

10. PLUTONISMO LARAMÍDICO

4.1. Estudio Geocronológico ^{40}Ar - ^{39}Ar de los plutones

El análisis geocronológico realizado en este estudio tiene como objetivo definir su filiación genética, es decir, si las rocas intrusivas pertenecen a un mismo evento magmático o corresponden a eventos distintos. Para ello se utilizó la técnica de fechamiento isotópico ^{40}Ar - ^{39}Ar en tres rocas ígneas representativas del lugar en donde ya se tiene bien establecida la cronología relativa. Los datos geocronológicos son presentados en el orden estratigráfico establecido previamente, los cuales son comparados y discutidos al final, con la columna estratigráfica propuesta (Figura II-12).

4.1.1. Conceptos básicos de la técnica geocronológica ^{40}Ar - ^{39}Ar

El principio de radioactividad afirma que el número de átomos en una muestra se mantiene constante a través del tiempo transcurrido en vidas medias, por medio del decaimiento de isótopos Padre en isótopos Hijo. Éste es el principio base de la geocronología, a partir del cual se puede conocer la edad de una roca, conociendo la proporción de isótopos Padre e Hijo presentes en la muestra representativa de interés.

Las rocas ígneas adecuadas para fechamiento por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar son aquellas que contienen minerales con potasio y se encuentran libres de contaminantes por oxidación e intemperismo. El objetivo principal del análisis es obtener muestras de calidad y confianza que permitan obtener una edad con base en la siguiente ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + J \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} \right)$$

en donde t es la edad del mineral en cuestión, λ es la constante de decaimiento del geocronómetro ^{40}K , J es el parámetro que evalúa la producción del ^{39}Ar durante la irradiación de las muestras con neutrones, $^{40}\text{Ar}^*$ es el argón producto del decaimiento radiactivo del ^{40}K y ^{39}Ar es el isótopo de argón producido en el reactor nuclear. Dichos isótopos de argón son medidos por espectrometría de masas.

Con la relación medida de $^{40}\text{Ar}^*$ y ^{39}Ar de un mineral estándar (s), cuya edad es conocida, se calcula el parámetro J con la ecuación:

$$J = \frac{e^{\lambda t_e} - 1}{\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} \cdot \frac{C}{e}} \quad (i)$$

4.1.2. Preparación de muestras para estudio geocronológico

A partir del muestreo selectivo de las rocas llevado a cabo en campo se dio inicio a la preparación de las muestras, donde se aseguró que el material estuviera libre de contaminantes, carbonatos o alteraciones, a fin de que los resultados presentaran confiabilidad. Bajo los criterios de la relación de campo, una vez llevado a cabo el estudio petrográfico y verificación de la presencia del mineral a datar, se realizó la selección de muestras de gabro, diorita y granito, para datación radiométrica.

La posterior preparación y análisis de muestras se llevó a cabo en el Laboratorio de Geocronología del CICESE, Ensenada, Baja California. En el área de Separación de Minerales, la roca se trituró con quebradora de quijadas y molino de discos, se tamizó, se utilizó el separador magnético Frantz para la fracción 45-25 ϕ , y finalmente se realizó una selección manual de biotitas, para el granito y diorita, y de plagioclasas para el gabro, bajo microscopio estereoscópico. Dicha selección fue enviada a irradiar al reactor nuclear de la *McMaster University*, Hamilton, Ontario Canadá.

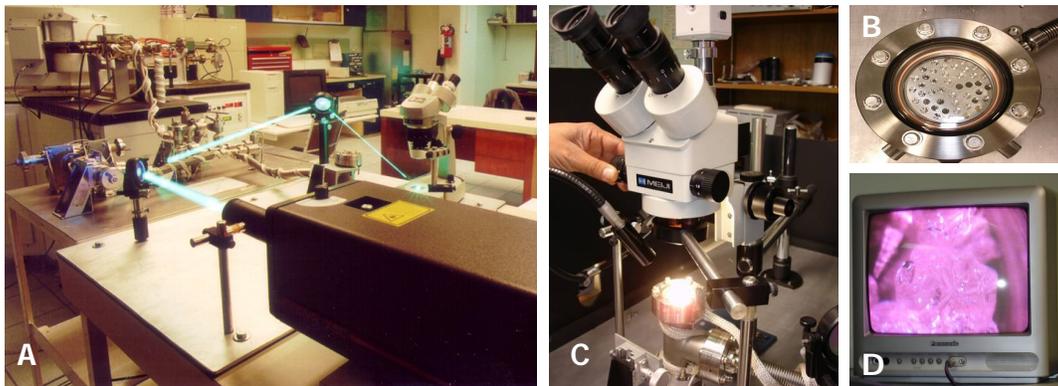


Figura IV-1. Laboratorio de Geocronología, CICESE. A: Espectrómetro de masas Modelo VG5400 (*Vacuum Generators 5400*), por fusión de láser. B: Platina portadora de muestras, al vacío. C: Microscopio óptico y platina (iluminada). D: Monitor mostrando mineral siendo calentado por el láser.

Utilizando el espectrómetro de masas VG5400 (*Vacuum Generators 5400*) con que cuenta el CICESE se hizo el análisis de gases (Figura IV-1). Las muestras fueron calentadas por láser para liberar el **Ar** presente en ellas. Antes de analizar el argón, se eliminan otros gases presentes, como vapor de agua, bióxido de carbono o nitrógeno, utilizando filtros y una trampa enfriada con nitrógeno líquido. En el espectrómetro las partículas siguen distintas trayectorias con movimiento parabólico dependientes de la masa, donde el voltaje de aceleración permanece constante y el campo magnético se modifica por medio de un electroimán, generando así el espectro que permite medir sus proporciones isotópicas.

4.1.3. Análisis de datos

Las mediciones registradas en bases de datos fueron procesadas en el programa especial *AgeCalc* para representarlas en forma de espectros de edad, diagramas $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ y gráficas de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

El espectro de edad grafica el porcentaje de ^{39}Ar liberado en las distintas etapas de calentamiento y liberación de gas de la muestra, contra la edad obtenida en millones de años para cada una de éstas. Con la suma del gas obtenido en las diferentes etapas se calcula la edad integrada.

Por definición una edad de meseta es aquella definida por lo menos por tres segmentos consecutivos correspondientes al menos al 55% del $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ liberado, en los que las edades son estadísticamente indistinguibles dentro de 1σ de incertidumbre. Cuando una muestra ha atrapado exceso de argón se observan edades más antiguas mientras que si experimentó pérdida de argón se obtienen edades más jóvenes en las fracciones colectadas a bajas temperaturas.

El espectro de edad se obtiene suponiendo la siguiente relación para ^{36}Ar atmosférico:

$$\frac{^{36}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} = 295.5$$

Debido a que en el reactor nuclear ocurren una serie de reacciones de interferencia, es necesario hacer