 y 3.2. Los elementos analizados son Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, K, La, Ce, Sr, Nd, Sm, Zr, Hf, Eu, Gd, Dy, Ti, Y, Er, Yb, además de los índices Sr/Y, La/Yb y Nb/Ta. Usando los coeficientes de partición para cada elemento (Tabla 2-5) y la mineralogía presente en el residuo una vez ha ocurrido pérdida de fundido es posible aproximar la concentración de elementos traza que tendría tanto el residuo sólido como el magma generado. Para todas las litologías, aquí se usa una concentración inicial correspondiente a una fuente arqueana enriquecida de composición basáltica (Tabla 3-20), la cual, de acuerdo con Martin et al. (2014), representa la composición más probable en términos de elementos traza de la fuente de la cual se derivaron los TTGs. Las concentraciones obtenidas son contrastadas con los promedios de los terrenos TTG, los cuales han sido caracterizados por Moyen (2011) y ampliamente aceptados en la literatura. Dichos promedios, aunque representativos, muestran desviaciones significativas con respecto a la media por lo que los resultados deben ser interpretados con precaución. Para el caso del promedio de los TTGs, la desviación estándar de la concentración de cada elemento traza supera el 40 % y llega a ser incluso superior al 100 % (Moyen, 2011), lo cual da cuenta de la gran heterogeneidad y amplio rango composicional que muestran los terrenos TTG. Los resultados del modelamiento para fundidos individuales y acumulados se muestran en las tablas 3-21 y 3-22, respectivamente. Por su parte, para facilidad de interpretación, los diagramas Spider que se presentan en esta sección corresponden únicamente a los fundidos acumulados generados; los diagramas para fundidos individuales se incluyen en el ANEXO B, aunque estos últimos no difieren mucho de los que aquí se incluyen.

Tabla 3-20.: Composición promedio de elementos traza para una fuente arqueana enriquecida (Martin et al., 2014) y para el promedio de los terrenos TTG sódicos (Moyen, 2011). Las unidades de concentración están dadas en ppm.

Fuente enriquecida	TTG sódicos	Fuente enriquecida	TTG sódicos		
Rb	15.10	55.55	Zr	75.90	139.51
Ba	135.10	530.64	Hf	2.07	4.00
Th	1.58	5.72	Eu	1.02	0.84
U	0.30	1.42	Gd	3.66	2.33
Nb	4.33	5.20	Dy	4.40	1.70
Ta	0.37	0.68	Ti	6312	2158
K	6141	14113	Y	23.13	9.18
La	7.46	24.73	Er	2.47	0.85
Ce	17.50	47.15	Yb	2.39	0.71
Sr	181.00	492.91	Sr/Y	7.82	53.69
Nd	11.20	18.16	La/Yb	3.12	34.83
Sm	3.88	3.03	Nb/Ta	11.70	7.65

3.3.1. Sr vs Y

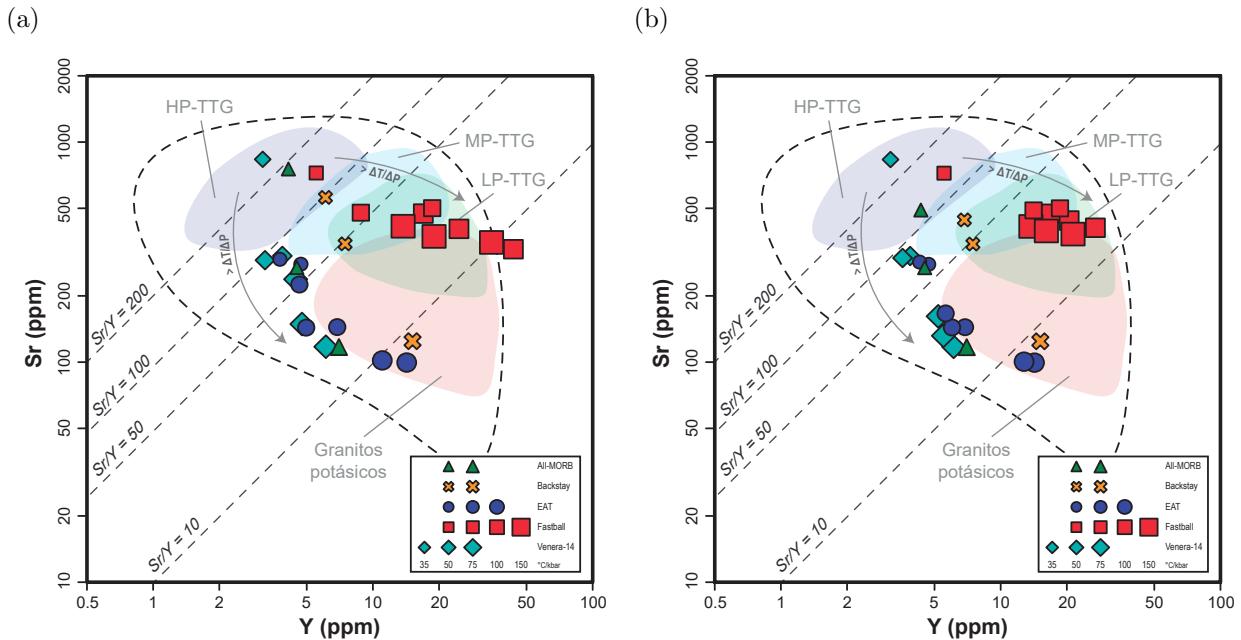


Figura 3-18.: Diagramas Sr vs. Y para las cinco litologías consideradas mostrando la clasificación de terrenos TTG de acuerdo a su presión de formación. La región delimitada por la línea discontinua señala el área aproximada en donde se ubican la mayoría de litologías TTG naturales de acuerdo con la recopilación de Moyen (2011). (a) Fundidos individuales y (b) fundidos acumulados luego de cada evento de extracción.

El Sr es un elemento incompatible con gran radio catiónico cuya abundancia está principalmente controlada por su fuerte partición en plagioclasa, mientras el Y es también litófilo con comportamiento similar a los HREE (*heavy rare earth elements*) y con mayor afinidad por el granate (Nebel, 2016; Voncken, 2016b). Otros minerales accesorios como esfena, circón o apatito muestran altos coeficientes de partición para estos elementos (Bédard, 2006), aunque se espera que su influencia sea menor por su reducida abundancia en el sistema. La plagioclasa suele aparecer en el equilibrio mineral a relativamente baja presión, de modo que si está presente en el residuo en el momento de la extracción de fundido, este último tendrá una reducida concentración de Sr. Por el contrario, el granate generalmente se estabiliza en rocas máficas a presiones mayores de 10-12 kbar, dejando un residuo enriquecido en Y una vez se ha perdido el fundido por encima de este rango de presión (Moyen & Stevens, 2006). Así pues, la relación sistemática entre estos dos elementos ha permitido discriminar los rangos de presión y temperatura en los que los terrenos TTG fueron formados (e.g., Moyen, 2011; Moyen & Stevens, 2006; Foley et al., 2002).

Tabla 3-21: Distribución de elementos traza para fundidos individuales con características similares a la composición de elementos mayores del promedio de los magmas TTG de acuerdo a la sección 3.1. Se incluyen además los índices Sr/Y, La/Yb y Nb/Ta. Las unidades de concentración están dadas en ppm.

Litoología	Δ T/Δ P	Evento	P (kbar)	T (°C)	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	K	La	Ce	Sr	Nd	Sm	Hf	Eu	Gd	Dy	Ti	Y	Er	Yb	Sr/Y	La/Yb	Nb/Ta				
All-MORB	50	i_1	16.8	888.2	71.195	498.9	0.455	2.138	0.140	25.003	27.979	56.25	268.552	25.859	4.194	154.305	3.935	0.943	1.741	1.026	3072	4.510	0.372	0.298	59.551	93.775	15.254				
		i_2	21.9	1093.0	350.4	2.963	0.543	1.915	0.127	13923	17.304	41.829	75.2854	25.714	4.250	117.655	3.280	1.061	1.663	0.945	3192	4.128	0.338	0.269	182.398	64.443	15.091				
Backstay	75	i_1	11.8	881.5	67.489	334.6	61.24	1.252	2.283	0.159	20715	22.856	46.738	116.968	21.861	4.459	171.387	4.070	0.821	2.307	1.553	3423	7.007	0.599	0.492	16.692	46.478	15.010			
	50	i_1	16.6	831.2	40.621	211.9	6.501	1.269	11.312	0.763	11630	22.092	39.780	344.171	14.929	3.177	167.483	3.510	0.860	1.965	1.586	2651	7477	0.681	0.590	46.033	37.414	14.829			
	75	i_2	19.4	971.5	28.075	186.2	2.891	0.558	4.758	0.363	11100	18.885	43.338	55.9112	22.743	4.382	135.238	3.083	1.126	2.107	1.359	3647	6.085	0.514	0.419	19.180	45.077	13.105			
EAT	50	i_1	11.6	870.4	60.722	333.0	61.127	2.28	1.215	11.463	0.808	14614	17.740	32.28	124.377	29.45	174.243	2.359	2.811	2.365	0.676	2.715	15.157	1.763	2.023	8.770	14.192				
		i_2	16.6	832.2	691.473	509.8	6.698	1.306	2.087	0.176	20856	24.456	53.58	278.259	18.254	3.337	149.500	3.525	0.829	1.618	1.050	2640	4.704	0.398	0.325	59.154	74.630	15.289			
	75	i_1	19.1	957.0	26.976	271.5	2.865	0.541	1.061	0.138	16532	18.862	46.566	292.681	28.671	4.190	117.296	3.466	0.942	1.553	0.867	3225	3.776	0.308	0.244	77.502	77.190	14.914			
		i_2	11.7	873.8	65.915	378.9	0.454	1.262	3.365	0.237	17676	20.487	38.542	144.101	15.318	3.258	161.015	3.498	1.934	1.481	2.745	6.883	0.613	0.522	20.936	39.260	15.029				
	100	i_1	12.4	931.8	28.052	250.6	2.924	0.552	2.277	0.156	14953	16.998	39.616	143.274	22.100	4.114	122.426	3.442	0.824	1.835	1.123	3339	4.972	0.414	0.334	28.817	50.965	14.638			
		i_2	14.2	1068.5	10.776	212.8	1.368	0.242	1.953	0.135	11.931	32.008	32.008	22.777	22.987	14.74	2.496	94.714	2.913	0.948	1.793	1.054	3408	4.630	0.382	0.305	48.548	39.129	14.518		
	100	i_1	8.9	889.5	63.404	404.6	6.151	1.220	11.175	0.869	13.04	2.945	8.744	13.158	15.254	10.061	2.087	14.366	3.503	178.210	3.613	0.704	1.616	1.254	2.787	3166	14.254	1.477	6.977	12.533	12.866
		i_2	9.6	955.0	28.248	227.4	2.945	0.557	8.328	0.741	10.680	18.215	4.515	136.694	3.502	0.798	2.910	3.248	4183	11.036	0.997	0.852	9.214	17.897	11.201						
Fastball	50	i_1	17.7	887.1	70.215	634.5	6.140	1.275	12.649	0.972	17.055	62.425	722.119	28.655	4.845	164.439	3.759	1.098	2.083	1.252	3434	5.524	0.458	0.368	130.720	84.478	13.008				
	75	i_1	12.4	929.6	65.478	506.5	0.086	1.247	12.154	0.820	18265	22.813	41.29	499.841	15.485	3.733	179.028	3.189	0.975	2.968	3.476	2737	18.621	2.136	2.391	26.843	9.542	14.822			
		i_2	13.3	998.1	28.218	246.3	2.945	0.551	8.853	0.759	16214	19.466	46.908	476.679	26.420	5.668	132.215	3.325	1.202	2.944	1.965	3839	8.816	0.742	0.593	54.007	32.839	11.662			
	100	i_1	9.0	895.2	65.080	583.6	6.217	1.254	12.702	0.827	17312	21.612	38.446	472.125	14.026	3.360	180.772	3.095	0.909	2.677	1.967	1.961	2.223	27.827	9.723	15.360					
		i_2	9.4	940.3	27.418	240.0	2.810	0.537	8.615	0.700	13.847	17.077	38.334	402.492	18.711	4.942	147.247	3.085	1.137	4.020	4.648	3462	24.653	2.916	1.636	5.857	12.305				
	150	i_1	5.6	839.9	63.105	97.4	1.432	0.246	7.317	0.714	10410	12.305	37.333	325.295	26.176	9.256	136.130	3.285	1.619	7.750	8.470	5244	43.580	4.524	4.268	7.463	2.883	10.253			
		i_2	6.0	894.4	27.904	243.9	2.767	0.538	9.151	0.696	13013	16.057	33.607	371.949	14.616	3.713	146.908	2.866	0.956	3.012	3.546	2861	18.985	2.167	2.389	19.592	6.721	13.157			
Venera-14	35	i_1	6.9	1037.2	12.152	101.9	1.317	0.242	7.677	0.733	11433	13.731	38.064	349.255	24.343	7.059	141.306	3.229	1.435	5.849	6.622	4713	3.740	10.074	3.671	10.476					
		i_2	30.4	1062.8	74.463	669.9	0.861	1.355	2.516	0.165	30459	33.824	68.987	832.804	32.201	3.904	142.444	4.039	0.977	1.355	0.729	30355	3.153	0.255	0.202	264.127	16.799	15.270			
	50	i_1	17.5	873.8	69.623	526.4	0.881	1.314	3.300	0.217	21244	24.678	46.212	103.343	18.403	3.136	142.851	3.497	0.784	1.411	1.873	2586	3.874	0.324	0.262	78.308	94.318	15.234			
		i_2	19.7	985.8	26.050	261.9	2.819	0.537	2.556	0.159	15236	17.856	45.741	289.089	27.708	3.791	112.954	3.394	0.864	1.355	1.744	3082	3.230	0.263	0.208	89.773	89.304	14.783			
	75	i_1	12.1	907.5	65.991	336.8	0.392	1.250	4.026	0.273	18195	20.637	40.018	117.352	16.744	3.444	162.215	3.698	0.711	1.888	1.339	2899	6.111	0.530	0.441	19.203	46.766	14.755			
		i_2	13.8	1033.3	28.104	272.5	2.988	0.563	2.782	0.192	14881	17.156	39.605	148.742	22.295	4.075	123.016	3.471	0.825	1.783	1.078	3510	4.758	0.395	0.317	31.264	54.095	14.481			
		i_3	15.3	1150.6	10.674	232.3	1.388	0.245	2.246	0.156	9129	11.730	30.881	237.643	21.818	4.126	94.020	2.857	0.934	1.728	1.014	3505	4.453	0.367	0.293	53.336	40.064	14.367			

Tabla 3-22: Distribución de elementos traza para fundidos acumulados con características similares a la composición de elementos mayores del promedio de los magnas TTG, acuerdo a la sección 3.1. Se incluyen además los índices Sr/Y, La/Yb y Nb/Ta. Las unidades de concentración están dadas en ppm.

Litoología	Δ	T	Δ	P	Evento	P (kbar)	T (°C)	Rb	Ba	Th	U	Nb	Ta	K	La	Ce	Sr	Nd	Sm	Hf	Eu	Gd	Dy	Ti	Y	Er	Yb	Sr/Y	La/Yb	Nb/Ta
All-MORB	50	i_1	16.8	838.2	71,195	498.9	0.140	2,038	2,138	0.134	1,991.2	23,074	49,625	491,039	25,792	268,552	25,859	4,194	154,305	3,935	0.943	1,741	1,026	3072	4,510	0,372	0,298	59,551	93,775	15,254
		i_2	21.9	1093.0	50,201	430.7	4,851	0.367	2,036	0.134	1,971.2	20,715	42,220	42,220	137,471	3,634	0.997	1,705	0,989	3,127	4,334	0,357	0,285	113,304	81,062	15,183				
	75	i_1	11.8	881.5	67,489	334.6	6,124	1,252	2,283	0.159	20715	22,856	46,738	116,968	21,861	4,459	171,387	4,070	0.821	2,307	1,553	3,423	7,007	0.599	0.492	16,692	46,478	15,010		
Backstay	50	i_1	16.6	831.2	40,621	211.9	6,501	1,269	11,312	0.763	11,630	22,092	39,780	344,171	14,929	3,177	167,483	3,510	0.860	1,965	1,586	2,651	7,477	0.681	0,590	46,033	37,414	14,829		
		i_2	19.4	971.5	34,857	200.1	4,842	0.942	8,301	0.579	11,587	20,619	41,415	442,928	18,519	3,731	152,657	3,589	0,982	2,030	1,482	3109	6,837	0,604	0,512	64,783	40,297	14,333		
	75	i_1	11.6	870.4	60,722	333.0	6,127	1,215	11,463	0.808	14,614	17,740	32,281	124,377	29,495	174,243	3,259	0,676	2,365	2,811	2,715	15,157	1,763	2,023	8,770	14,192				
EAT	50	i_1	16.6	832.2	69,123	509.8	6,698	1,306	2,087	0.176	20,567	278,259	18,254	3,325	149,500	3,928	1,618	1,050	2,640	4,704	0,398	0,325	59,154	74,630	15,289					
		i_2	19.1	957.0	49,758	400.3	4,937	0.955	2,399	0.158	18,858	21,772	46,026	284,885	23,040	3,729	134,699	3,498	0,880	1,588	0,966	2,969	4,278	0,357	0,288	66,596	75,628	15,139		
	75	i_1	11.7	873.8	65,915	378.9	6,454	1,262	3,365	0.237	17,676	20,487	38,542	144,101	15,318	3,258	16,105	3,498	1,738	1,934	2,745	6,883	0,613	0,522	43,380	43,380	14,889			
		i_2	12.4	931.8	45,518	320.0	4,832	0.936	2,973	0.200	16,425	18,884	39,035	143,721	18,434	13,295	3,472	0,777	1,888	1,317	3018	6,005	0,522	0,435	23,934	23,934				
	100	i_1	14.2	1068.5	37,918	289.9	3,859	0.741	2,087	0.181	14,949	16,931	37,062	166,486	19,707	3,832	129,644	3,315	0,825	1,862	1,243	3133	5,619	0,483	0,399	29,631	42,467	14,812		
		i_2	8.9	889.5	63,404	304.6	6,151	1,220	11,175	0.869	14,036	17,820	31,613	16,704	2,658	2,787	3166	14,360	1,436	1,050	2,640	4,704	0,398	0,325	59,154	74,630	15,289			
	100	i_1	9.6	955.0	47,251	269.1	4,678	0.915	9,867	0.811	14,714	17,012	34,948	100,486	16,135	3,968	159,135	3,562	0,747	2,774	2,586	3634	12,776	1,262	1,190	7,865	14,298	12,165		
Fastball	50	i_1	17.7	887.1	70,215	634.5	6,140	1,275	12,649	0.972	62,425	722,119	28,655	4,845	164,439	3,759	1,098	2,083	1,252	3,434	5,524	0,458	0,368	130,720	84,478	13,008				
		i_2	12.4	929.6	65,478	506.5	6,086	1,247	12,154	0.820	18,265	22,813	41,29	499,841	15,485	3,733	179,028	3,189	0,975	2,968	3,476	7,737	18,621	2,136	2,391	26,843	9,542	14,822		
	100	i_1	13.3	998.1	48,358	425.6	4,643	0,927	10,637	0,792	17,723	21,275	43,876	489,199	20,509	4,622	157,519	3,159	1,252	1,079	2,957	2,782	3244	14,116	1,946	1,565	34,655	13,598	13,430	
		i_2	9.0	895.2	65,080	421.7	1,254	12,702	0,827	17,132	21,612	38,446	47,125	14,026	3,360	180,732	3,095	0,909	2,677	3,157	2,658	2,772	16,967	1,767	1,487	1,477	12,533	12,533		
	100	i_1	9.4	940.3	47,776	431.1	4,651	0,925	10,824	0,769	15,729	19,539	38,394	410,131	16,179	4,087	165,347	3,090	1,014	3,294	3,842	2,981	20,498	2,324	2,541	21,472	7,685	14,081		
		i_2	10.9	1087.8	37,519	337.4	3,747	0.753	14,229	17,500	38,096	407,879	18,829	5,539	157,141	3,145	1,184	4,545	5,142	3,695	26,984	2,941	3,026	15,116	5,782	13,063				
	150	i_1	5.6	839.9	63,812	584.3	6,447	1,259	11,800	0,744	15,256	19,047	32,656	41,3670	11,303	2,672	16,495	2,765	0,769	2,132	2,541	2,298	13,726	1,066	30,137	10,240	15,860			
		i_2	6.0	894.4	47,314	427.9	4,756	0,928	10,583	0,722	14,225	17,673	33,093	39,4501	12,825	3,150	156,679	2,811	0,855	2,536	3,003	2465	16,142	1,864	2,103	24,439	8,404	14,664		
	100	i_1	6.9	1037.2	37,439	336.4	3,790	0,735	9,767	0,725	13,441	16,506	34,489	38,1793	16,060	4,248	152,387	2,929	0,118	3,467	4,019	3,096	21,316	2,563	17,886	6,464	13,475			
Venera-14	35	i_1	30.4	1062.8	74,463	639.9	6,861	1,355	2,516	0,165	30,459	33,824	68,987	832,804	32,201	3,994	112,444	4,039	0,977	3,355	0,729	3035	31,153	0,255	0,262	264,127	16,799	15,270		
		i_2	17.5	873.8	69,623	526.4	6,881	1,314	3,300	0,217	21,244	24,678	46,212	30,343	18,403	3,136	142,851	3,497	0,784	1,411	1,873	2,956	3,874	0,324	0,262	78,308	94,318	15,234		
	50	i_1	19.7	985.8	49,879	404.9	5,014	0,937	2,866	0,190	18,943	21,861	45,596	29,7207	22,678	3,437	120,115	3,450	0,821	1,385	1,814	2,854	3,578	0,296	0,237	83,004	92,298	15,060		
		i_2	12.1	907.5	65,991	336.8	6,392	1,250	4,026	0,273	18,195	20,637	40,018	11,7352	16,744	3,444	162,215	3,498	0,711	1,888	1,339	2,989	6,111	0,530	0,441	19,203	46,766	14,755		
	75	i_1	13.8	1033.3	48,583	307.3	4,828	0,934	3,454	0,236	16,672	19,037	39,828	31,774	19,254	3,734	144,205	3,594	0,763	1,840	1,219	3228	5,189	0,440	0,359	24,006	49,545	14,632		
		i_2	15.3	1150.6	37,336	286.2	3,862	0,741	3,115	0,213	14,554	16,985	37,315	16,151	21,213	3,734	19,974	16,508	1,162	3323	5,198	0,440	0,359	31,070	47,371	14,594				

La Figura 3-18 muestra que los mayores contenidos de Sr se presentan para los gradientes geotérmicos más bajos (i.e., mayor presión) para casi todas las litologías, salvo EAT. En todos los casos el contenido de Sr se reduce a medida que se incrementa el Y siguiendo un patrón definido por el aumento del gradiente geotérmico (i.e., disminución de la presión). Los magmas tipo TTG de baja presión y aquellos considerados como potásicos aparecen a partir de índices Sr/Y por debajo de 50. En el caso de Fastball, esta tendencia casi lineal en la disminución de Sr/Y es más clara para fundidos individuales (Figura 3-18a) que en los acumulados (Figura 3-18b). Para esta litología la disminución de Sr es menor, lo cual refleja ausencia de plagioclasa en el residuo sólido para todas las geotermas consideradas. El aumento en la concentración de Y en los fundidos está relacionado con una disminución de este en el residuo, lo cual sugiere desestabilización de granate. Esta disminución es de nuevo más notable para Fastball debido a que, al igual que la plagioclasa, el granate está ausente durante los primeros eventos de pérdida de fundido en gradientes geotérmicos mayores o iguales a 75 °C/kbar. Cuando el granate aparece o cuando disminuye significativamente la proporción de hornblenda (mientras aumenta la augita y/o el ortopiroxeno), el contenido de Y disminuye en el fundido y como resultado los fundidos acumulados muestran una tendencia más similar a la del promedio de los magmas TTG (Figura 3-18b). Este mismo patrón no es tan marcado para All-MORB, EAT y Venera-14, ya que con estas litologías el granate es estable desde presiones relativamente bajas (~8 kbar).

3.3.2. Sr/Y vs La/Yb

Cómo se mencionó anteriormente, la relación sistemática entre Sr e Y está directamente relacionada con la presencia de granate y plagioclasa en el residuo sólido después de la extracción de fundido. El La, por su parte, hace parte de los LREE y tiene afinidad por especies que comúnmente aparecen como minerales accesorios tales como circón, allanita, esfena, entre otros (Chauvel, 2016), mientras que el Yb es un HREE y se comporta de manera similar al Y con partición preferencial por el granate (Voncken, 2016a). El cociente entre estos dos elementos da cuenta del grado de partición que existe entre REE en los fundidos generados, el cual es característico de los magmas TTG. La presencia de granate en el residuo a medida que se extrae el fundido genera que se disminuya la concentración de HREE en el fundido y se aumente el de LREE, de modo que valores altos de La/Yb reflejan mayores grados de partición de REE y en consecuencia valores bajos representan un menor grado (Moyen & Stevens, 2006).

Debido a que estas dos proporciones están directamente relacionadas con la presencia de granate en el residuo, también es posible discriminar la presión a la que se equilibran los fundidos. De nuevo, los magmas generados a lo largo de gradientes geotérmicos más bajos caen en los campos de alta presión, lo cual es consistente con ausencia de plagioclasa y relativamente alta concentra-

ción volumétrica de granate en el residuo. En general, con el aumento del gradiente geotérmico se reduce el valor de Sr/Y a medida que la plagioclasa se comienza a estabilizar a más bajas presiones y el granate reduce su proporción. Sin embargo, para los casos de Backstay, EAT y Fastball la disminución de Sr/Y está acompañada de una significativa reducción de La/Yb, indicando que no sólo se incrementa la plagioclasa, sino que desaparece el granate del equilibrio. Para los fundidos individuales en el caso de Fastball (Figura 3-19a), la relación entre las dos proporciones es bastante notoria e indica que la partición de Sr-Y y La-Yb no está controlada por la presencia de granate, sino por la fusión del anfibol y la formación de augita y ortopiroxeno en el residuo. Esta relación se hace menos evidente cuando se tienen los fundidos acumulados ya que se reducen los contrastes composicionales cuando se mezclan y acumulan magmas con variaciones marcadas en ambas proporciones (Figura 3-19b).

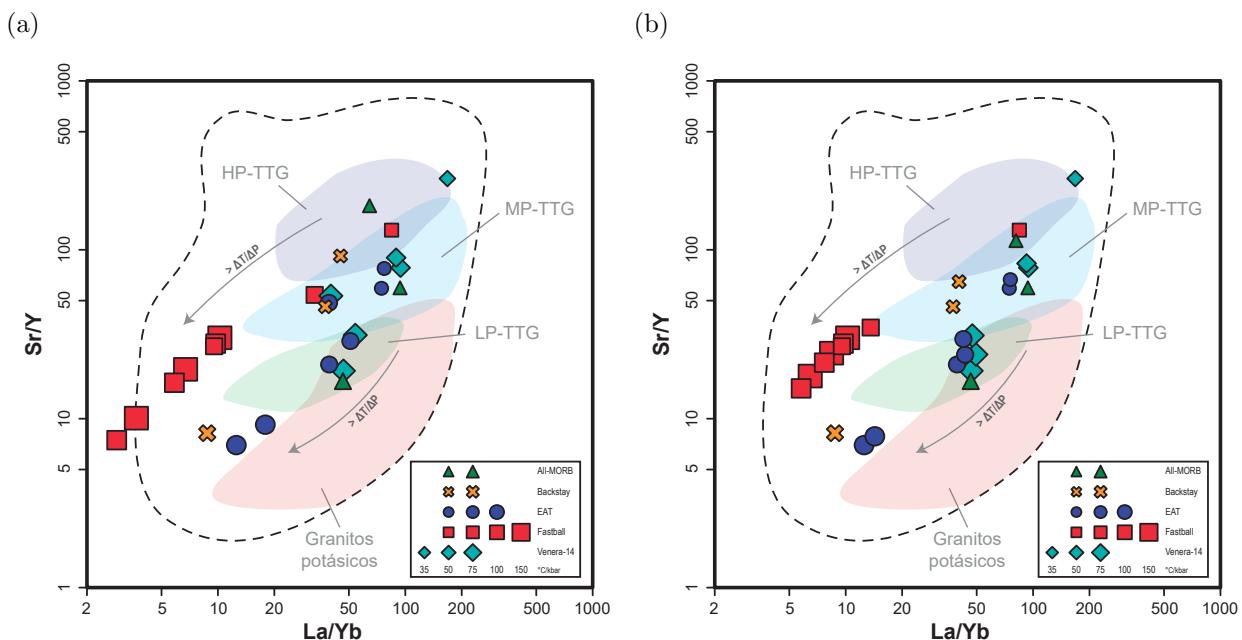


Figura 3-19.: Diagramas Sr/Y vs La/Yb para las cinco litologías consideradas mostrando la clasificación de terrenos TTG de acuerdo a su presión de formación. La región delimitada por la línea discontinua señala el área aproximada en donde se ubican la mayoría de litologías TTG naturales de acuerdo con la recopilación de Moyen (2011). (a) Fundidos individuales y (b) fundidos acumulados luego de cada evento de extracción.

3.3.3. Nb vs Ta

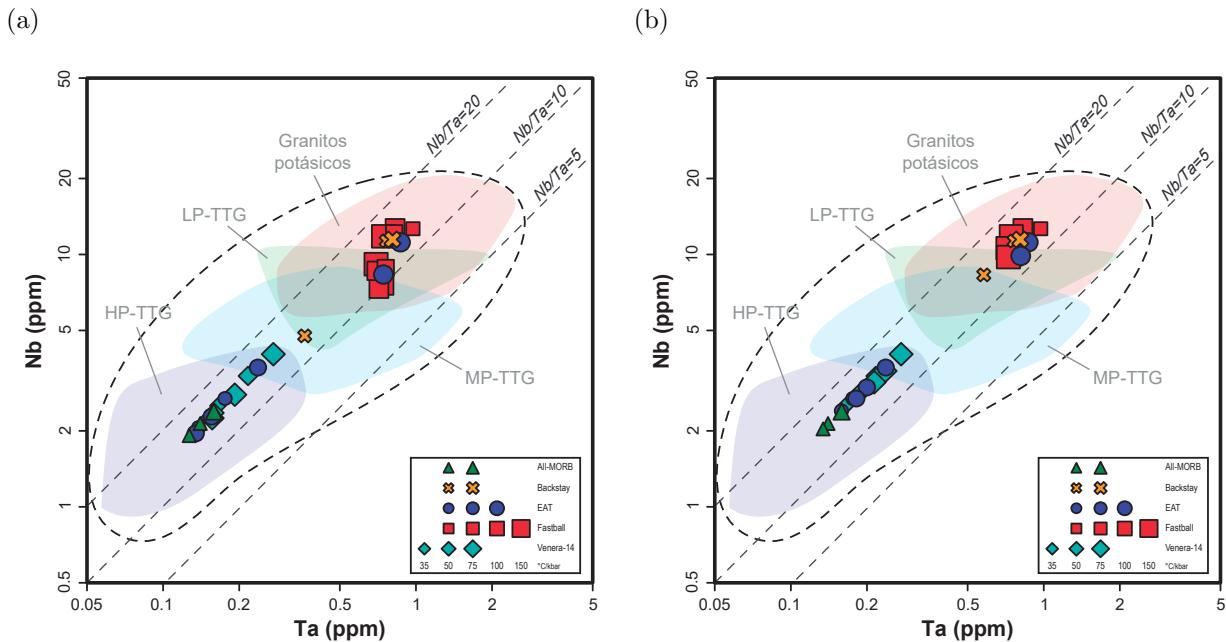


Figura 3-20.: Diagramas Nb vs Ta para las cinco litologías consideradas mostrando la clasificación de terrenos TTG de acuerdo a su presión de formación. La región delimitada por la línea discontinua señala el área aproximada en donde se ubican la mayoría de litologías TTG naturales de acuerdo con la recopilación de Moyen (2011). (a) Fundidos individuales y (b) fundidos acumulados luego de cada evento de extracción.

El Nb y Ta son elementos con un comportamiento geoquímico similar. Ambos son principalmente incompatibles de modo que el manto está empobrecido en estos, mientras la corteza está enriquecida. Una segunda diferenciación se presenta dentro de la corteza, la cual resulta de la fuerte afinidad de estos elementos por fases ricas en Ti, tal como rutilo, esfena, magnetita y anfíbolo, con respecto al fundido silicatado (Münker, 2016). Moyen & Stevens (2006) y Foley et al. (2002) sugieren esta proporción como un marcador de presión característico de los terrenos TTG debido a que la transición rutilo-esfena o rutilo-ilmenita tendría fuerte control en la concentración de los dos elementos. Los dos trabajos, sin embargo, muestran que experimentalmente las proporciones obtenidas no reproducen las observaciones en la naturaleza, en donde ocurren valores de Nb/Ta tan altos como 40 y tan bajos como 5 mientras que las obtenidas experimentalmente están entre 15 y 20.

Los resultados que aquí se presentan no difieren mucho de los experimentos de Moyen & Stevens (2006) y Foley et al. (2002). Los valores Nb/Ta están entre \sim 10-15 para fundidos tanto individuales como acumulados (ver Tablas 3-21 y 3-22) con una tendencia a ser más bajos en aquellos fundidos que se extraen a más altas temperaturas. Gráficamente, no se aprecia una relación

directa entre la presión y las concentraciones de Nb y Ta en el fundido. Mientras los magmas derivados de Venera-14 y All-MORB caen en los campos de alta presión, los de EAT varían entre potásicos y alta presión. Fastball es de nuevo el caso más particular, pues todos los fundidos que se generan con esta litología se ubican en los campos de baja presión y granitos potásicos, a pesar que algunos se generan con gradientes geotérmicos de 50 y 75 °C/kbar. Este comportamiento se debe su bajo contenido de Ti, el cual resulta en ausencia de rutilo o esfena en el equilibrio del residuo y en su lugar se forma ilmenita rica en Fe y magnetita. El valor casi constante de Nb/Ta que también se observa aquí, es similar al de la composición total de la corteza superior en la tierra (Rudnick & Gao, 2003) y no da cuenta de TTGs naturales con valores de Nb/Ta más bajos, tal como ocurre con las composiciones obtenidas experimentalmente por Moyen & Stevens (2006).

3.3.4. Nb vs Y

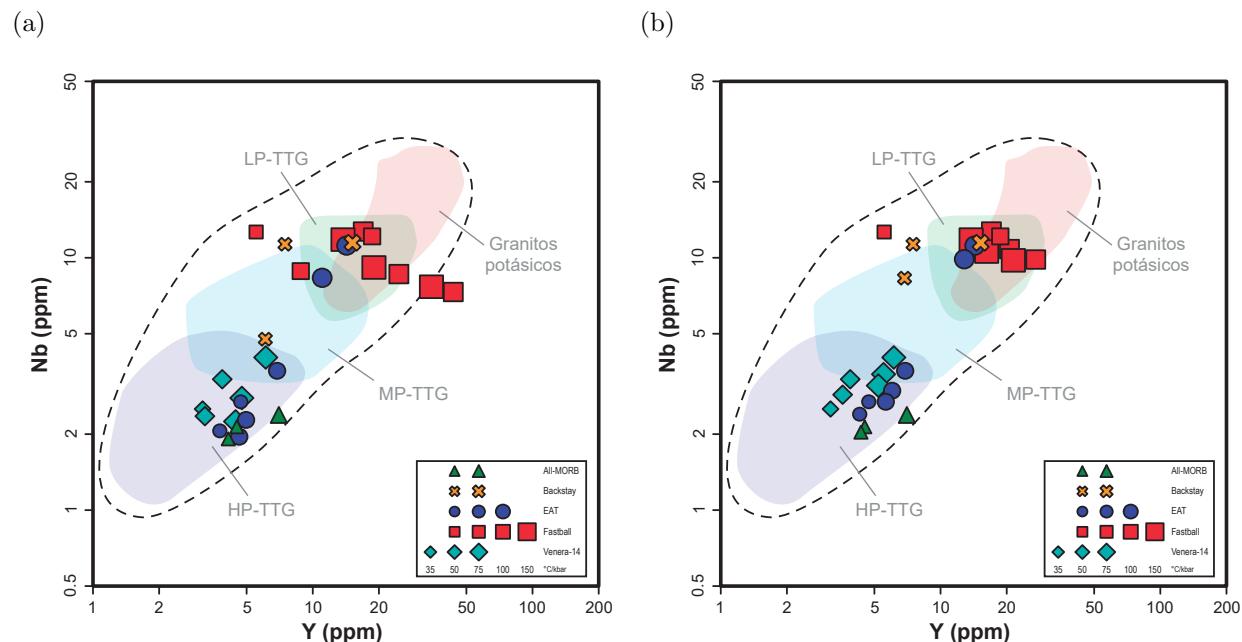


Figura 3-21.: Diagramas Nb vs Y para las cinco litologías consideradas mostrando la clasificación de terrenos TTG de acuerdo a su presión de formación. La región delimitada por la línea discontinua señala el área aproximada en donde se ubican la mayoría de litologías TTG naturales de acuerdo con la recopilación de Moyen (2011). (a) Fundidos individuales y (b) fundidos acumulados luego de cada evento de extracción.

Es claro que el comportamiento sistemático del Y y Nb en los fundidos está principalmente controlado por la presencia de granate y rutilo en el residuo. Cuando ambos elementos reducen su concentración en el fundido, es probable que tanto el rutilo como el granate sean fases estables antes de la extracción. Por el contrario, el aumento en la concentración de ambos elementos está

relacionado con una disminución en la presión o incremento en el gradiente geotérmico considerado. Sin embargo, como se observa en la proporción Nb/Ta, las variaciones de Nb no dependen simplemente de la presencia de rutilo en la asociación mineral estable, sino también del contenido de TiO_2 en la fuente.

Esta relación parece también presentar problemas con relación a la discriminación de las condiciones en las que se generan los fundidos. Los paquetes de magma que se generan con All-MORB y Venera-14 se ubican en la región correspondiente a TTGs de alta presión y efectivamente todos los fundidos derivados de estas litologías se generan a lo largo de gradientes térmicos por debajo de $75\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ en presencia de granate y rutilo. Los fundidos de EAT, por su parte, están distribuidos desde TTGs de alta presión hasta baja presión y granitos potásicos, lo cual también se relaciona con la presencia de rutilo y granate con gradientes de 50 y $75\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ y la ausencia de los mismos con un gradiente de $100\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$. En contraste, las dos composiciones de Marte tienen menores contenidos de TiO_2 , por lo que el rutilo en Backstay se estabiliza a presiones que solo se alcanzan con el gradiente de $50\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ y en Fastball no aparece como fase estable. Para esta última litología, la sistemática queda controlada únicamente por la presencia de granate, de manera que para los fundidos individuales se observa en Fastball una tendencia lineal casi horizontal (Figura 3-21a) con aumento de Y hacia mayores gradientes geotérmicos. Esta tendencia es menos clara en la Figura 3-21b pues al acumular múltiples paquetes de fundido con concentraciones extremas las diferencias se han menos evidentes.

3.3.5. Diagramas Spider

All-MORB

En términos de elementos mayores All-MORB no produce ningún fundido que se encuentre completamente dentro de los límites de los magmas TTG, aunque los que aquí se presentan se asemejan en gran medida. Su composición normalizada a un manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) muestra, con respecto al promedio de los magmas TTG, un significativo enriquecimiento en K al parecer heredado de la fuente y marcadas anomalías negativas de Ba y Sr que se hacen más evidentes con el aumento del gradiente geotérmico o la disminución de la presión. Estas anomalías, sin embargo, se encuentran dentro de límites composicionales de 1σ y 2σ (Moyen, 2011). La marcada anomalía negativa de Nb en los TTG es aún más definida en los fundidos derivados de All-MORB, mientras que la anomalía de Ti no parece muy evidente. Los fundidos generados muestran un contenido relativamente menor de Y e Yb, probablemente relacionado con una elevada proporción volumétrica de granate en el residuo (ver Figura 3-22).

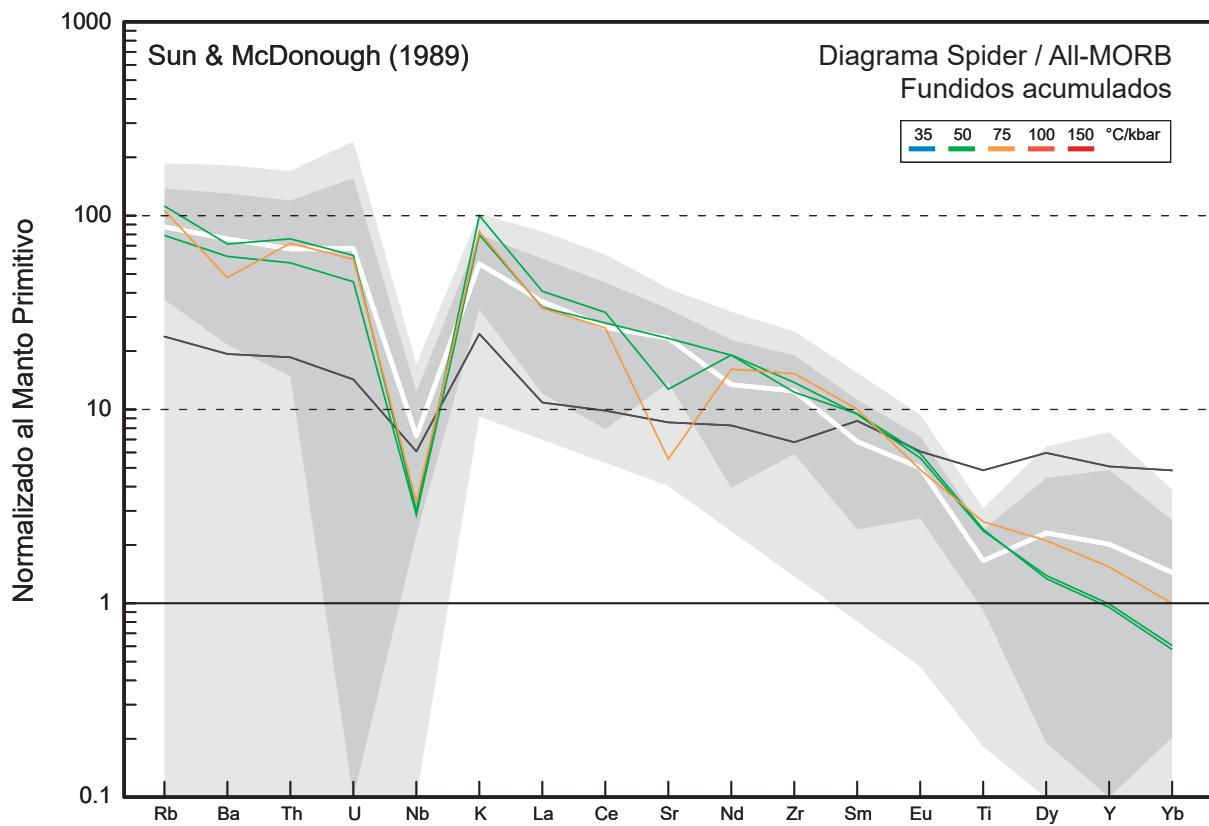


Figura 3-22.: Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de All-MORB (Sun & McDonough, 1989). Las regiones gris oscura y gris clara representan el promedio composicional de los terrenos TTG dentro de 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca corresponde al promedio composicional de los TTGs sódicos (Moyen, 2011), mientras que la línea oscura es la composición de elementos traza de la fuente enriquecida (Martin et al., 2014).

Backstay

De manera similar a All-MORB, Backstay tampoco produce fundidos completamente encerrados en los límites de los magmas TTG, aunque sí se presentan algunos que se asemejan de gran forma. Con respecto al promedio de los magmas TTG, y relativo al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), la distribución de elementos traza de los fundidos generados muestra marcadas anomalías negativas de Ba y Sr, la primera relacionada con la presencia de biotita a alta presión y la segunda a la estabilidad de plagioclasa en el residuo. Dicha anomalía de Sr tiende a disminuir hacia un menor gradiente geotérmico. La pronunciada anomalía negativa de Nb en los TTG es menor en los fundidos derivados de Backstay, mientras que la de Ti es más bien bastante similar. Además, los fundidos generados muestran un patrón muy parecido de Y e Yb para el gradiente de 50 °/kbar, el cual deja de ser notorio cuando se aumenta el gradiente geotérmico y se reduce la proporción de granate (ver Figura 3-23).

EAT

Los fundidos de EAT que muestran mayor correlación los magmas TTG ocurren a 75 y 100 °/kbar. Estos, normalizados al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), tienen una fuerte anomalía negativa de Sr y Ba con respecto al promedio de los TTG, la cual está principalmente controlada por la presencia de plagioclasa en el residuo. La anomalía de Sr es menos marcada al aumentar la presión (disminución del gradiente geotérmico), mientras que la característica anomalía de Nb es menos notoria para la geotermia de 100 °/kbar, reflejando la disminución y/o desaparición de rutilo del residuo a más bajas presiones. Por otro lado, estos fundidos generados muestran un patrón muy parecido de Y e Yb para el gradiente de 75 °/kbar, en cambio, para la geotermia de 100 °/kbar, la concentración de estos elementos aumenta en el fundido en consecuencia de la disminución en la proporción de granate dentro del residuo (ver Figura 3-24).

Fastball

Entre los fundidos derivados de la fusión parcial de Fastball varios se asemejan notablemente a los TTG en términos de elementos mayores. De estos fundidos, los que mejor correlación muestran son los que ocurren en los primeros eventos de las geotermas de 50 y 75 °/kbar, aunque incluso en 150 °/kbar se pueden presentar fundidos que se asemejan en gran medida. Al compararse con el promedio de los TTG normalizados al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989), estos magmas también muestran patrones muy similares a los de los TTGs con anomalías positivas de Sr y negativas de Nb y Ti, que en últimas dan cuenta de la ausencia de rutilo y plagioclasa como resultado de los bajos contenidos de TiO_2 y Al_2O_3 en la composición original. La fuerte anomalía positiva de K para 50 °/kbar da cuenta de la participación de biotita en las reacciones de fusión parcial y de la significativa cantidad de hornblenda en el residuo. Al disminuir la presión hacia

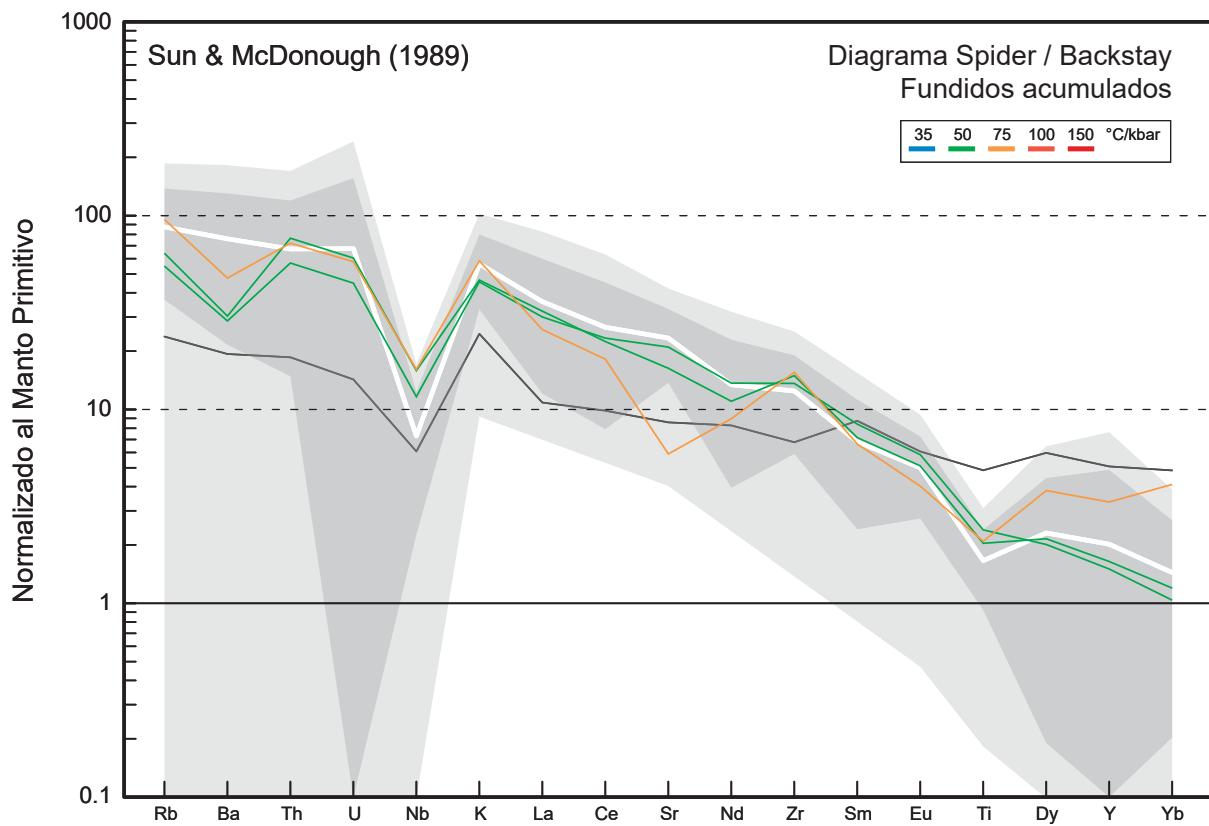


Figura 3-23.: Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de Backstay (Sun & McDonough, 1989). Las regiones gris oscura y gris clara representan el promedio composicional de los terrenos TTG dentro de 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca corresponde al promedio composicional de los TTGs sódicos (Moyen, 2011), mientras que la línea oscura es la composición de elementos traza de la fuente enriquecida (Martin et al., 2014).

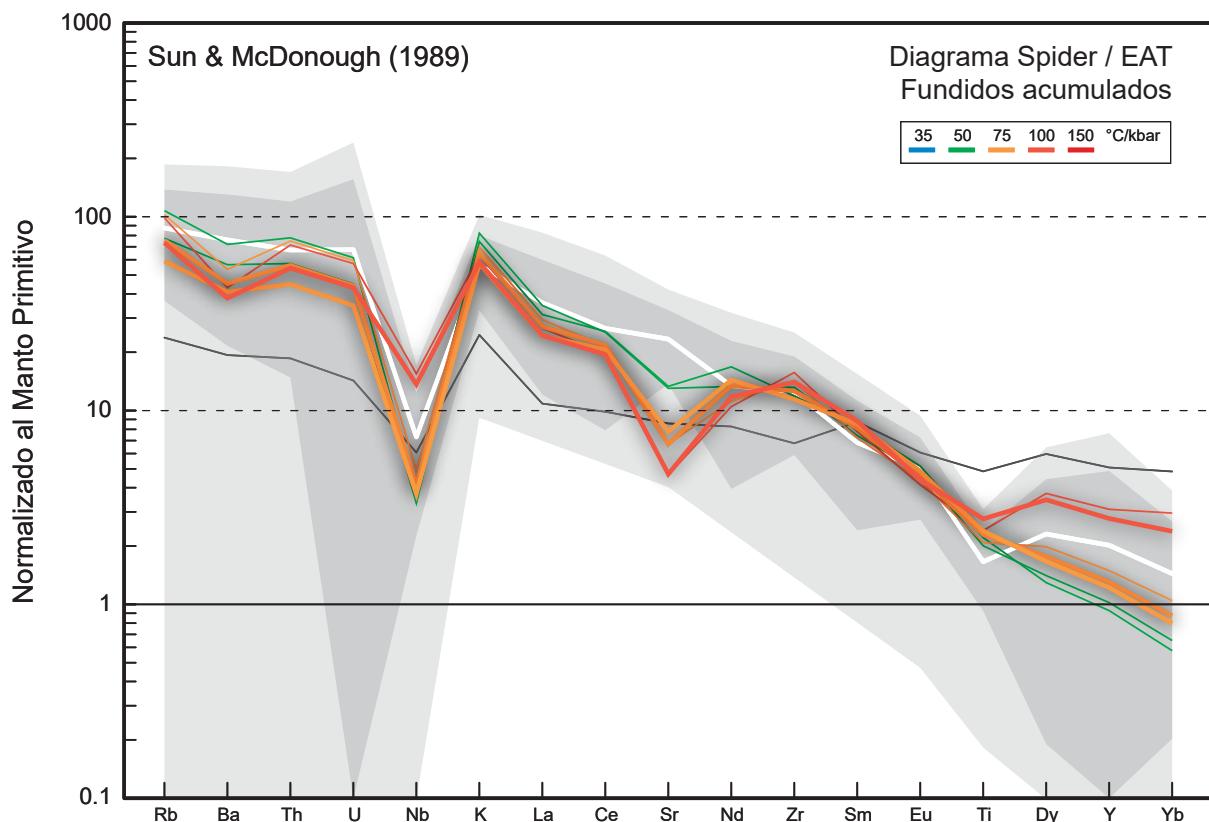


Figura 3-24.: Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de EAT (Sun & McDonough, 1989). Las regiones gris oscura y gris clara representan el promedio composicional de los terrenos TTG dentro de 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca corresponde al promedio compostional de los TTGs sódicos, mientras que la línea oscura es la composición de elementos traza de la fuente enriquecida (Martin et al., 2014). Se resaltan los fundidos que en términos de elementos mayores mejor se asemejan a magmas TTG naturales.

gradientes más altos, la hornblenda tiene capacidad para retener mayor cantidad de H₂O en su estructura, requiriendo entonces menor consumo de anfíbol para producir la misma cantidad de fundido a presiones más altas; de esta manera, el residuo puede albergar mayores cantidades de hornblenda y los fundidos resultantes disminuyen su proporción de K. Con el gradiente de 50 °/kbar, las proporciones de Y y HREE son menores que en el promedio de los TTGs (aunque dentro de los rangos), mientras que para gradientes mayores o iguales a 75 °/kbar son considerablemente mayores, lo cual refleja claramente la disminución del volumen de granate con el aumento del gradiente térmico (ver Figura 3-25).

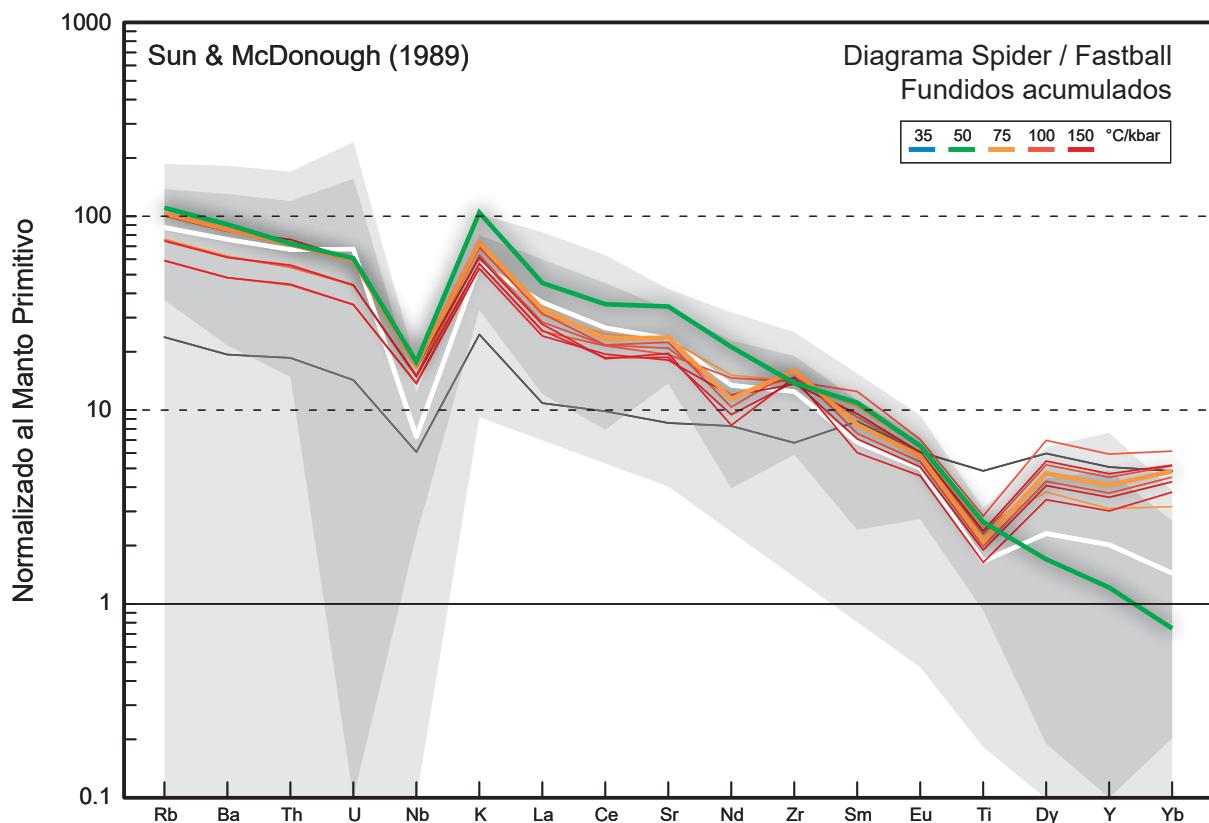


Figura 3-25.: Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de Fastball (Sun & McDonough, 1989). Las regiones gris oscura y gris clara representan el promedio composicional de los terrenos TTG dentro de 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca corresponde al promedio composicional de los TTGs sódicos (Moyen, 2011), mientras que la línea oscura es la composición de elementos traza de la fuente enriquecida (Martin et al., 2014). Se resaltan los fundidos que en términos de elementos mayores mejor se asemejan a magmas TTG naturales.

Venera-14

Las mejores correlaciones para elementos mayores con Venera-14 se presentan para los fundidos generados en 75 y 100 °/kbar. Estos, sin embargo, muestran algunas diferencias con respecto a la distribución de elementos traza con respecto al promedio de los TTGs normalizado al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). Los rasgos en que mayores y más contrastantes diferencias se observan son las pronunciadas anomalías de Ba y Sr que se relacionan con la presencia de plagioclasa en el residuo, la cual, para este caso, es estable hasta relativamente altas presiones. La anomalía de Nb es bastante similar, mientras que la de Ti es imperceptible. El patrón de Y y HREE es también parecido y se relaciona con la presencia de granate en zonas de baja presión (ver Figura 3-26).

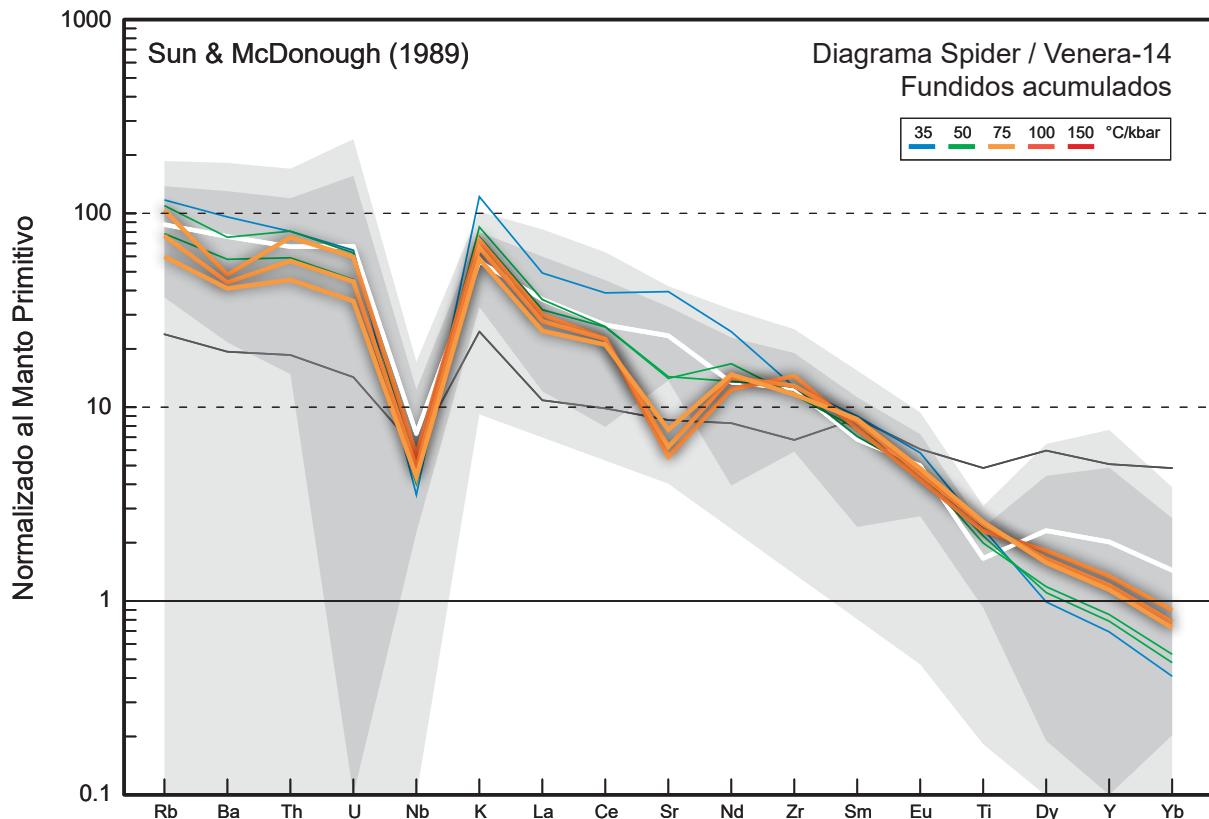


Figura 3-26.: Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de Venera-14 (Sun & McDonough, 1989). Las regiones gris oscura y gris clara representan el promedio composicional de los terrenos TTG dentro de 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca corresponde al promedio composicional de los TTGs sódicos (Moyen, 2011), mientras que la línea oscura es la composición de elementos traza de la fuente enriquecida (Martin et al., 2014). Se resaltan los fundidos que en términos de elementos mayores mejor se asemejan a magmas TTG naturales.

4. Discusión

4.1. Contenido de H₂O y variación del gradiente geotérmico

La composición efectiva del sistema—volumen de equilibrio—cambia a lo largo de las trayectorias de metamorfismo consideradas como resultado del contenido de H₂O requerido para saturar el sistema en la intersección de dichas trayectorias con el punto de fusión parcial. En consecuencia, para cada gradiente geotérmico (cuando se asume que este representa un patrón de enterramiento) se tienen diferentes cantidades de los componentes químicos que definen el sistema. Esta variación en el contenido de fluido presente tiene dos efectos principales. En primer lugar, afecta significativamente la capacidad de la roca para producir fundido, ya que la mayoría de reacciones que participan en este proceso y producen cantidades relevantes de fundido son reacciones de deshidratación (Rushmer, 1991; Moyen & Stevens, 2006). Y, en segundo lugar, el contenido de H₂O controla de manera importante los campos de estabilidad de las fases en equilibrio, especialmente el del fundido, de manera que la posición del solidus es en gran medida dependiente de la cantidad de fluido presente en el subsolidus justo antes del inicio de la fusión parcial.

En general, puede considerarse que la fusión parcial ocurre de tres formas. La primera, en ausencia de fluido acuoso, en donde no hay H₂O presente o su actividad es muy baja. En este caso, los fundidos resultan de reacciones entre minerales deshidratados a muy altas temperaturas que para el caso de las rocas máficas incluyen cuarzo, plagioclasa o piroxeno; este tipo de fusión, sin embargo, no es común en la naturaleza (Moyen & Stevens, 2006; Palin et al., 2016b). La segunda forma de producción de fundido es la fusión parcial por deshidratación de minerales que contienen fluido. A lo largo de una trayectoria prograda de metamorfismo con aumento de presión y temperatura, el fluido presente en los espacios intergranulares se pierde continuamente y el H₂O que queda dentro del sistema se encuentra principalmente en las estructuras de los minerales que pueden contener fluido tales como biotita, hornblenda, epidota, muscovita, etc. (Guiraud et al., 2001). Con el aumento de la temperatura y/o la presión, disminuye la porosidad y el contenido de H₂O en los minerales hidratados, de tal forma que tiene que aparecer una nueva fase en equilibrio que pueda contener los componentes volátiles del sistema y esta fase es el fundido. Este tipo de

fusión parcial es el más común y es responsable de la generación de grandes volúmenes de magma y de gran parte de la diferenciación de la corteza terrestre. El tercer mecanismo de fusión parcial ocurre bajo condiciones sobresaturadas de fundido, generalmente por adición de este desde una fuente externa (Weinberg & Hasalová, 2015). Aunque común, este proceso puede ser incierto y difícil de cuantificar ya que ocurre en un sistema abierto en el que la roca interactúa con cantidades variables de fluido causando metasomatismo y/o cambios en la composición original. Calcular el equilibrio bajo condiciones de sobresaturación puede conducir a sobreestimar la cantidad de fundido generado, además de generar mayor incertidumbre con respecto a las condiciones de fusión parcial y a la ocurrencia de asociaciones minerales en el subsolidus.

En petrología experimental, establecer la cantidad mínima de fluido requerida para saturar el sistema en la intersección entre el solidus y la trayectoria de metamorfismo es muy complicado de modo que muchos experimentos se realizan con exceso de H_2O , resultando en la producción de cantidades de fundido poco realistas que conducen a interpretaciones dudosas acerca de las condiciones de generación, como es el caso de los resultados de Rapp & Watson (1995) y Rapp et al. (2003). En estos experimentos, el exceso de fluido en el sistema conduce a una alta producción de fundidos para rocas en facies eclogita, cuya perdida de fluido durante el enterramiento debió ser importante y su fusión parcial difícilmente ocurriría en un medio saturado (Palin et al., 2016b). Lo anterior representa una enorme desventaja de la petrología experimental sobre el modelamiento del equilibrio de fases, ya que con esta última metodología sí es posible estimar y establecer con buen nivel de exactitud cual sería la cantidad de fluido presente en distintos puntos del espacio P - T (Palin et al., 2016a). En general, se espera que una litología en facies anfibolita tenga un mayor contenido de H_2O que la misma litología en facies eclogita. Los resultados que aquí se presentan son consistentes con esta observación. Todas las composiciones consideradas muestran mayor contenido de fluido a presiones intermedias a lo largo del gradiente geotérmico de 50 °C/kbar, siendo Fastball la excepción, mientras que el menor contenido corresponde al gradiente de 35 °C/kbar y contenidos intermedios a gradientes por encima de 50 °C/kbar (ver Tabla 2-3); reflejando mayor estabilidad del anfíbol a presiones medias (~12-15 kbar). En consecuencia, puede observarse que la fusión parcial tiende a ocurrir a menor temperatura en las zonas con mayor cantidad de fluido presente, mientras que, por el contrario, la temperatura del solidus es más alta cuando la cantidad de fluido es menor en el sistema, es decir en el gradiente de 35 °C/kbar, en donde también hay menor proporción modal de minerales hidratados y por ende menor tasa de producción de fundido. Lo anterior permite inferir que la generación de grandes volúmenes de corteza continental en el Arqueano a partir de la fusión parcial de eclogitas en zonas de subducción profunda, como lo sugieren Rapp et al. (2003) y Xiong (2006), es una posibilidad remota y no podría generar las mismas cantidades de material que se producen con fusión parcial ocurriendo a condiciones de menor presión.

4.2. Reacciones de fusión parcial

Como ya fue mencionado en la sección anterior, la mayoría de las reacciones generadoras de fundidos TTG ocurren por deshidratación de hornblenda y en menor medida de biotita, muscovita y epidota (Moyen & Stevens, 2006; Rushmer, 1991). Estas reacciones dependen de la asociación mineral estable en el subsolidus antes del inicio de la fusión parcial y en consecuencia del grado de saturación de H_2O a lo largo de cada uno de los gradientes geotérmicos considerados. A muy alta presión, con un gradiente de $35\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$, el equilibrio de las litologías consideradas justo antes del solidus está conformado principalmente por la asociación $Hbl + Aug + Grt + Qtz \pm Ms \pm Ep \pm Rt$, en donde $Hbl + Aug + Grt + Qtz$ representa al menos en 85 % del volumen mineral en todos los casos a excepción de Fastball cuya asociación es $Opx + Aug + Grt + Ilm + Bt + Qtz$. La producción de fundido puede inferirse a partir de las reacciones:



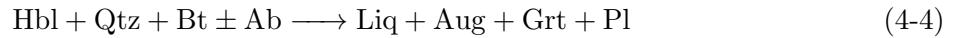
y para Fastball:



No obstante la reacción 4-2 solo produce una muy pequeña fracción de fundido a muy alta presión y temperatura y no se alcanza el umbral de extracción antes de $1200\text{ }^{\circ}\text{C}$. En la reacción 4-1 la presencia de muscovita y/o epidota es importante, ya que el fundido generado para el primer evento de extracción es afectado composicionalmente por estos minerales. En Backstay y EAT, la muscovita predomina sobre la epidota y representa ~7-14 % en volumen. Como esta tiene un contenido de K_2O considerablemente alto, el fundido resultante es extremadamente potásico y empobrecido en Na_2O , SiO_2 y Al_2O_3 (ver Figuras 3-2 y 3-3). En cambio, para Venera-14, la presencia abundante de epidota (~10 %) conduce a la generación de un fundido principalmente cálcico y alumínico. Así pues, dependiendo de la proporción modal de epidota-muscovita a muy alta presión, los fundidos generados a lo largo de trayectorias definidas por gradientes geotérmicos más bajos resultan ser muy potásicos o muy cálcicos, además de peraluminosos ($ASI > 1$). Esto puede observarse en las figuras 4-1 y 4-2, en donde a temperaturas por encima de $\sim 700\text{ }^{\circ}\text{C}$ y presiones superiores a $\sim 20\text{ kbar}$, los valores de K_2O/Na_2O y ASI son superiores a 0.5 y 1.025, respectivamente. Tales valores se alejan de forma importante de los observados en TTGs naturales (Moyen, 2011, 2019), representando así evidencia adicional en contra de la generación de magmas TTG por fusión parcial de un protolito en facies eclogita (Rapp et al., 2003; Xiong, 2006).

Entretanto, para presiones definidas por gradientes geotérmicos de $50\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ se tienen, en general, las menores temperaturas de fusión y la mayor abundancia de anfíbol (~67-87%). Bajo estas condiciones, los campos de estabilidad tienen menor varianza y contienen un número mayor

de especies minerales que están representados principalmente por la asociación Hbl + Aug + Qtz \pm Ep \pm Bt \pm Ms \pm Pl \pm Grt \pm Rt \pm Spn. Las reacciones de deshidratación que dan origen al fundido serían:



y en el caso de Fastball:



La abundancia de anfíbol antes del inicio de la fusión parcial empieza a decrecer con el aumento del gradiente geotérmico y la disminución de la presión. La muscovita y epidota desaparecen del equilibrio y la única fase hidratada estable que puede ocasionalmente ocurrir, además de la hornblenda, es la biotita. A lo largo de un gradiente de 75 °C/kbar, tanto las asociaciones minerales observadas en 50 °C/kbar como las reacciones 4-3, 4-4 y 4-5 persisten, aunque sin muscovita ni epidota. Para 100 y 150 °C/kbar, por su parte, las principales asociaciones minerales antes del solidus pueden escribirse como Hbl + Aug + Pl \pm Bt \pm Spn \pm Rt y en el caso de Fastball Hbl + Qtz + Bt + Mag + Ilm. En consecuencia, las reacciones de fusión parcial que pueden inferirse son:



En las reacciones 4-6 y 4-7, la plagioclasa y el ortopiroxeno aparecen como fases predominantes y el granate tiende a desaparecer, ocurriendo sólo en una menor proporción a lo largo del gradiente de 100 °C/kbar para los residuos de EAT y Venera-14.

4.3. Características composicionales de los fundidos resultantes

El objeto de esta sección es explicar las características composicionales de los fundidos y describir los criterios utilizados para seleccionar los que muestran mayor similitud con los terrenos TTG en la naturaleza en términos de óxidos mayores. En general, se puede llegar a pensar que los fundidos calculados dentro del rango promedio de los magmas TTG representan los fundidos con mejor correlación. No obstante, este rango composicional es significativamente amplio y heterogéneo, mostrando desviaciones con respecto a la media que pueden estar por encima del 40 % en varios casos, al menos en la base de datos utilizada aquí como referencia (i.e., Moyen, 2011; Moyen & Martin, 2012). Es decir, el espectro composicional resulta bastante amplio para niveles de

confianza del 95 % (2σ asumiendo una distribución de probabilidad normal en los datos). Esto, por supuesto, implica que existe una gran variedad de fundidos que graníticos que podrían catalogarse como TTGs sin realmente serlo. Por esta razón, aquí no sólo se tienen en cuenta los límites del rango de composiciones naturales a la hora de discriminar la similitud entre los fundidos calculados y los TTGs, sino que se considera como criterio adicional el patrón gráfico de distribución de los óxidos considerados. Claramente, estos patrones están relacionados con las proporciones y relaciones que existen entre los componentes químicos que describen el fundido (e.g., Mg#, K₂O/Na₂O, etc.), los cuales han sido ampliamente utilizados para establecer características inequívocas de la firma geoquímica de los terrenos TTG en el Arqueano (Moyen, 2019; Moyen & Stevens, 2006).

En el caso de All-MORB, la fusión parcial de esta litología a lo largo de gradientes de 50 y 75 °C/kbar resulta en fundidos con cierta semejanza al promedio de los TTGs. Los dos eventos de extracción en la trayectoria de 50 °C/kbar producen fundidos con contenidos muy altos de Na₂O (>7%) y solo el fundido extraído durante el segundo evento parece tener un patrón similar al observado en la naturaleza. Para 75 °C/kbar, solamente el fundido generado en el primer evento se ajustan tanto al patrón como al rango composicional considerado, aunque de nuevo sigue mostrando un carácter ligeramente sódico. Estos elevados contenidos de Na₂O están relacionados con dos factores: i) el bajo contenido de K₂O del protolito y ii) la composición del anfíbol en zonas de mayor presión. Claramente, el anfíbol es el principal mineral formador de fundido en este caso, por lo que su composición afecta en gran medida la composición del fundido generado. En la Figura 4-1 se observa que con gradientes de 50 y 75 °C/kbar los valores de K₂O/Na₂O se mantienen por debajo de ~0.2 para todos los eventos de extracción. Sin embargo, a más baja presión, la composición del anfíbol es menos sódica y cárlica debido a que tanto el Na como el Ca pueden ser acomodados en la plagioclasa bajo estas nuevas condiciones. Como resultado, la deshidratación del anfíbol resulta en fundidos con mayor K₂O/Na₂O. Asimismo, el índice MALI decrece hacia zonas de menor presión, pues también está controlado por la relación Na-Ca que existe en el sistema. Hacia zonas de presión media (~15 kbar), el componente más estable del anfíbol tiende a ser cárlico, por lo que su componente sódico se transfiere más rápidamente al fundido durante la deshidratación, resultando entonces en magmas considerablemente alcalinos (MALI > 8). Al aumentar o reducir la presión, el anfíbol puede volverse más rico en Na₂O o en FeO y MgO, de manera que se aumenta el CaO en el fundido y el valor MALI se reduce. Si se incrementa la temperatura, el aporte de Ca durante la fusión parcial es incluso mayor y el índice MALI se reduce aún más (Figura 4-3).

El número de magnesio (Mg#) en los fundidos resultantes difiere entre presiones altas (> 14 kbar) y presiones bajas (< 14 kbar). En las zonas de baja presión, la proporción de Fe en la hornblendita tiende a aumentar mientras se reduce la de Al, Na y Ca debido al aumento en la estabilidad de la plagioclasa. El piroxeno presente tiende a incluir más Mg en su estructura y en consecuencia

el fundido generado por deshidratación de la hornblenda tiene una alta proporción Fe/Mg, lo cual resulta en Mg# considerablemente bajos. Con la disminución del gradiente y el aumento de la presión hay dos factores que contribuyen a aumentar los contenidos de Mg en el fundido. Primero, el anfíbol puede albergar una mayor proporción de Mg, Al y Ca en su estructura y, segundo, la entrada de granate en el equilibrio toma parte del Fe que de otra forma iría en la fase líquida. Así, el fundido resultante tiene un mayor aporte de Mg por parte de la hornblenda y recibe menos Fe debido a la presencia de granate en el residuo, aumentando entonces el número de magnesio (ver Figura 4-4). En estas zonas de mayor presión ($> 18 \text{ kbar}$), por otro lado, los fundidos resultantes tienen a ser peraluminosos a causa del aumento de Al en el anfíbol y a la deshidratación de otras fases ricas en este como muscovita o epidota, las cuales son estables en estas condiciones. Puede observarse en la Figura 4-2 que la saturación de Al disminuye hacia las zonas en donde el anfíbol es más estable y el aporte de Ca y Na al fundido se incrementa.

Backstay tiene un alto potencial de producción de magma gracias a la gran cantidad de fluido que puede almacenar. Sin embargo, solo son de relativo interés aquellos fundidos extraídos en el primer y segundo evento a lo largo $50 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{kbar}$ y el primero de $75 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{kbar}$. Esta litología llega a generar eventos de extracción incluso en una trayectoria de $35 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{kbar}$, pero como ya se discutió anteriormente, los fundidos generados a lo largo de estas distan mucho de la composición de los TTGs. Esto se debe a que hacia las zonas de alta presión la muscovita se hace importante en las reacciones de producción de fundido, conduciendo a la formación de magmas con índices $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ superiores a 1.0 que a todas luces difieren del rango composicional de interés.

Backstay representa una composición relativamente evolucionada formada en un ambiente tectónico tipo *stagnant-lid* y probablemente derivada de la diferenciación de una corteza máfica mucho más primitiva. Producto de tal grado de evolución, los contenidos de Al_2O_3 y álcalis son bastante altos con respecto al resto de litologías consideradas ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > 5\%$), mientras que la concentración de MgO es relativamente baja. Estas características son de cierta forma heredadas a los fundidos producidos, los cuales muestran en todos los casos índices MALI mayores a ~ 8 para los primeros eventos de extracción a lo largo de los gradientes geotérmicos considerados (ver Figura 4-3). Con el aumento de la temperatura, este carácter alcalino en los fundidos se reduce a medida que el componente más sódico del anfíbol se consume y la fusión parcial continua con la deshidratación del componente más cálcico. Además, producto del alto contenido de K_2O , la biotita se estabiliza incluso desde $50 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{kbar}$ y el anfíbol puede tener un contenido de K importante (Green et al., 2016). La deshidratación de ambas fases en presencia de plagioclasa facilita la generación de fundidos con alto contenido de K y valores altos de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Una vez estas fases se agotan con el aumento de la temperatura, los valores de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ caen de nuevo por debajo de ~ 0.3 (ver Figura 4-1). Por otro lado, el aporte de Al a los fundidos se reduce hacia las regiones de mayor

temperatura como resultado de la disminución de anfíbol y plagioclasa en el equilibrio. Mientras el Na se particiona preferencialmente en el fundido, el contenido de Ca aumenta en la augita y la hornblenda en el residuo se enriquece en Al, resultando en valores progresivamente más bajos de ASI (Figura 4-2). Con respecto al numero de magnesio, a presiones más bajas la augita tiene un mayor componente de diopsido y el ortopiroxeno de enstatita, ambos con especial afinidad por el MgO (Green et al., 2016; White et al., 2014a). También, la hornblenda tiende a ser más rica en Fe y el Ca se incluye principalmente en la plagioclasa. De esta forma, el fundido producido por deshidratación de la hornblenda queda con un elevado contenido de FeO, especialmente en ausencia de granate (Figura 3-2). El sustancial aporte de Fe al fundido y la retención de Mg en el residuo resultan en valores de Mg# bajos que tienden a mantenerse a lo largo de todo el espacio de *P-T* a causa del alto contenido de Fe en la hornblenda que refleja el del protolito (ver Figura 4-4).

En cuanto a EAT, esta litología también puede producir un paquete de fundido en la trayectoria de 35 °C/kbar, aunque este de nuevo resulta ser demasiado enriquecido en Al₂O₃ y K₂O debido a la fusión parcial por deshidratación de muscovita y epidota. Los fundidos de EAT con mejor correlación con respecto al promedio de los TTGs ocurren en el segundo y tercer evento de extracción a lo largo de la trayectoria definida por el gradiente de 75 °C/kbar y en el segundo evento de la trayectoria de 100 °C/kbar, siendo una condición necesaria que ocurra más de un evento de extracción y posterior acumulación de fundido. Antes de la ocurrencia del primer evento de extracción, se presenta una región a relativamente alta presión (gradientes por debajo de 50 °C/kbar) en la cual se producen fundidos con K₂O/Na₂O dentro del rango de los TTGs (Figura 4-1). Esta región es delimitada por los campos de estabilidad de la plagioclasa, anfíbol y granate y en ella sólo coexisten los dos últimos. Su ocurrencia es causada por la mayor estabilidad del componente sódico de la hornblenda en zonas de relativamente alta presión, la cual lleva a la producción de magmas con alto contenido de Na. No obstante, en esta misma zona la fusión de muscovita y hornblenda representa un aporte significativo de Al al fundido, de manera que este resulta ser bastante peraluminoso (ver Figura 4-2). En contraste, la reducción o el aumento del gradiente geotérmico antes del primer evento de pérdida de fundido conduce a la generación de fundidos muy potásicos con K₂O/Na₂O por encima de ~0.7, descartando que la fusión de EAT pueda generar TTGs antes de 850 °C como lo sugieren Johnson et al. (2017) y Palin et al. (2016b). En dicho estudio, la mayoría de fundidos resultantes están por fuera del rango de los magmas TTG en términos del contenido de K₂O, lo cual está asociado con la presencia de muscovita y biotita en el equilibrio a alta y baja presión, respectivamente (ver Figura 4-2).

Con respecto al número de magnesio para los fundidos que se obtienen con EAT, estos contrastan significativamente entre presiones altas (> 14 kbar) y presiones bajas (< 14 kbar). Hacia las zonas de presión más alta, la ocurrencia de granate disminuye la cantidad de Fe que podría ir

al fundido durante la fusión del anfíbol, mientras al mismo tiempo se disminuye la proporción en volumen de augita y ortopiroxeno, aumentando así la proporción final de Mg en el fundido y por ende el valor de Mg#. Lo opuesto ocurre a presiones más bajas en donde predomina la augita, el anfíbol más rico en Fe y la plagioclasa. La deshidratación de la hornblenda conduce a la producción de fundidos más ricos en Fe y en consecuencia con menor Mg#, debido a que el hierro no puede ser acomodado en gran medida en el clinopiroxeno u ortopiroxeno porque la composición de estos bajo dichas condiciones es preferencialmente magnésica (ver Figura 4-4). Por su parte, debido a que la plagioclasa se extiende hasta zonas de alta presión y temperatura, la mayoría de fundidos generados tienen indices MALI por encima de ~6 en estas zonas. Esto resulta del aumento del contenido cárlico en la plagioclasa a medida que crece la temperatura y al mayor aporte de Na₂O y K₂O al fundido durante la deshidratación de anfíbol y/o biotita. Al reducir la presión el componente sódico de la plagioclasa aumenta y lo hace también el cárlico en la hornblenda, por lo que los fundidos resultan en menores valores MALI (Figura 4-3).

Por su parte, la composición de Fastball puede producir fundidos con una gran similitud a los TTGs en términos de elementos mayores para varios escenarios térmicos, aún cuando su composición es bastante contrastante. En la Figura 3-4 puede observarse que los fundidos con mejor correlación se presentan en el primer evento de extracción de 50 °C/kbar, los dos primeros en 75 °C/kbar y los tres primeros eventos acumulados en 100 y 150 °C/kbar. Fastball representa una litología primitiva con muy bajo grado de diferenciación, la cual puede inferirse a partir de su muy bajo contenido de Al₂O₃ (7.85 %) y elevado de MgO (12.0 %). Además, su contenido de FeO_t (17.8 %) y estado de oxidación ($X_{Fe^{3+}} = 0.52$) resalta sobre el resto de composiciones aquí consideradas (Squyres et al., 2007). Las características de los fundidos generados por la fusión de Fastball están fuertemente influenciadas por su composición. Así, el Mg# en todo el espacio de *P-T* es mayor a ~0.4, lo cual es común en magmas TTG (Johnson et al., 2017; Moyen, 2011, 2019; Ge et al., 2018). Los valores más bajos para este parámetro tienen lugar entre ~10-18 kbar antes del primer evento de extracción de fundido. En este rango, la asociación Hbl + Qtz es superior al 90 %, por lo que gran parte del originalmente bajo contenido de Na₂O y K₂O se encuentra en el anfíbol y la biotita. Debido a este aumento en álcals, la proporción de Mg en la hornblenda tiende a reducirse, lo cual lleva a la producción de fundidos con Mg# ligeramente reducidos (ver Figura 4-4). En zonas de menor presión y mayor temperatura, desaparece el granate y disminuye la proporción de augita, de manera que la hornblenda aumenta su contenido de Mg y por extensión también el del fundido, provocando en este último crecimiento en los valores del número de magnesio (Figura 4-4).

Justo después del inicio de la fusión parcial en zonas de alta presión, los fundidos que se producen tienen valores de K₂O/Na₂O considerablemente altos que disminuyen al aumentar la temperatura debido al rápido agotamiento de la biotita, la cual está presente en una proporción

menor. Una vez la biotita se consume, la deshidratación de anfíbol, cuyo contenido de Na_2O es probablemente mayor que el K_2O , conduce a la generación de fundidos sódicos con $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ menor que ~ 0.4 . En la zona de más baja presión este mismo efecto es menos notorio y la proporción $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ alcanza un valor máximo de ~ 0.6 a causa de la menor estabilidad del componente sódico del anfíbol, el cual se agota rápidamente mientras sobrevive una fracción de biotita que aporta suficiente K al fundido e incrementa ligeramente la proporción de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$; cuando la biotita termina por consumirse a mayor temperatura, esta proporción vuelve a decrecer (ver Figura 4-1). Por otro lado, la hornblenda y biotita son relativamente ricas en Al, por lo que su deshidratación en zonas de muy alta presión conduce a la formación de granate y la producción de fundidos enriquecidos en Al. Cuando la hornblenda se agota, la fusión parcial ocurre en ausencia de fluido y el aporte de Ca a partir de la desintegración de clinopiroxeno se incrementa, reduciendo entonces la proporción ASI (Figura 4-2). No obstante, para el punto en que el anfíbol se consume en su totalidad, la asociación $\text{Grt} + \text{Aug}$ tendría una densidad de $\sim 3.5 \text{ g/cm}^3$ (Figura 4-5), siendo gravitacionalmente inestable y por lo tanto resultando en delaminación del residuo dentro del manto (Bédard, 2006; Johnson et al., 2014). En cuanto a la alcalinidad de los fundidos, a más baja presión, luego del inicio de la fusión parcial, estos tienen índices MALI considerablemente altos (> 8) producto de la estabilidad de la biotita, la cual aporta álcalis al fundido conforme se deshidrata. Cuando el K y Na se agotan, los fundidos tienen progresivamente menor alcalinidad pues el aporte de Ca por deshidratación de la hornblenda se hace más importante. Por el contrario, a más alta presión, cuando la biotita se hace menos estable y la proporción de K y Na aumenta en el anfíbol, el aporte de estos durante reacciones de fusión parcial es mayor causando un aumento significativo en el valor MALI (Figura 4-3).

Los fundidos que pueden generarse por la fusión parcial de Venera-14 y que mejor correlación muestran con los magmas TTG se presentan en los tres primeros eventos de extracción a lo largo de la trayectoria definida por el gradiente de $75 \text{ }^\circ\text{C/kbar}$. La validez de estos tres paquetes de fundido sólo se cumple cuando se considera la acumulación y mezcla de los mismos, de lo contrario únicamente el primer fundido generado tiene similitud con el promedio de los TTGs. De nuevo, las composiciones resultantes están fuertemente influenciadas por la química del protolito. Venera-14 es una litología mucho más evolucionada que Fastball, con un contenido elevado de Al_2O_3 (17.9%) pero con álcalis por debajo de 2.5%. Tal contenido de Al_2O_3 facilita que se extienda el campo de estabilidad de la plagioclasa hasta regiones del espacio $P-T$ de relativamente alta presión por encima del solidus, llegando a ser estable incluso a lo largo de gradientes de $50 \text{ }^\circ\text{C/kbar}$. Allí, la composición del anfíbol tiene un componente sódico-cálcico menor, por lo que su deshidratación genera fundidos con relativamente alto índice ASI. En cambio, en zonas de baja presión pero aún con alta temperatura, la plagioclasa tiene una composición principalmente rica en Ca y por consiguiente también más alumínica, por lo que los fundidos producidos con estas condiciones de $P-T$ tienden a mostrar valores ASI más bajos (ver Figura 4-2). El incremento de Ca en la plagioclasi-

sa implica disminución en Na y K, lo cual resulta en fundidos con mayores contenidos de estos últimos. A presiones por encima de 18 kbar, en donde la plagioclasa no continua siendo estable en el subsolidus y el anfíbol se hace menos abundante, el componente sódico del clinopiroxeno se incrementa y la epidota aparece como fase estable rica en Al. La deshidratación de esta última conduce a la generación de fundidos con indices ASI bastante elevados (> 1.050) (ver Figura 4-2); aunque la desintegración de epidota también aporta Ca, este último es incorporado principalmente en la augita.

La baja proporción de K_2O/Na_2O que originalmente tiene Venera-14 se ve reflejada en el carácter sódico de los fundidos que produce, incluso en zonas de alta presión por debajo de 35 °C/kbar. El bajo contenido de K_2O inhibe la formación de muscovita o biotita en la región del subsolidus y en consecuencia los fundidos generados son predominantemente sódicos, de manera que antes del primer evento de extracción de la proporción K_2O/Na_2O es menor a 0.4 para todas las trayectorias de metamorfismo consideradas (ver Figura 4-1). De igual forma, los indices MALI también tienden a ser muy bajos para Venera-14 debido a la baja concentración de álcalis. Los valores más altos se presentan a mayor presión durante los primeros eventos de pérdida de fundido, en con la deshidratación del anfíbol conduce al aumento del Na en el fundido mientras aporta Ca para la formación de augita. A presiones más bajas, dentro del campo de estabilidad de la plagioclasa, parte del Na en el sistema puede ser incluido en esta fase, de modo que el fundido aumenta su concentración de Ca y el valor MALI cae por debajo de ~ 6 (ver Figura 4-3). Entretanto, a presiones medias y bajas, la proporción de Fe en la hornblenda tiende a aumentar conforme se reduce el contenido de Na, Al y Ca en esta producto del aumento en la estabilidad de la plagioclasa. Esto, sumado al mayor consumo de Mg en reacciones que producen clino y ortopiroxeno, lleva a la generación de fundidos con Mg# entre $\sim 0.30-0.45$. En contraste, al aumentar la presión, la proporción de Fe en la hornblenda disminuye ya que esta fase empieza a incorporar mayores cantidades de Mg, Al y Ca y como resultado los fundidos formados por su deshidratación tienen Mg# más alto. En las regiones en donde el anfíbol no es más estable (alta presión y/o alta temperatura), la desintegración del piroxeno conduce también a números de magnesio más elevados.

4.4. Sistemática de elementos traza

La distribución y proporción de elementos traza depende fuertemente de las fases minerales presentes en el momento en que se separa el fundido del residuo sólido (Shaw, 2006). De forma convencional, se ha aceptado que las especies minerales presentes en una asociación en equilibrio suelen estar relacionadas con rangos específicos de presión y temperatura, de modo que la composi-

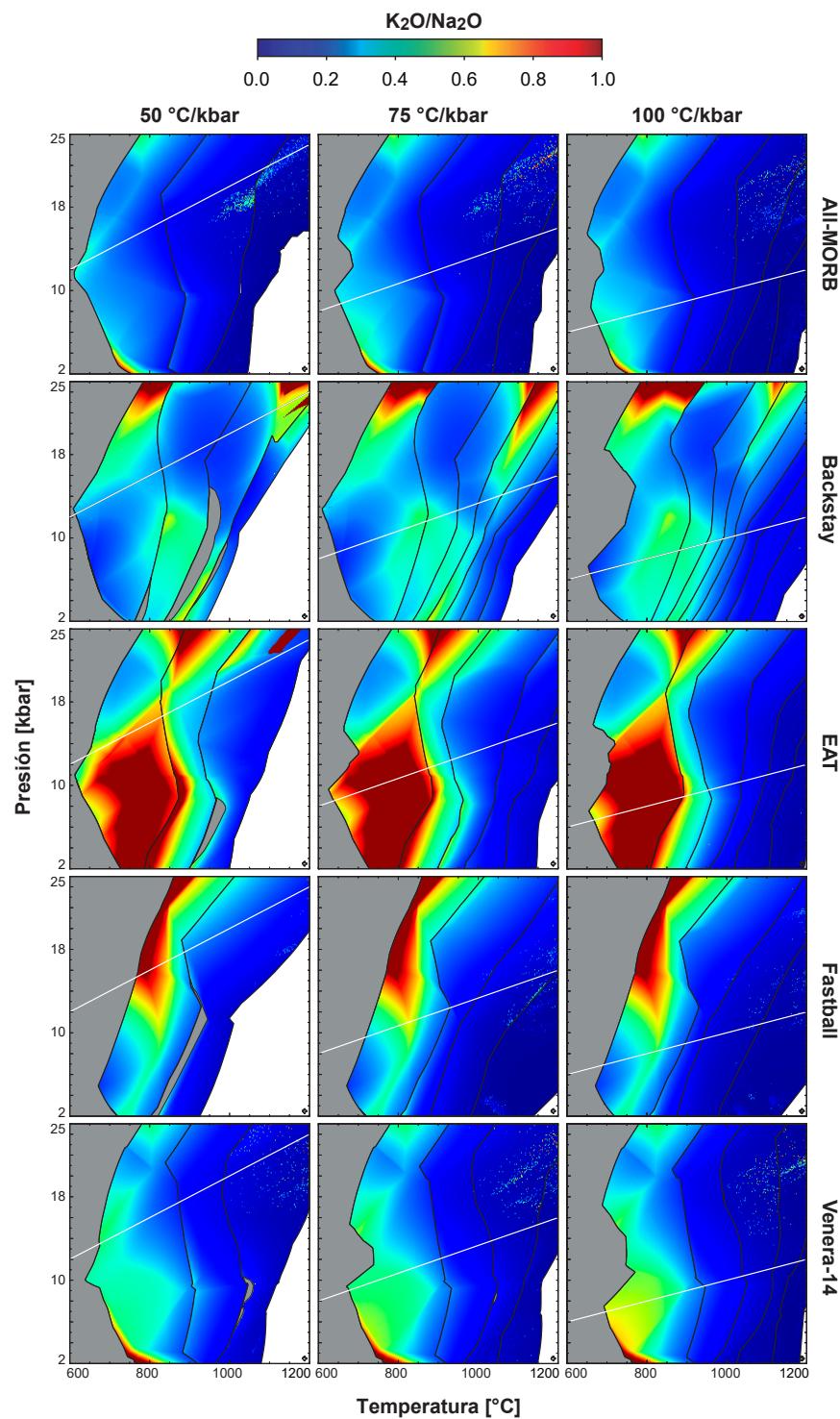


Figura 4-1.: PIXELMAPS de la proporción K_2O/Na_2O para las cinco litologías consideradas a lo largo de gradientes geotérmicos de 50, 75 y 100 °C/kbar. La línea blanca en cada diagrama representa la trayectoria seguida por cada gradiente.

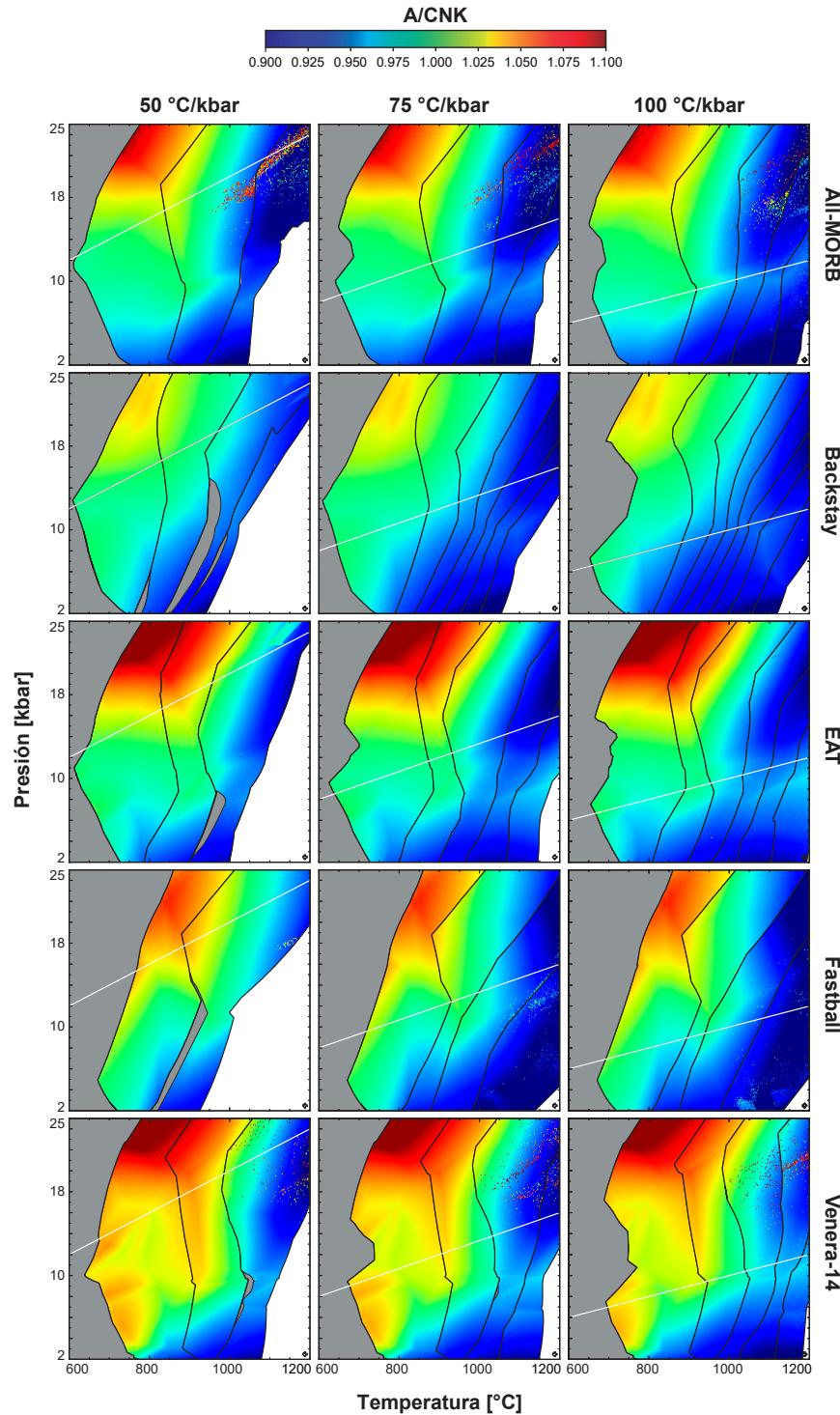


Figura 4-2.: PIXELMAPS del indice de saturación de aluminio (ASI - *Aluminium saturation index*) para las cinco litologías consideradas a lo largo de gradientes geotérmicos de 50, 75 y 100 °C/kbar. La línea blanca en cada diagrama representa la trayectoria seguida por cada gradiente. ASI = Al/(Ca + Na + K).

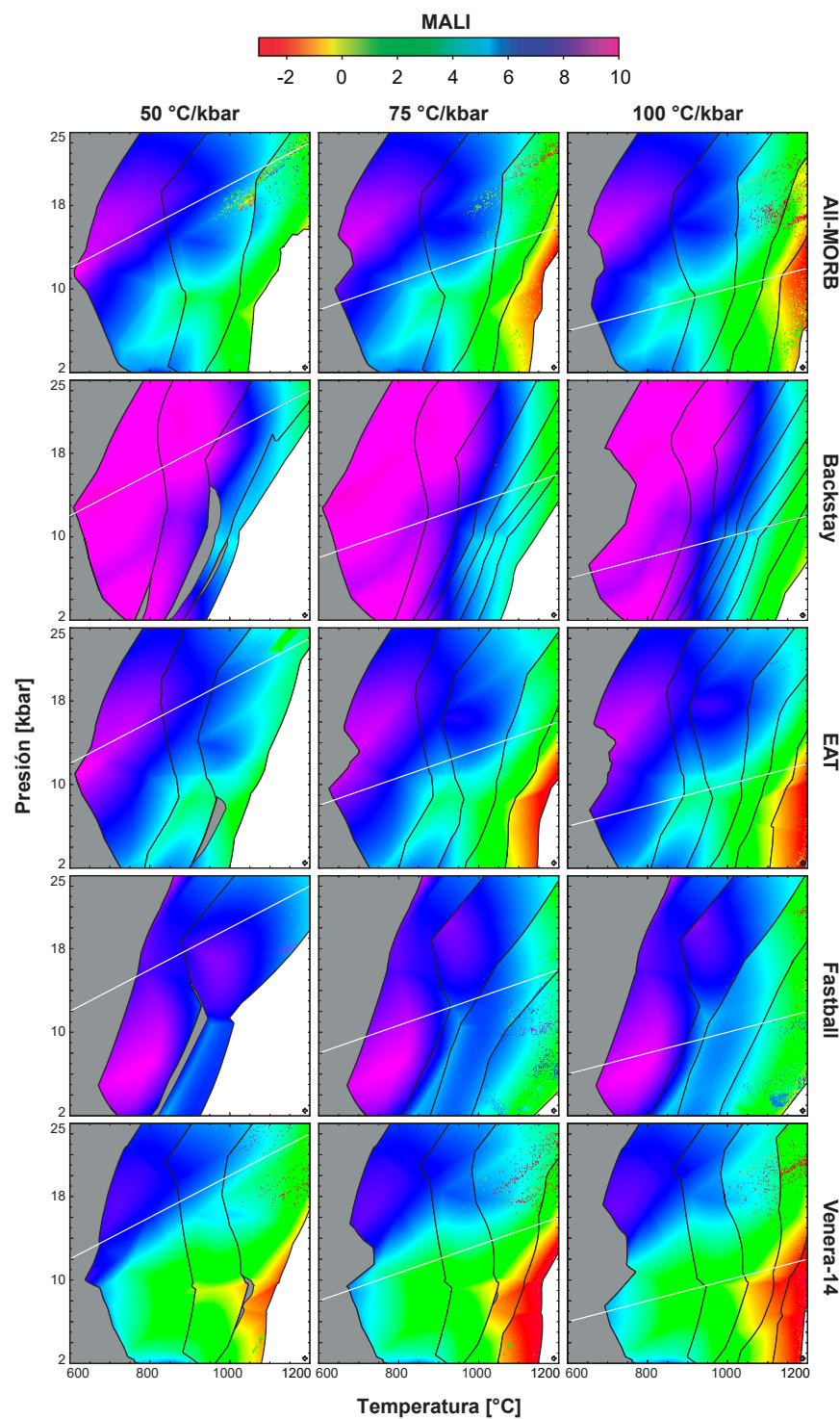


Figura 4-3.: PIXELMAPS del indice MALI (*modified alkali-lime index*) para las cinco litologías consideradas a lo largo de gradientes geotérmicos de 50, 75 y 100 °C/kbar. La línea blanca en cada diagrama representa la trayectoria seguida por cada gradiente. MALI = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$.

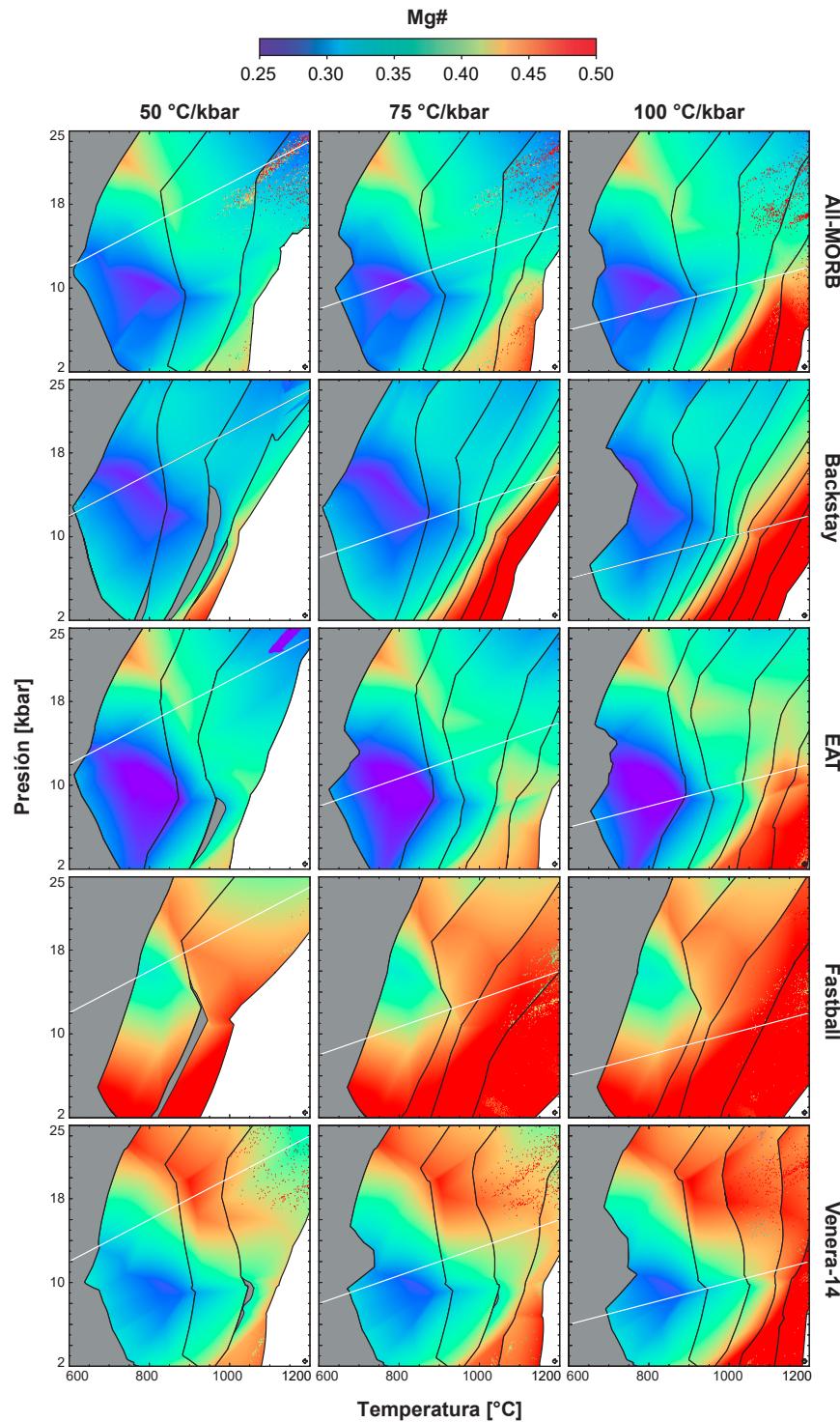


Figura 4-4.: PIXELMAPS del número de magnesio ($Mg\#$) para las cinco litologías consideradas a lo largo de gradientes geotérmicos de 50 , 75 y $100\text{ }^{\circ}C/\text{kbar}$. La línea blanca en cada diagrama representa la trayectoria seguida por cada gradiente. $Mg\# = Mg/(Fe + Mg)$.

ción de elementos traza de un magma granítico puede ser utilizada para rastrear la presencia de los minerales en el residuo y por consiguiente inferir las condiciones de $P-T$ a la cual se formaron los fundidos (e.g., Foley et al., 2002; Rapp et al., 2003; Moyen & Stevens, 2006; Moyen, 2011; Zhang et al., 2013). Con base en esto, Moyen (2011) presenta una clasificación de terrenos TTG soportada en la distribución de elementos traza de litologías en la naturaleza y el equilibrio mineral obtenido a partir de experimentos de fusión parcial en metabasaltos. Esta clasificación divide los TTGs en grupos de alta, baja y media presión. El primero tiene valores altos de Sr/Y y baja concentración de HREE; el segundo valores menores de Sr/Y y alta concentración de HREE y el tercero valores transicionales entre ambos extremos. Cada grupo es consistente con la existencia de un residuo sólido en equilibrio con el magma generado, cuya mineralogía explica la composición observada. De esta manera, los fundidos en el grupo de alta presión (≥ 20 kbar) debieron formarse en equilibrio con granate y rutilo; los del grupo de media presión (~ 15 kbar) en equilibrio con anfíbol, granate y sin plagioclasa y aquellos en el grupo de baja presión ($\sim 10-12$ kbar) en equilibrio con plagioclasa, piroxeno y en ausencia de granate.

Los análisis realizados en este trabajo están basados en las observaciones de Moyen (2011) y Moyen & Stevens (2006) sobre la sistemática de elementos traza en TTGs naturales y resultados experimentales; sin embargo, la metodología empleada aquí utiliza los residuos obtenidos mediante modelamiento del equilibrio de fases para estimar la concentración de elementos traza y compararlos con los promedios observados en la naturaleza. Los datos de la composición inicial de elementos traza de la fuente son los mismos para todas las litologías consideradas y se asume una fuente arqueana enriquecida que ha demostrado ser la composición que mejor correlación tiene con la génesis de los TTGs (Martin et al., 2014). La evolución de los magmas en este caso está controlada principalmente por la presencia en el residuo de hornblenda, plagioclasa, granate, augita, rutilo y en menores proporciones por ortopiroxeno, biotita, epidota, esfena, muscovita, ilmenita y magnetita. Algunas fases como el circón, apatito o monacita, que frecuentemente aparecen como minerales accesorios, pueden tener un gran control en la distribución de elementos traza del fundido debido al enorme coeficiente de partición que estos tienen para algunos elementos con respecto al fundido silicatado (Tabla 2-5). No obstante, estos no son tenidos en cuenta en el modelamiento que aquí se presenta puesto que su influencia puede haber sido insignificante para las condiciones del Arqueano (Keller & Schoene, 2012; Keller et al., 2017). En este periodo, el bajo grado de polimerización de los magmas que formaron la corteza primitiva y la menor concentración relativa de Zr en la corteza (que resulta de un menor grado de diferenciación) disminuyen la posibilidad de saturar minerales accesorios en cantidades importantes (Keller et al., 2017; Shao et al., 2019; Boehnke et al., 2013). En efecto, algunos trabajos han estimado cantidades insignificantes de circón en residuos dejados por rocas máficas, los cuales se reducen aún más cuando la fracción de fundido generado es mayor a $\sim 15\%$ (e.g., Gardiner et al., 2018b; Johnson et al., 2017). De todas maneras, aún si

existieran estas fases en cantidades considerables, el uso de estimaciones arbitrarias con respecto a su contenido puede causar que se subestimen las concentraciones de los elementos en los fundidos.

Relaciones Sr/Y, La/Yb, Nb/Ta, Nb/Y

Los diagramas binarios de las relaciones sistemáticas Sr-Y, Nb-Ta, Nb-Y y las proporciones Sr/Y-La/Yb muestran que efectivamente existe un comportamiento acorde con la mineralogía presente en el residuo, aunque no necesariamente con las condiciones de presión a las que se equilibraron los fundidos. Para el diagrama Sr vs. Y se aprecia una buena correlación entre los gradientes geotérmicos en los que son generados los fundidos y las regiones de presión definidas por (Moyen, 2011). Sin embargo, esta correspondencia no es del todo exacta y algunos fundidos se alejan de los campos de referencia, aunque permanecen dentro de los límites de los TTGs naturales. (e.g., All-MORB, EAT, Venera-14 en Figura 3-18). La relación con la presión es más evidente para el diagrama Sr/Y vs. La/Yb, en donde los fundidos formados a lo largo de gradientes geotérmicos mayores o iguales a 100 °C/kbar tienden a alejarse de las regiones en donde se concentra la mayor parte de los magmas TTG (Figura 3-19). En contraste, para las relaciones Nb vs. Ta y Nb vs. Y la asociación entre la presión y los campos definidos por los TTGs es menos clara y no se observa ninguna tendencia que sea evidente, en especial para los basaltos formados en Marte cuyo contenido de TiO₂ es más bajo con respecto a las demás litologías y por ende su proporción de rutilo en el residuo es bastante baja.

Vale la pena discutir más a fondo el caso de Fastball, pues es la litología con mayores particularidades. Su composición más primitiva resulta en fundidos en equilibrio con residuos sin plagioclasa y sin rutilo, por lo que para los gradientes geotérmicos más altos se tienen diferencias significativas con respecto a los TTGs naturales. En cambio, hacia gradientes menores (50 y 75 °C/kbar), los fundidos resultantes muestran consistencia con TTGs de alta y media presión, ya que las relaciones de partición entre elementos traza están controladas por la presencia de granate. Esto por supuesto no se aplica para el caso de Nb vs. Ta, en donde el mineral que controla en mayor medida el fraccionamiento es el rutilo y este no es estable en el equilibrio calculado. Así, en este diagrama no se observa ninguna posición específica para ningún fundido generado por Fastball y todos caen en la región de granitos potásicos debido a que, en ausencia de rutilo, las proporciones de Nb y Ta dependen de los coeficientes de partición de la hornblenda, augita y/o granate, los cuales son relativamente menores (Tabla 2-5). Lo anterior permite inferir que la distribución de elementos traza en magmas TTG no solamente está influenciada por las condiciones de presión a las que se equilibraron los

fundidos; la composición de elementos mayores del protolito ejerce también un control importante sobre la mineralogía resultante en el residuo y por ende en el fraccionamiento de elementos traza.

Fraccionamiento de HREE y anomalías de Sr, Eu y Nb.

Los diagramas Spider utilizados en este trabajo resultan útiles para evaluar el grado de similitud entre la firma geoquímica de los fundidos producidos con respecto a la del promedio de magmas TTG en la naturaleza (Moyen, 2011; Moyen & Martin, 2012). Estos diagramas permiten reconocer la existencia de anomalías y patrones característicos observados en el registro geológico, mientras que los diagramas binarios discutidos en la sección anterior apenas dan una idea de las condiciones de presión y de la mineralogía presente en los residuos. Por esta razón, en los diagramas binarios varios fundidos que de cierto modo difieren del promedio de los TTGs en términos de elementos mayores quedan igualmente incluidos en el rango composicional observado en la naturaleza, conduciendo a interpretaciones acerca del origen de los fundidos que pueden ser imprecisas.

Las figuras 3-22 a 3-26 son diagramas de elementos traza organizados en orden de compatibilidad y normalizados al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) para los fundidos generados por cada una de las litologías aquí consideradas. En estos diagramas, no se incluye la totalidad de los fundidos resultantes, sino sólo aquellos que de acuerdo a su composición de elementos mayores parecen tener algún grado de semejanza con el promedio de composiciones TTG en el registro geológico (ver sección 4.3). En general, las características que distinguen a los TTG de otros granitoides incluyen un marcado patrón de fraccionamiento de HREE e Y, enriquecimiento en LILE (Rb, Ba, Th, etc.), anomalía negativa de Nb y, comúnmente, no muestran empobrecimiento en Sr o Eu (Moyen, 2011, 2019). Las primeras tres características se cumplen en la totalidad de los fundidos aquí calculados, de manera que los diagramas muestran una clara pendiente negativa con disminución hacia elementos menos incompatibles. La magnitud de la anomalía de Nb cambia en función del contenido de rutilo, de modo que se hace más pronunciada cuando esta fase está presente y menos cuando no lo está. Así, los fundidos generados a lo largo de gradientes geotérmicos más altos tienden a mostrar una anomalía menor, del mismo modo en que lo hacen los fundidos derivados de los basaltos de Marte, cuyo bajo contenido de TiO_2 condiciona la presencia rutilo en el equilibrio. La evidente anomalía positiva de Sr y Eu en el promedio de los TTGs sugiere que la mayoría de estos fueron equilibrados con un residuo en donde la plagioclasa era ausente—generalmente en zonas de media o alta presión. No obstante, es de esperar que una gran parte de magmas TTG, naturales y calculados, también muestre anomalías negativas para estos elementos cuando los fundidos se forman dentro del campo de estabilidad de la plagioclasa (e.g., Johnson et al., 2017). Para los fundidos que aquí se obtienen, dicha anomalía es más evidente con trayectorias definidas por mayores

gradientes geotérmicos y se reduce al disminuir el gradiente y entrar a zonas de mayor presión. Además, todas las litologías suelen generar fundidos con menor grado de fraccionamiento de Y y HREE conforme aumenta el gradiente geotérmico, lo cual refleja ausencia de granate hacia zonas de menor presión. Es posible que, en la naturaleza, el grado de fraccionamiento para los fundidos producidos a lo largo de gradiente geotérmicos altos sea mayor y el modelamiento del equilibrio de fases lo subestime. Esto debido a la ausencia de MnO en el cálculo del equilibrio, el cual tiene una influencia importante en el campo de estabilidad del granate, extendiéndolo hacia zonas de menor presión cuando esta presente en cantidades importantes (White et al., 2014b). Para el caso de Backstay y Fastball, el contenido de MnO es al menos dos veces más alto que el promedio de los basaltos terrestres (Lanza et al., 2014; Taylor & McLennan, 2009), de modo que podría esperarse que para estas litologías la estabilidad del granate se amplíe hacia regiones de menor presión y el grado de fraccionamiento de HREE sea mayor. La ausencia de modelos termodinámicos para MnO compatibles con las relaciones de fusión parcial para rocas máficas (i.e., Green et al., 2016), representa una limitación del equilibrio de fases que puede llegar a ser importante.

Es importante resaltar que únicamente para el caso de Fastball, que es la composición más primitiva considerada, se observan anomalías positivas de Sr y Eu, siguiendo además un patrón de fraccionamiento similar al del promedio de los TTG a lo largo de gradientes más bajos (Figura 3-25). Lo anterior puede tener implicaciones geodinámicas importantes. Una composición menos evolucionada tiende a mostrar mayor contenido de MgO y menor de Al₂O₃, resultando en la formación de menores y más limitadas cantidades de plagioclasa en el residuo después de que se extrae el fundido incluso en zonas de presión media. Asimismo, el granate puede ser formado en equilibrio con anfibol y/o clinopiroxeno, impartiendo al fundido las características propias de TTGs de media y/o alta presión. Esto implica que una corteza primitiva con características similares a las de Fastball tiene el potencial de generar magmas en zonas entre media y alta presión con la firma geoquímica de los TTGs, contrario a lo que se plantea en estudios anteriores (e.g., Foley et al., 2002). Esta inferencia por supuesto no excluye otras litologías como potenciales generadoras de magmas TTG en condiciones de media y alta presión; evidentemente, EAT y Venera-14, con un mayor grado de evolución, son capaces de generar fundidos bajo estas condiciones que se correlacionan muy bien con el promedio de los TTGs tanto en su composición de elementos mayores como en la de elementos traza.

El problema del Nb/Ta: ¿Existe una fuente basáltica oculta?

La Figura 3-20 muestra valores de Nb/Ta concentrados entre ~10-15 para los fundidos que son obtenidos en este trabajo. Aunque, todos estos caen en la región correspondiente al promedio definido por los magmas TTG naturales, el promedio de estos últimos es de apenas ~7.6 y puede

llegar incluso a ser tan bajo como ~ 5.6 (Moyen & Martin, 2012), contrastando de manera importante con la composición actual de la corteza superior que tiene valores de ~ 14 (Rudnick & Gao, 2003). Esta inconsistencia no es exclusiva de los resultados que aquí se presentan, varios estudios involucrando tanto modelamiento de equilibrio de fases como petrología experimental resultan en el mismo problema (e.g., Moyen & Stevens, 2006; Foley et al., 2002; Johnson et al., 2017; Ge et al., 2018). Tanto la concentración del Nb y Ta, como la magnitud del radio entre los dos está controlada principalmente por la presencia de rutilo en el residuo, el cual tiene coeficientes de partición particularmente altos para ambos elementos. Entre los dos, el Nb es un poco más incompatible que el Ta (ver Tabla 2-3), de manera que a medida que aumenta la fracción de fundido en el equilibrio mineral en presencia de rutilo, el índice Nb/Ta también tiende a incrementar. Si el rutilo no está presente, la proporción entre estos dos elementos no cambia en gran medida con respecto al protolito debido a que la sistemática queda controlada por fases con coeficientes de partición mucho más bajos. Además, en ausencia de rutilo, la única forma de disminuir significativamente la proporción Nb/Ta es con un residuo extremadamente enriquecido en plagioclasa ($> 75\%$), ya que esta es la única fase que partitiona preferencialmente el Nb sobre el Ta. Esta posibilidad de producir fundidos con tal contenido de plagioclasa suena interesante, especialmente a la luz de la ocurrencia de rocas metamórficas de composición “anortosítica” restringidas al Arqueano (Ashwal, 2010). Sin embargo, un residuo con esa composición mineralógica plantea un escenario geodinámico improbable y con inconsistencias acerca del protolito que lo habría producido, de manera que el origen de rocas anortosíticas en el Arqueano se explica más fácil mediante acumulación de magmas y posterior fraccionamiento durante las etapas más tempranas de diferenciación de la corteza (Condie, 1994; Ashwal, 2010).

La otra alternativa a este problema de la baja proporción Nb/Ta en TTGs naturales es la existencia de un protolito con valores de Nb/Ta originalmente reducidos (~ 7 ; Moyen & Stevens (2006)). Este tipo de litología parental ha sido considerada en trabajos previos para demostrar la generación de fundidos TTG por fusión parcial de eclogitas (e.g., Rapp et al., 2003; Xiong, 2006). No obstante, en el registro geológico no parece existir un protolito con tales características (al menos no comúnmente). Distintos tipos de basaltos oceánicos y la composición del manto primitivo retienen por lo general valores condíriticos de ~ 17 (Sun & McDonough, 1989), mientras que la fuente arqueana enriquecida es de ~ 12 . Lo anterior deja abierta la pregunta acerca de la existencia de una composición basáltica en el Arqueano con valores suficientemente bajos de Nb/Ta como para producir magmas TTG. Si existió, ¿A dónde fueron los residuos generados? ¿Hay alguna evidencia en el registro geológico del Arqueano que lo confirme? ¿Qué tipo de mecanismo habría resultado en una diferenciación tan anómala de la corteza? ¿Era la interacción entre el manto primitivo y la proto-corteza considerablemente diferente a la actual?. Aunque estas preguntas no se pueden resolver con los resultados aquí obtenidos, son problemas que vale la pena abordar en el

futuro aprovechando herramientas computacionales y estadísticas que permitan hacer un análisis comparativo de los datos composicionales disponibles para las litologías predominantes en la Tierra durante los primeros 2.0 Ga después de su formación.

4.5. Mejores correlaciones y condiciones óptimas para la generación de magmas TTG

Todas las composiciones modeladas generan fundidos que de alguna manera u otra tienen similitud con el promedio composicional de los terrenos TTG en la naturaleza o están dentro de su rango de composición. Sin embargo, integrando criterios geoquímicos adicionales como el patrón de distribución de óxidos mayores, proporciones elementales ($Mg\#$, ASI, K_2O/Na_2O) y concentraciones y radios de elementos traza, los fundidos que mejor correlación muestran son los siguientes: con EAT, los producidos de forma acumulada durante el segundo y tercer evento de extracción a lo largo del gradiente de $75\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ y el segundo paquete acumulado en $100\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$; para Fastball, el primer fundido extraído con el gradiente de $50\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ y, de forma condicional, el segundo y tercer fundido acumulado a lo largo de la trayectoria de $75\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$; con Venera-14, los tres fundidos acumulados para el gradiente geotérmico de $75\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$. Las condiciones de $P-T$ en las que se generan estos fundidos definen una ventana entre $\sim 10\text{-}18\text{ kbar}$ y $\sim 850\text{-}1050\text{ }^{\circ}\text{C}$, siendo el rango de temperatura mucho más extenso de lo que anteriormente se pensaba producto de la acumulación de magmas durante varios eventos de pérdida de fundido (i.e., $\sim 800\text{-}950\text{ }^{\circ}\text{C}$; Palin et al. (2016b) y Johnson et al. (2017)). En total, la producción de magmas TTG acumulados dentro de este rango varía entre $\sim 15\%$ y $\sim 40\%$. Las profundidades a las que se tienen estas condiciones varían entre ~ 30 y $\sim 60\text{ km}$, definiendo gradientes entre $\sim 15\text{-}30\text{ }^{\circ}\text{C/km}$ cuando se convierte la presión litostática a profundidad asumiendo una densidad de 3.0 g/cm^3 para la corteza. Las fuentes de las que se derivan estos magmas pueden variar con respecto a su grado de evolución; no obstante, protolitos más primitivos tienden a equilibrar fundidos TTG a mayor profundidad y protolitos más evolucionados más cerca a la superficie. Además, todas las litologías fuente pueden generar granitos potásicos cuando se producen fracciones menores de fundido ($< 15\%$), de manera que estos podrían no sólo considerarse magmas secundarios sino también magmas primarios originados por bajos grados de fusión parcial. Esto es acorde con la baja proporción de granitos potásicos en la naturaleza Moyen (2011) y con los resultados de otros estudios que involucran modelamiento de equilibrio de fases y petrología experimental (e.g., Moyen & Stevens, 2006; Johnson et al., 2017; Palin et al., 2016b; Zhang et al., 2013).

4.6. Implicaciones geodinámicas: ¿subducción o tectónica stagnant-lid?

No se conocen con certeza los gradientes geotérmicos característicos de zonas de subducción en el Arqueano, si es que este proceso operaba entonces. Sin embargo, en el caso de que este estilo tectónico haya operado durante este periodo, los factores que controlan la estructura térmica del canal de subducción—tasa de convergencia y edad de las placas que subducen—no debieron diferir en gran medida con respecto a las que se observan actualmente (Korenaga, 2006, 2013). De acuerdo con estudios de modelamiento numérico, las zonas de subducción modernas se caracterizan por bajos gradientes geotérmicos durante el enterramiento inicial ($\sim 5\text{-}12\ ^\circ\text{C/km}$), los cuales definen una ventana de $P\text{-}T$ entre $\sim 250\text{-}400\ ^\circ\text{C}$ y $\sim 12\text{-}25\ \text{kbar}$, dependiendo del angulo de subducción (Syracuse et al., 2010). Si se asumen estas mismas condiciones para el Arqueano, el solidus de una corteza hidratada que desciende en el canal de subducción ocurriría a muy alta presión en facies eclogita ($>18\ \text{kbar}$ y al menos $\sim 700\text{-}750\ ^\circ\text{C}$) (Palin et al., 2016b). Los resultados que aquí se presentan muestran que únicamente se alcanzan condiciones similares, produciendo magmas con la firma de los terrenos TTG, a partir de la fusión parcial de un protolito de composición primitiva (Fastball). El volumen de magma generado con respecto a la fuente basáltica sería de apenas $\sim 15\ \%$ considerando que no hay adición externa de fluido, lo cual parece ser significativamente bajo para explicar todo el volumen de magmas TTG observado en el registro geológico (Bédard, 2006). Así pues, es poco probable que la fusión parcial de placas oceánicas en zonas de subducción haya sido el proceso dominante durante el Arqueano, aunque puede haber contribuido en parte con la generación de TTGs de alta presión que, como se ha establecido, representan apenas $\sim 20\ \%$ de todos los terrenos TTG (Moyen, 2011).

Algunos modelos geodinámicos del Arqueano sugieren que un escenario con tectónica de placas solo sería viable con bajos angulos de subducción (Figura 4-6) (e.g., Sizova et al., 2015; van Hunen & Moyen, 2012). En este caso, la evolución térmica de la corteza oceánica implicaría un incremento de las condiciones de $P\text{-}T$ durante las etapas más tempranas de subducción y subsecuente calentamiento más o menos isobárico a la presión alcanzada en la base del “arco de isla” o proto-continent (Palin et al., 2016b). Teniendo en cuenta que la corteza continental generada en el Arqueano no debió diferir significativamente en su espesor con respecto a la que existe en el presente (Korenaga, 2013), es razonable pensar que un espesor de $\sim 40\text{-}60\ \text{km}$ con presiones entre $\sim 12\text{-}18\ \text{kbar}$ sería ideal para que ocurriera fusión parcial y generación de magmas TTG. Por supuesto, en este escenario se tendría muy baja interacción entre los magmas producidos y el manto suprayacente, el cual ha sido considerado como el mecanismo responsable del alto Mg# en terrenos TTG (Martin & Moyen, 2002; Martin et al., 2014; Moyen, 2011). Sin embargo, los resultados que

aquí se presentan muestran que, con el protolito y condiciones $P-T$ adecuadas, es posible generar fundidos con las características composicionales de los magmas TTG en la naturaleza. Estos resultados contrastan con estudios previos que han fallado en reproducir estos altos valores de número de Mg (e.g., Moyen & Stevens, 2006; Rapp & Watson, 1995; Palin et al., 2016b).

Una alternativa para la configuración tectónica que permitiría formar corteza continental de acuerdo a los resultados que aquí se obtienen es fusión parcial en la base de una corteza máfica engrosada o plateau oceánico. El espesor de tal corteza en el Arqueano asumiendo una temperatura potencial del manto de 1600-1650 °C sería de aproximadamente 40-45 km (Korenaga, 2006; Zhang et al., 2013; Herzberg & Rudnick, 2012) con presiones litostáticas en la base variando entre ~12-15 kbar. Este tipo de plateaux habrían sido comunes en un ambiente *stagnant-lid* en el Arqueano y su espesor podría haber sido relativamente variable (Kamber, 2010). El engrosamiento ocurriría por enterramiento sucesivo de flujos de lava submarinos en regiones de alta actividad magnmática, lo cual también provee un mecanismo de transporte de H₂O hasta grandes profundidades (O'Neill et al., 2007; Kamber, 2010; Palin et al., 2016b). Este escenario explica la mayor ocurrencia de TTGs de media y baja presión a lo largo de las trayectorias definidas por los gradientes de 75 y, en menor medida, 100 °C/kbar, en regiones del espacio $P-T$ con mayor producción de fundido. Si en algunos casos localizados la corteza era más espesa (~60 km a ~18 kbar), también se explicaría la ocurrencia de menores cantidades de fundidos tipo TTG de alta presión en esta configuración. La producción de magmas TTG en este ambiente geodinámico está asociada a residuos ricos con cantidades variables de piroxeno y granate, cuya alta densidad (~3.3 g/cm³ o mayor; Figura 4-5) causaría delaminación dentro del manto, dejando atrás una corteza félscica menos densa y/o provocando ascenso de material astenosférico y creación de nueva corteza primaria (Figura 4-6) (Bédard, 2006, 2017; Johnson et al., 2014; Palin et al., 2016b).

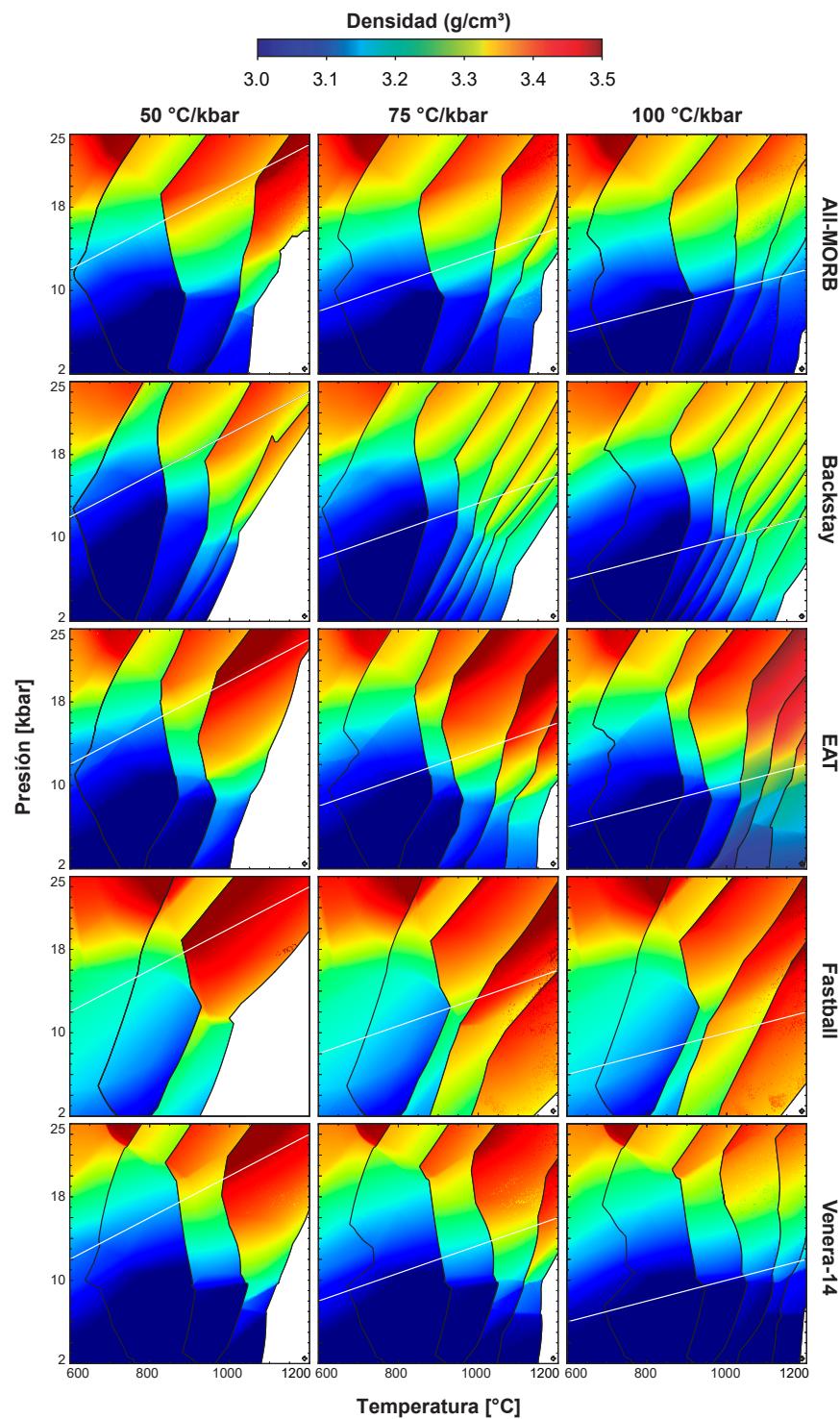


Figura 4-5.: PIXELMAPS de la densidad total de las fases sólidas para las cinco litologías consideradas a lo largo de gradientes geotérmicos de 50, 75 y 100 °C/kbar. La línea blanca en cada diagrama representa la trayectoria seguida por cada gradiente.

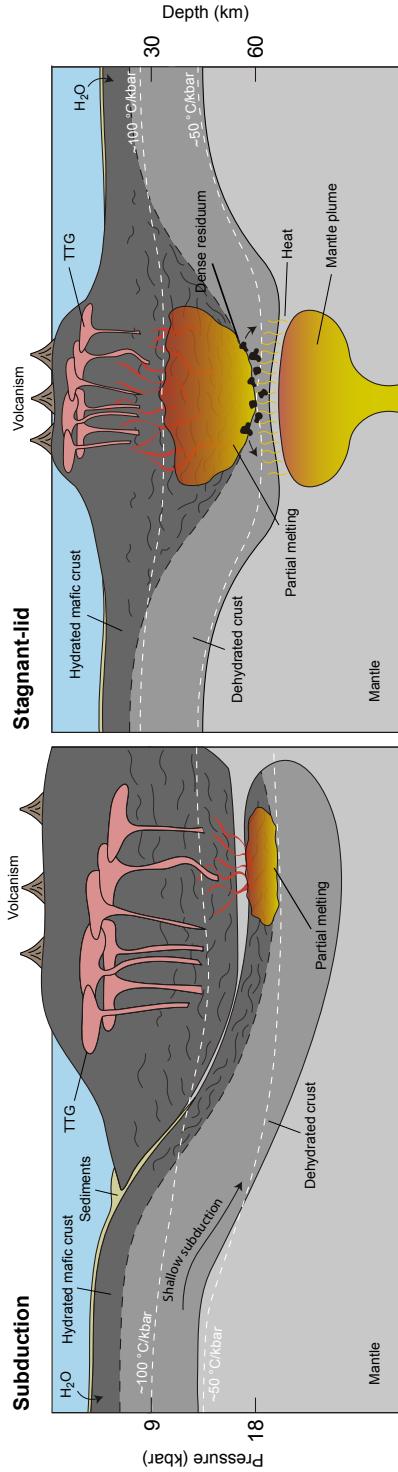


Figura 4-6: Esquema de los ambientes geodinámicos propuestos para la generación de magmas TTG en el Arqueano. A la izquierda, fusión parcial de la placa oceánica que subduce a muy bajo angulo en un escenario de tectónica de placas activa. A la derecha, fusión parcial en la base de una corteza engrosada/plateau oceanico en un ambiente dominado por tectónica de tipo *stagnant-lid*. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm^3 para una corteza máfica. Las figuras no están a escala y están basadas en Palin et al. (2016b).

5. Conclusiones

Los primeros fragmentos de corteza continental representados por fundidos TTG fueron formados por fusión parcial de corteza oceánica con composición relativamente variable. Todas las litologías consideradas en este trabajo para la composición de la corteza terrestre primitiva son capaces de generar fundidos dentro de los límites composicionales de los magmas TTG; sin embargo, EAT (toleíta arqueana enriquecida), Fastball (corteza primitiva de Marte) y Venera-14 (corteza evolucionada de Venus) muestran las mejores correlaciones en términos de elementos mayores, elementos traza y parámetros de composición del fundido (K_2O/Na_2O , ASI, Mg#). Por lo tanto, rocas máficas de baja alcalinidad formadas en ambientes *stagnant-lid* pueden ser candidatos plausibles para la generación de corteza continental en el Arqueano. El rango de presión y temperatura requerido para formar magmas TTG varía entre $\sim 10\text{-}18$ kbar y $\sim 850\text{-}1050$ °C, aunque la temperatura puede alcanzar hasta 1150 °C si se tiene en cuenta la acumulación de magma luego de múltiples eventos de extracción de fundido. Estas condiciones se presentan con gradientes geotérmicos entre 50 y 100 °C/kbar, en profundidades variables entre $\sim 30\text{-}60$ km, las cuales podrían haberse generado en zonas de subducción de bajo ángulo con geotermas más calientes que las modernas, o en la base de un plateau oceánico engrosado ($\sim 30\text{-}60$ km). La productividad total de fundido es de al menos $\sim 15\%$ y hasta $\sim 40\%$, requiriendo acumulación de magmas después de dos o tres eventos de extracción en la mayoría de los casos. Los residuos producidos en la base de esa corteza serían lo suficientemente densos para generar delaminación dentro del manto y ascenso de material desde la astenosfera.

Por otra parte, la generación de TTGs requiere de reacciones de fusión por deshidratación de anfibol. En el caso de asociaciones incluyendo biotita, muscovita o epidota en proporciones significativas la producción de magmas sódicos requiere de grandes volúmenes de fusión ($\geq 15\%$), de lo contrario los magmas resultantes serían peraluminosos y/o potásicos. Lo anterior implica que los granitos potásicos asociados a terrenos TTG no sólo representan magmas secundarios, sino también fundidos primarios resultantes de bajas fracciones de fusión parcial. Además, la fusión parcial de litologías basálticas en facies eclogita resulta en la generación de muy bajos volúmenes de fundidos graníticos peraluminosos y/o potásicos que difieren en gran medida de las características de los magmas TTG.

Finalmente, la firma de elementos traza sugiere que una composición más primitiva de la fuente permitiría la formación de fundidos TTG de alta e incluso media presión con anomalía positiva de Sr y Eu, característica de la mayoría de TTGs naturales. Composiciones del protolito con mayor grado de evolución resultarían en TTGs de media y baja presión, mostrando anomalías negativas de Sr y Eu. Es probable que la fuente de la cual se derivaron los terrenos TTG tuviera una proporción Nb/Ta significativamente más baja que la observada en basaltos modernos; no obstante, la naturaleza y composición de esa fuente permanece desconocida.

A. Anexo: Output y herramientas de procesamiento de datos

- Output de Theriak con resultados del modelamiento.
- Hojas de cálculo en excel utilizadas para transformar composiciones químicas y calcular cambios de composición por pérdida de fundido.
- Script de python para generar PIXELMAPS con parámetros adicionales del fundido a partir del output de Therak-Domino.

Los archivos correspondientes pueden ser consultados en el siguiente enlace:

<https://github.com/jdavidhm90/Partial-melting-and-TTG-production.git>

B. Anexo: Figuras no incluidas en el texto

- Pseudosecciones y diagramas de elementos traza no incluidos en el cuerpo del documento.

Pseudosecciones

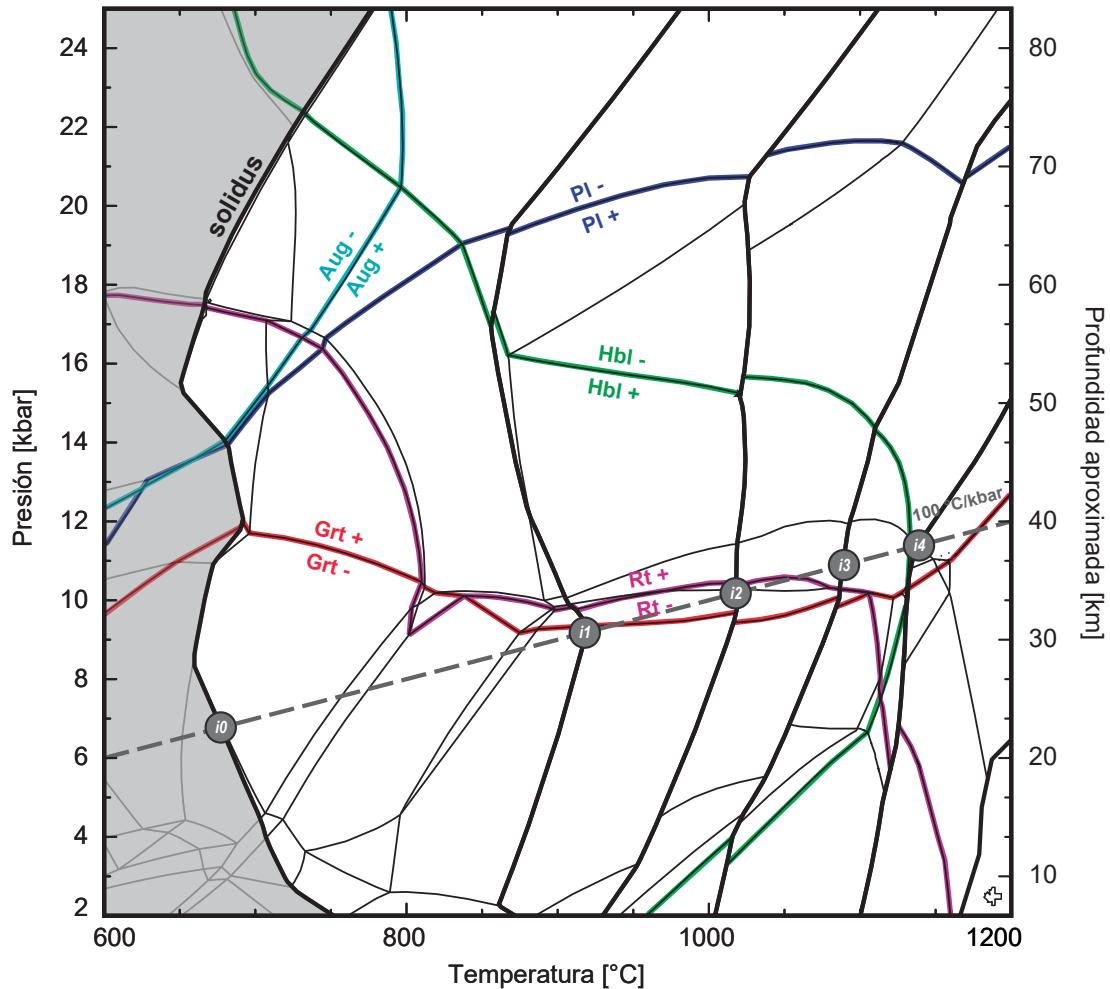


Figura B-1.: Pseudosección P - T fraccionada para All-MORB con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de $100 \text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfibol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm^3 para una corteza máfica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

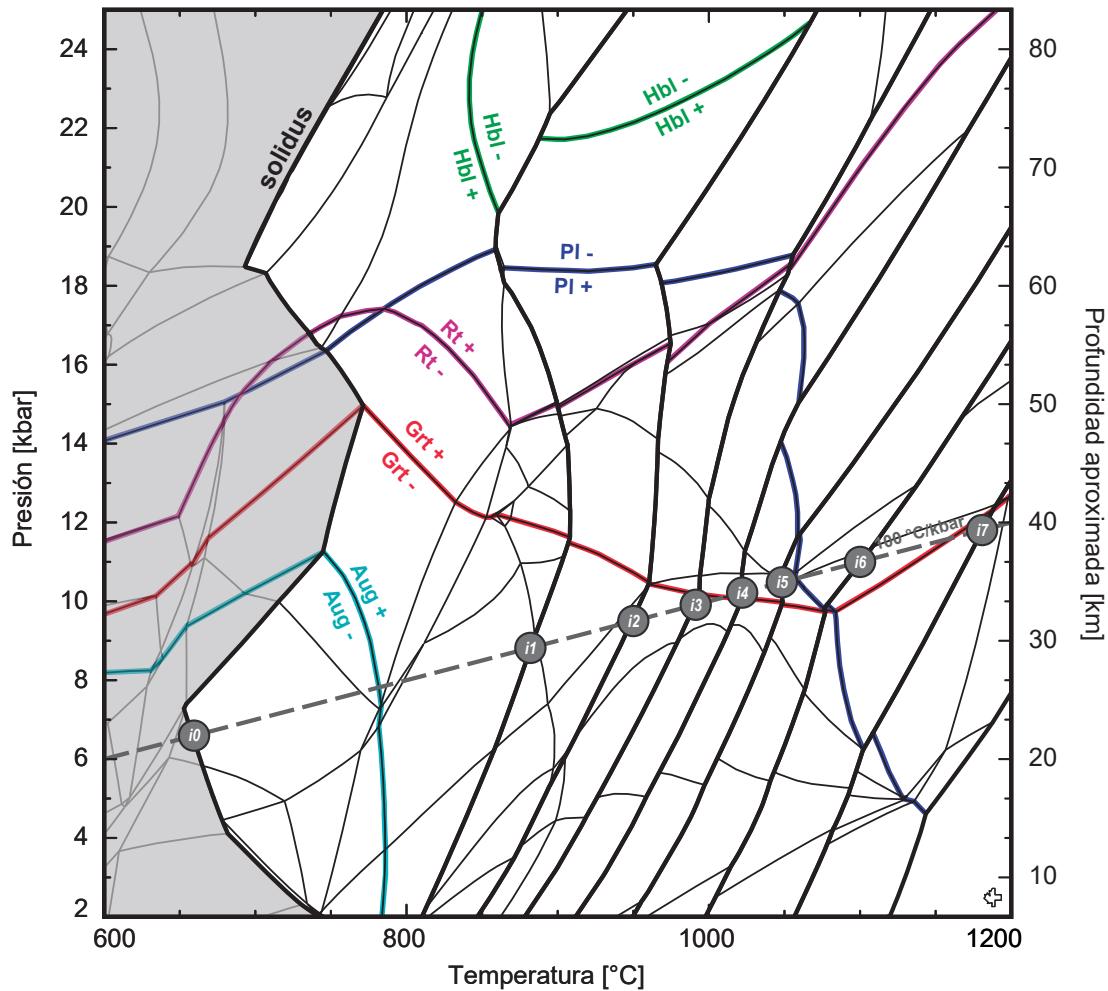


Figura B-2.: Pseudosección $P-T$ fraccionada para Backstay con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de $100\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfibol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopyroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm^3 para una corteza máfica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

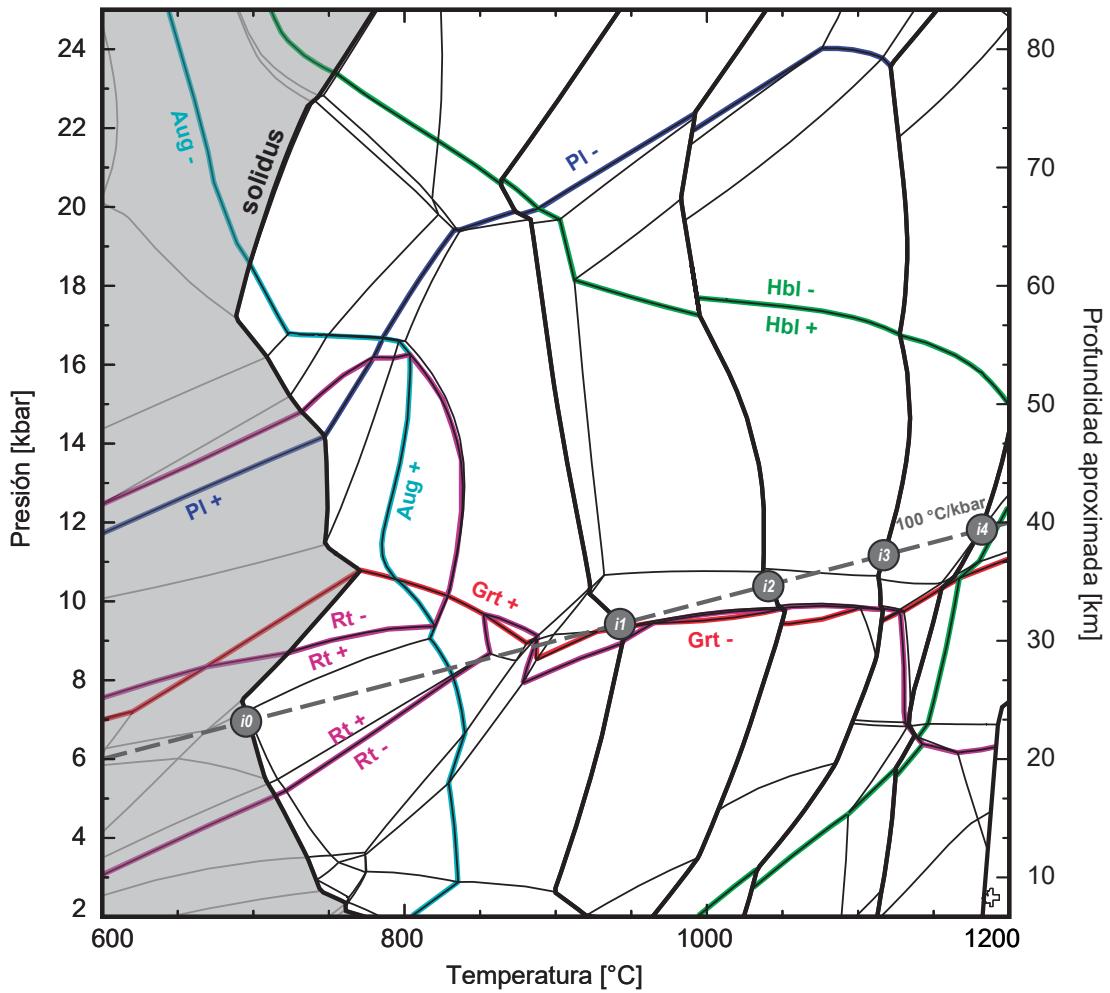


Figura B-3.: Pseudosección P - T fraccionada para Venera-14 con condiciones de saturación mínimas de fluido en la intersección entre el solidus y la trayectoria seguida por un gradiente geotérmico de $100\text{ }^{\circ}\text{C/kbar}$ (línea gris discontinua). Los puntos i_n representan los eventos de pérdida de fundido que ocurren a lo largo de cada trayectoria. El área gris corresponde a la región del subsolidus, mientras que las líneas negras gruesas representan el solidus y los contornos en donde el sistema alcanza una fracción del 20 % de fundido. Las líneas roja, verde, azul, cian y violeta marcan los límites de la estabilidad del granate (Grt), anfibol-hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), clinopiroxeno-augita (Aug) y rutilo (Rt), respectivamente. Por su parte, las líneas negras delgadas marcan la aparición o desaparición de otras fases minerales del equilibrio. La profundidad aproximada se obtiene de la presión litostática asumiendo una densidad de 3.0 g/cm^3 para una corteza máfica. Todas las abreviaciones minerales están basadas en Whitney & Evans (2010).

Diagramas Spider para fundidos individuales

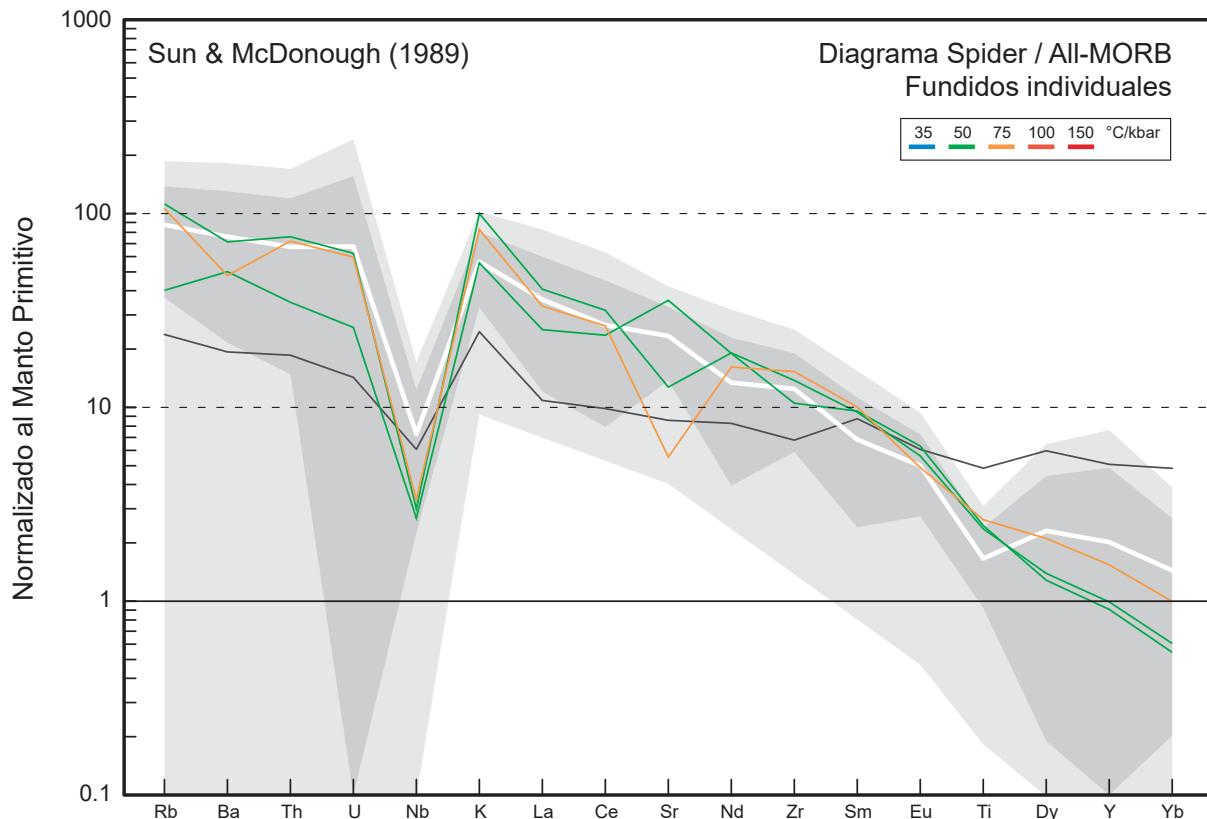


Figura B-4.: Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de Fastball (Sun & McDonough, 1989). Las regiones gris oscura y gris clara representan el promedio composicional de los terrenos TTG dentro de 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca corresponde al promedio composicional de los TTGs sódicos (Moyen, 2011), mientras que la línea oscura es la composición de elementos traza de la fuente enriquecida (Martin et al., 2014). Se resaltan los fundidos que en términos de elementos mayores mejor se asemejan a magmas TTG naturales.

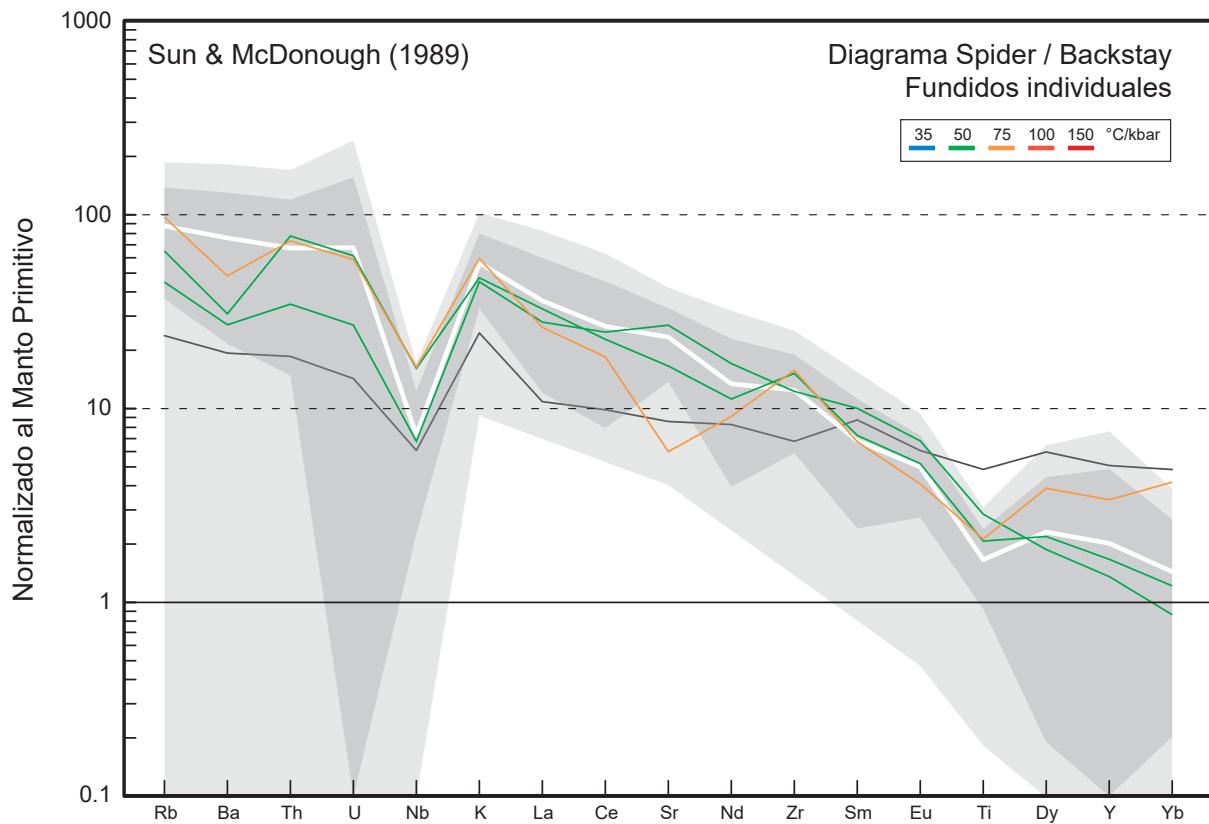


Figura B-5.: Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de Backstay (Sun & McDonough, 1989). Las regiones gris oscura y gris clara representan el promedio composicional de los terrenos TTG dentro de 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca corresponde al promedio composicional de los TTGs sódicos (Moyen, 2011), mientras que la línea oscura es la composición de elementos traza de la fuente enriquecida (Martin et al., 2014). Se resaltan los fundidos que en términos de elementos mayores mejor se asemejan a magmas TTG naturales.

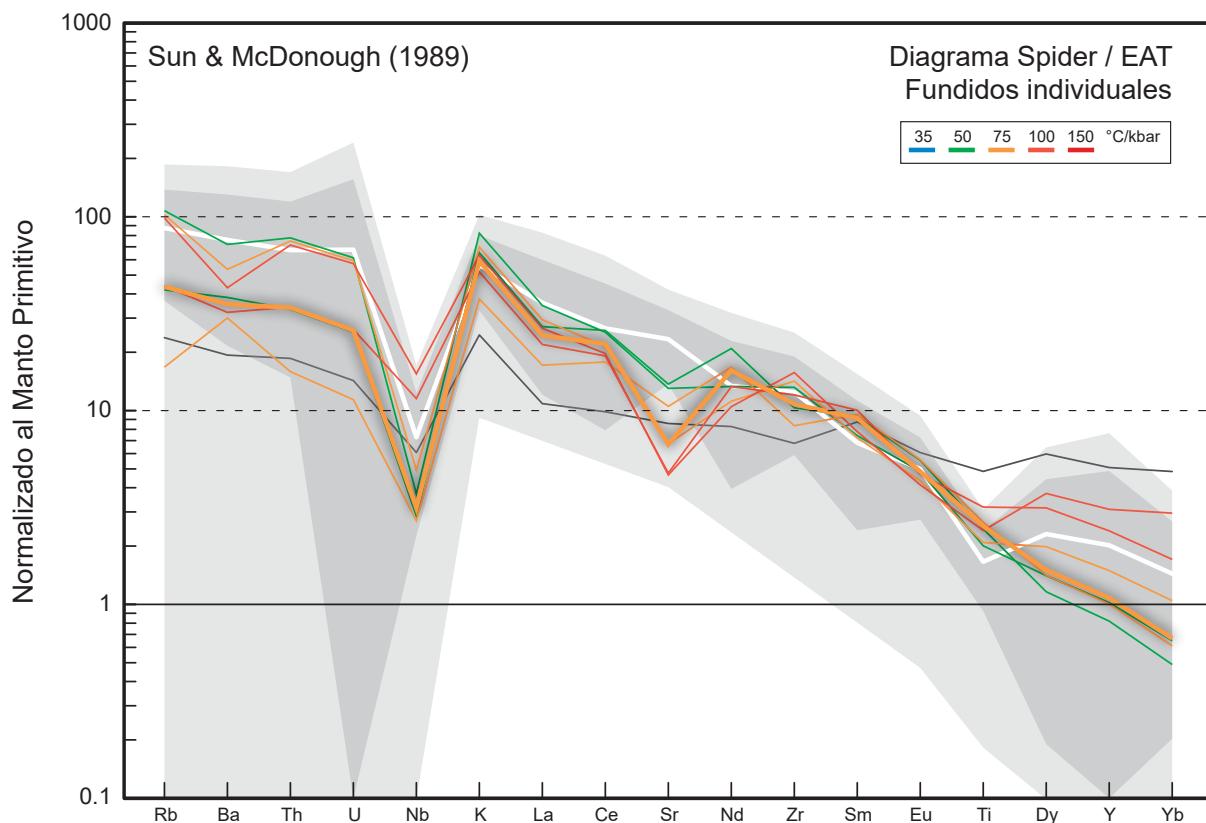


Figura B-6.: Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de EAT (Sun & McDonough, 1989). Las regiones gris oscura y gris clara representan el promedio composicional de los terrenos TTG dentro de 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca corresponde al promedio composicional de los TTGs sódicos (Moyen, 2011), mientras que la línea oscura es la composición de elementos traza de la fuente enriquecida (Martin et al., 2014). Se resaltan los fundidos que en términos de elementos mayores mejor se asemejan a magmas TTG naturales.

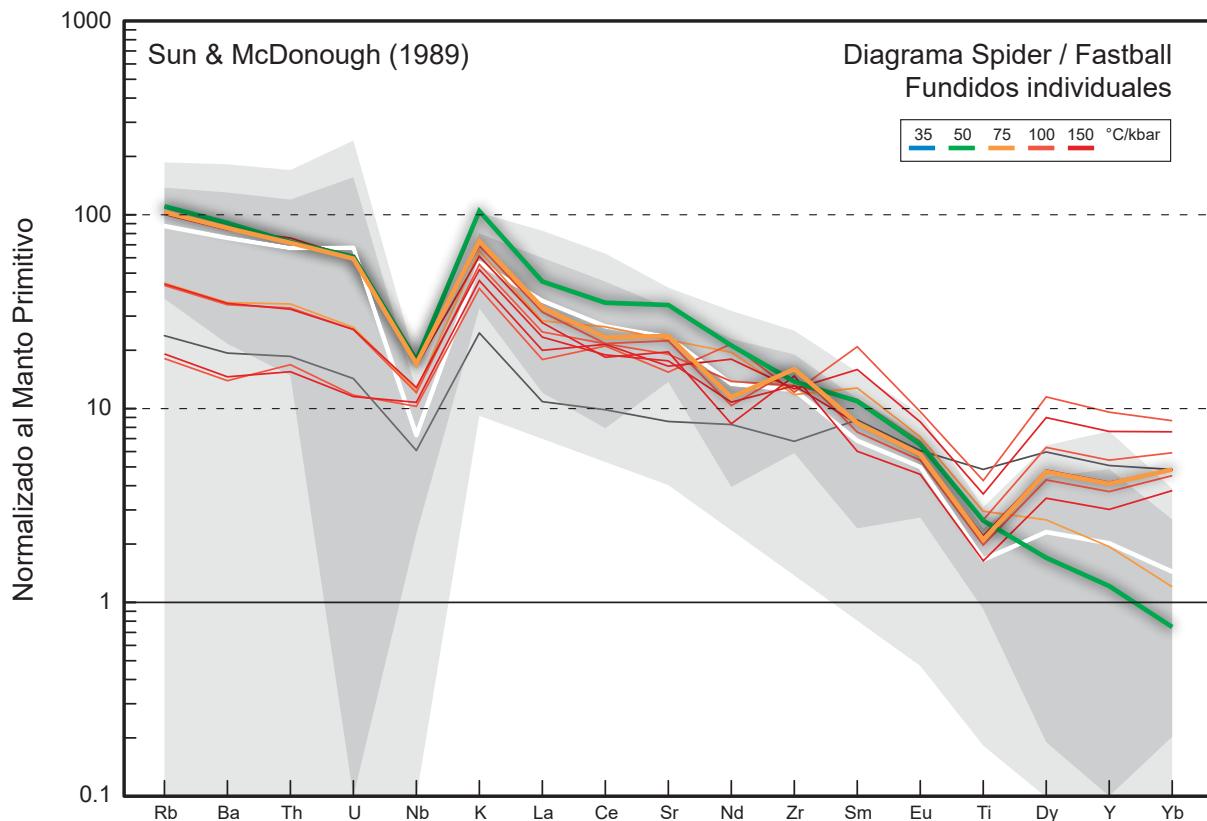


Figura B-7.: Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de Fastball (Sun & McDonough, 1989). Las regiones gris oscura y gris clara representan el promedio composicional de los terrenos TTG dentro de 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca corresponde al promedio composicional de los TTGs sódicos (Moyen, 2011), mientras que la línea oscura es la composición de elementos traza de la fuente enriquecida (Martin et al., 2014). Se resaltan los fundidos que en términos de elementos mayores mejor se asemejan a magmas TTG naturales.

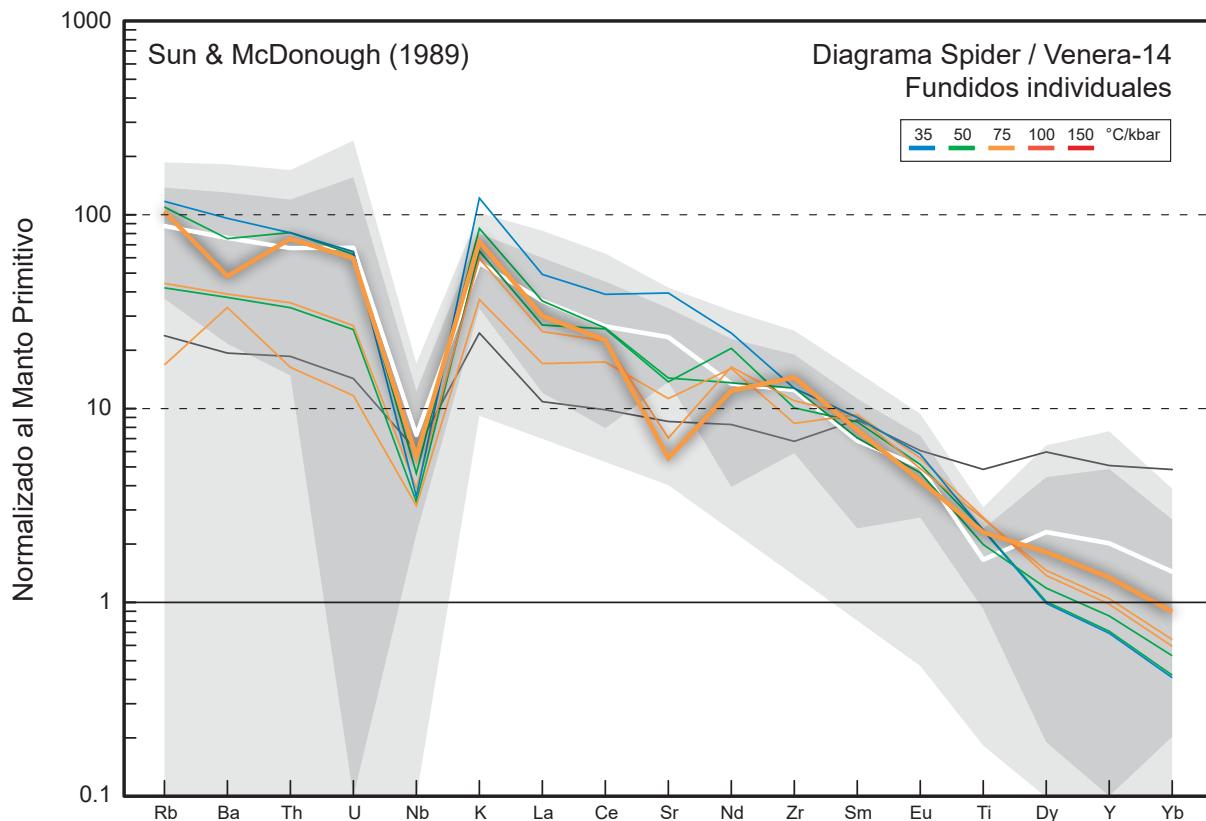


Figura B-8.: Diagrama spider normalizado al manto primitivo para fundidos acumulados derivados de la fusión parcial de Fastball (Sun & McDonough, 1989). Las regiones gris oscura y gris clara representan el promedio composicional de los terrenos TTG dentro de 1σ y 2σ , respectivamente. La línea blanca corresponde al promedio composicional de los TTGs sódicos (Moyen, 2011), mientras que la línea oscura es la composición de elementos traza de la fuente enriquecida (Martin et al., 2014). Se resaltan los fundidos que en términos de elementos mayores mejor se asemejan a magmas TTG naturales.

Bibliografía

- Ashwal, L. D. (2010). The temporality of anorthosites. *The Canadian Mineralogist*, 48(4), 711–728.
- Bédard, J. H. (2006). A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(5), 1188–1214.
- Bédard, J. H. (2017). Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics. *Geoscience Frontiers*.
- Berry, A. J., Danyushevsky, L. V., St C. O'Neill, H., Newville, M., & Sutton, S. R. (2008). Oxidation state of iron in komatiitic melt inclusions indicates hot Archaean mantle. *Nature*, 455, 960.
- Bézos, A. & Humler, E. (2005). The $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ ratios of MORB glasses and their implications for mantle melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(3), 711–725.
- Boehnke, P., Watson, E. B., Trail, D., Harrison, T. M., & Schmitt, A. K. (2013). Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology*, 351, 324–334.
- Brown, M. (2014). The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics. *Geoscience Frontiers*, 5(4), 553–569.
- Brown, M., Averkin, Y. A., McLellan, E. L., & Sawyer, E. W. (1995). Melt segregation in migmatites. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B8), 15655–15679.
- Brown, M. & Johnson, T. (2018). Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics. *American Mineralogist*, 103(2), 181–196.
- Brown, M. & Rushmer, T. (2006). *Evolution and differentiation of the continental crust*. Cambridge University Press.
- Cawood, P. A., Hawkesworth, C. J., & Dhuime, B. (2013). The continental record and the generation of continental crust. *Geological Society of America Bulletin*, 125(1-2), 14–32.

- Chauvel, C. (2016). Lanthanum. In W. M. White (Ed.), *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth* (pp. 1–2). Cham: Springer International Publishing.
- Condie, K. (2015). Changing tectonic settings through time: Indiscriminate use of geochemical discriminant diagrams. *Precambrian Research*, 266, 587–591.
- Condie, K. C. (1981). *Archean greenstone belts*, volume 3. Elsevier.
- Condie, K. C. (1994). *Archean Crustal Evolution*. Developments in Precambrian Geology. Elsevier Science.
- Condie, K. C. (2014a). How to make a continent: thirty-five years of TTG research. In *Evolution of Archean Crust and Early Life* (pp. 179–193). Springer.
- Condie, K. C. (2014b). How to Make a Continent: Thirty-five Years of TTG Research BT - Evolution of Archean Crust and Early Life. In Y. Dilek & H. Furnes (Eds.), *Evolution of Archean crust and early life* chapter 7, (pp. 179–193). Dordrecht: Springer Netherlands.
- Condie, K. C. (2016). A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? *Geoscience Frontiers*.
- Condie, K. C., Aster, R. C., & van Hunen, J. (2016). A great thermal divergence in the mantle beginning 2.5 Ga: Geochemical constraints from greenstone basalts and komatiites. *Geoscience Frontiers*, 7(4), 543–553.
- Connolly, J. A. D. & Petrini, K. (2002). An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(7), 697–708.
- de Capitani, C. & Petrakakis, K. (2010). The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriaik/Domino software. *American Mineralogist*, 95(7), 1006–1016.
- Debaille, V., O'Neill, C., Brandon, A. D., Haenecour, P., Yin, Q.-Z., Mattielli, N., & Treiman, A. H. (2013). Stagnant-lid tectonics in early Earth revealed by ^{142}Nd variations in late Archean rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 373, 83–92.
- Dhuime, B., Wuestefeld, A., & Hawkesworth, C. J. (2015). Emergence of modern continental crust about 3 billion years ago. *Nature Geoscience*, 8(7), 552–555.
- Diener, J. F. A. & Powell, R. (2012). Revised activity–composition models for clinopyroxene and amphibole. *Journal of Metamorphic Geology*, 30(2), 131–142.

- Ernst, W. G. (2017). Earth's thermal evolution, mantle convection, and Hadean onset of plate tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 145, 334–348.
- Foley, S., Tiepolo, M., & Vannucci, R. (2002). Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417, 837.
- François, C., Philippot, P., Rey, P., & Rubatto, D. (2014). Burial and exhumation during Archean sagduction in the East Pilbara granite-greenstone terrane. *Earth and Planetary Science Letters*, 396, 235–251.
- Gale, A., Dalton, C. A., Langmuir, C. H., Su, Y., & Schilling, J.-G. (2013). The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3), 489–518.
- Gardiner, N. J., Johnson, T. E., Kirkland, C. L., & Smithies, R. H. (2018a). Melting controls on the lutetium–hafnium evolution of Archaean crust. *Precambrian Research*, 305, 479–488.
- Gardiner, N. J., Johnson, T. E., Kirkland, C. L., & Szilas, K. (2018b). Modelling the Hafnium–Neodymium Evolution of Early Earth: A Study from West Greenland. *Journal of Petrology*, 60(1), 177–197.
- Ge, R., Zhu, W., Wilde, S. A., & Wu, H. (2018). Remnants of Eoarchean continental crust derived from a subducted proto-arc. *Science Advances*, 4(2).
- Gerya, T. (2014). Precambrian geodynamics: Concepts and models. *Gondwana Research*, 25(2), 442–463.
- Greber, N. D., Dauphas, N., Bekker, A., Ptáček, M. P., Bindeman, I. N., & Hofmann, A. (2017). Titanium isotopic evidence for felsic crust and plate tectonics 3.5 billion years ago. *Science*, 357(6357), 1271 LP – 1274.
- Green, E., Holland, T., & Powell, R. (2007). An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogitic rocks. *American Mineralogist*, 92(7), 1181–1189.
- Green, E. C., White, R. W., Diener, J. F., Powell, R., Holland, T. J., & Palin, R. M. (2016). Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 34(9), 845–869.
- Guiraud, M., Powell, R., & Rebay, G. (2001). H₂O in metamorphism and unexpected behaviour in the preservation of metamorphic mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 19(4), 445–454.

- Hawkesworth, C. J., Cawood, P. A., Dhuime, B., & Kemp, T. I. S. (2017). Earth's Continental Lithosphere Through Time. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 45(1), 169–198.
- Hawkesworth, C. J., Dhuime, B., Pietranik, A. B., Cawood, P. A., Kemp, A. I. S., & Storey, C. D. (2010). The generation and evolution of the continental crust. *Journal of the Geological Society*, 167(2), 229–248.
- Hawkesworth, C. J. & Kemp, A. I. S. (2006). Evolution of the continental crust. *Nature*, 443(7113), 811.
- Herzberg, C. & Rudnick, R. (2012). Formation of cratonic lithosphere: An integrated thermal and petrological model. *Lithos*, 149, 4–15.
- Holland, T. & Powell, R. (1996). Thermodynamics of order-disorder in minerals: II. Symmetric formalism applied to solid solutions. *American Mineralogist*, 81(11-12), 1425–1437.
- Holland, T. & Powell, R. (2003). Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145(4), 492–501.
- Holland, T. J. B. & Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of metamorphic Geology*, 16(3), 309–343.
- Holland, T. J. B. & Powell, R. (2011). An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(3), 333–383.
- Johnson, T. E., Brown, M., Gardiner, N. J., Kirkland, C. L., & Smithies, R. H. (2017). Earth's first stable continents did not form by subduction. *Nature*, 543(7644), 239–242.
- Johnson, T. E., Brown, M., Kaus, B. J. P., & VanTongeren, J. A. (2014). Delamination and recycling of Archaean crust caused by gravitational instabilities. *Nature Geoscience*, 7(1), 47.
- Kaczmarek, M.-A., Reddy, S. M., Nutman, A. P., Friend, C. R. L., & Bennett, V. C. (2016). Earth's oldest mantle fabrics indicate Eoarchaean subduction. *Nature Communications*, 7, 10665.
- Kamber, B. S. (2010). Archean mafic–ultramafic volcanic landmasses and their effect on ocean–atmosphere chemistry. *Chemical Geology*, 274(1), 19–28.
- Keller, C. B., Boehnke, P., & Schoene, B. (2017). Temporal variation in relative zircon abundance throughout Earth history. *Geochemical Perspectives Letters*.

- Keller, C. B. & Schoene, B. (2012). Statistical geochemistry reveals disruption in secular lithospheric evolution about 2.5 Gyr ago. *Nature*, 485(7399), 490.
- Korenaga, J. (2006). Archean geodynamics and the thermal evolution of Earth. *Archean geodynamics and environments*, (pp. 7–32).
- Korenaga, J. (2013). Initiation and Evolution of Plate Tectonics on Earth: Theories and Observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41(1), 117–151.
- Lanza, N. L., Fischer, W. W., Wiens, R. C., Grotzinger, J., Ollila, A. M., Cousin, A., Anderson, R. B., Clark, B. C., Gellert, R., & Mangold, N. (2014). High manganese concentrations in rocks at Gale crater, Mars. *Geophysical Research Letters*, 41(16), 5755–5763.
- Lee, C.-T. A., Yeung, L. Y., McKenzie, N. R., Yokoyama, Y., Ozaki, K., & Lenardic, A. (2016). Two-step rise of atmospheric oxygen linked to the growth of continents. *Nature Geoscience*, 9(6), 417–424.
- Maaløe, S. (1982). Geochemical aspects of permeability controlled partial melting and fractional crystallization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(1), 43–57.
- Martin, H. & Moyen, J.-F. (2002). Secular changes in tonalite-trondhjemite-granodiorite composition as markers of the progressive cooling of Earth. *Geology*, 30(4), 319–322.
- Martin, H., Moyen, J.-F., Guitreau, M., Blichert-Toft, J., & Le Pennec, J.-L. (2014). Why Archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos*, 198, 1–13.
- McSween, H. Y., Ruff, S. W., Morris, R. V., Bell, J. F., Herkenhoff, K., Gellert, R., Stockstill, K. R., Tornabene, L. L., Squyres, S. W., Crisp, J. A., Christensen, P. R., McCoy, T. J., Mittlefehldt, D. W., & Schmidt, M. (2006). Alkaline volcanic rocks from the Columbia Hills, Gusev crater, Mars. *Journal of Geophysical Research E: Planets*, 111(9).
- Mojzsis, S. J., Harrison, T. M., & Pidgeon, R. T. (2001). Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 Myr ago. *Nature*, 409, 178.
- Moyen, J. & Stevens, G. (2006). Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics. *Archean geodynamics and environments*, (pp. 149–175).
- Moyen, J.-F. (2011). The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, 123(1), 21–36.
- Moyen, J.-F. (2019). Archaean granitoids: classification, petrology, geochemistry and origin. *Geological Society, London, Special Publications*, 489, SP490–2018.

- Moyen, J.-F. & Laurent, O. (2018). Archaean tectonic systems: A view from igneous rocks. *Lithos*, 302-303, 99–125.
- Moyen, J.-F. & Martin, H. (2012). Forty years of TTG research. *Lithos*, 148, 312–336.
- Münker, C. (2016). Niobium. In W. M. White (Ed.), *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth* (pp. 1–3). Cham: Springer International Publishing.
- Nebel, O. (2016). Strontium. In W. M. White (Ed.), *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth* (pp. 1–3). Cham: Springer International Publishing.
- Nicholls, J. (1980). A simple thermodynamic model for estimating the solubility of H₂O in magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74(2), 211–220.
- O'Neill, C., Jellinek, A. M., & Lenardic, A. (2007). Conditions for the onset of plate tectonics on terrestrial planets and moons. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(1-2), 20–32.
- Palin, R. M. & Dyck, B. (2018). Metamorphic consequences of secular changes in oceanic crust composition and implications for uniformitarianism in the geological record. *Geoscience Frontiers*.
- Palin, R. M., Weller, O. M., Waters, D. J., & Dyck, B. (2016a). Quantifying geological uncertainty in metamorphic phase equilibria modelling; a Monte Carlo assessment and implications for tectonic interpretations. *Geoscience Frontiers*, 7(4), 591–607.
- Palin, R. M., White, R. W., & Green, E. C. R. (2016b). Partial melting of metabasic rocks and the generation of tonalitic–trondhjemite–granodioritic (TTG) crust in the Archaean: Constraints from phase equilibrium modelling. *Precambrian Research*, 287, 73–90.
- Peck, W. H., Valley, J. W., Wilde, S. A., & Graham, C. M. (2001). Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3 to 4.4 Ga zircons: Ion microprobe evidence for high δ¹⁸O continental crust and oceans in the Early Archean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(22), 4215–4229.
- Pietranik, A. B., Hawkesworth, C. J., Storey, C. D., Kemp, A. I. S., Sircombe, K. N., Whitehouse, M. J., & Bleeker, W. (2008). Episodic, mafic crust formation from 4.5 to 2.8 Ga: new evidence from detrital zircons, Slave craton, Canada. *Geology*, 36(11), 875–878.
- Powell, R. (1978). *Equilibrium thermodynamics in petrology: An introduction*. Not Avail.

- Powell, R. & Holland, T. J. B. (1988). An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6(2), 173–204.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., & Norman, M. D. (2003). Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, 425(6958), 605–609.
- Rapp, R. P. & Watson, E. B. (1995). Dehydration Melting of Metabasalt at 8–32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *Journal of Petrology*, 36(4), 891–931.
- Roberts, N. M. W. & Spencer, C. J. (2015). The zircon archive of continent formation through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 389(1), 197 LP – 225.
- Rosenberg, C. L. & Handy, M. R. (2005). Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *Journal of metamorphic Geology*, 23(1), 19–28.
- Rudnick, R. L. (1995). Making continental crust. *Nature*, 378(6557), 571–578.
- Rudnick, R. L. & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry*, 3, 659.
- Rushmer, T. (1991). Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(1), 41–59.
- Rushmer, T. (1995). An experimental deformation study of partially molten amphibolite: Application to low-melt fraction segregation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B8), 15681–15695.
- Shao, T., Xia, Y., Ding, X., Cai, Y., & Song, M. (2019). Zircon saturation in terrestrial basaltic melts and its geological implications. *Solid Earth Sciences*, 4(1), 27–42.
- Shaw, D. M. (2006). *Trace elements in magmas: a theoretical treatment*. Cambridge University Press.
- Sizova, E., Gerya, T., Brown, M., & Stüwe, K. (2017). What drives metamorphism in early Archean greenstone belts? Insights from numerical modeling. *Tectonophysics*.
- Sizova, E., Gerya, T., Stüwe, K., & Brown, M. (2015). Generation of felsic crust in the Archean: A geodynamic modeling perspective. *Precambrian Research*, 271, 198–224.
- Squyres, S. W., Aharonson, O., Clark, B. C., Cohen, B. A., Crumpler, L., de Souza, P. A., Farrand, W. H., Gellert, R., Grant, J., Grotzinger, J. P., Haldemann, A. F. C., Johnson, J. R., Klingelhöfer, G., Lewis, K. W., Li, R., McCoy, T., McEwen, A. S., McSween, H. Y., Ming, D. W., Moore,

- J. M., Morris, R. V., Parker, T. J., Rice, J. W., Ruff, S., Schmidt, M., Schröder, C., Soderblom, L. A., & Yen, A. (2007). Pyroclastic Activity at Home Plate in Gusev Crater, Mars. *Science*, 316(5825), 738 LP – 742.
- Sun, S.-S. & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313–345.
- Surkov, Y. A., Moskalyova, L. P., Kharyukova, V. P., Dudin, A. D., Smirnov, G. G., & Zaitseva, S. Y. (1986). Venus rock composition at the Vega 2 Landing Site. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B13), E215–E218.
- Syracuse, E. M., van Keken, P. E., & Abers, G. A. (2010). The global range of subduction zone thermal models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 183(1), 73–90.
- Tang, M., Chen, K., & Rudnick, R. L. (2016). Archean upper crust transition from mafic to felsic marks the onset of plate tectonics. *Science*, 351(6271), 372–375.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. (2009). *Planetary Crusts: Their Composition, Origin and Evolution*. Cambridge Planetary Science. Cambridge University Press.
- van Hunen, J. & Moyen, J.-F. (2012). Archean Subduction: Fact or Fiction? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40(1), 195–219.
- Vigneresse, J. L., Barbey, P., & Cuney, M. (1996). Rheological Transitions During Partial Melting and Crystallization with Application to Felsic Magma Segregation and Transfer. *Journal of Petrology*, 37(6), 1579–1600.
- Voncken, J. H. L. (2016a). Ytterbium. In W. M. White (Ed.), *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth* (pp. 1–2). Cham: Springer International Publishing.
- Voncken, J. H. L. (2016b). Yttrium. In W. M. White (Ed.), *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth* (pp. 1–2). Cham: Springer International Publishing.
- Wade, J., Dyck, B., Palin, R. M., Moore, J. D. P., & Smye, A. J. (2017). The divergent fates of primitive hydrospheric water on Earth and Mars. *Nature*, 552, 391.
- Weinberg, R. F. & Hasalová, P. (2015). Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*, 212, 158–188.

- White, Powell, Holland, & Worley (2000). The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–Fe₂O₃. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(5), 497–511.
- White, R. W., Palin, R. M., & Green, E. C. (2017). High-grade metamorphism and partial melting in Archean composite grey gneiss complexes. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(2), 181–195.
- White, R. W., Powell, R., & Clarke, G. L. (2002). The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–Fe₂O₃. *Journal of metamorphic Geology*, 20(1), 41–55.
- White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B., Johnson, T. E., & Green, E. C. R. (2014a). New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(3), 261–286.
- White, R. W., Powell, R., & Johnson, T. E. (2014b). The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: new a–x relations for manganese-bearing minerals. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(8), 809–828.
- Whitney, D. L. & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185–187.
- Xiong, X.-L. (2006). Trace element evidence for growth of early continental crust by melting of rutile-bearing hydrous eclogite. *Geology*, 34(11), 945–948.
- Young, G. M. (2013). Precambrian supercontinents, glaciations, atmospheric oxygenation, metazoan evolution and an impact that may have changed the second half of Earth history. *Geoscience Frontiers*, 4(3), 247–261.
- Yu, X. & Lee, C.-T. A. (2016). Critical porosity of melt segregation during crustal melting: Constraints from zonation of peritectic garnets in a dacite volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 449, 127–134.
- Zhang, C., Holtz, F., Koepke, J., Wolff, P. E., Ma, C., & Bédard, J. H. (2013). Constraints from experimental melting of amphibolite on the depth of formation of garnet-rich restites, and implications for models of Early Archean crustal growth. *Precambrian Research*, 231, 206–217.
- Ziaja, K., Foley, S. F., White, R. W., & Buhre, S. (2014). Metamorphism and melting of picroitic crust in the early Earth. *Lithos*, 189, 173–184.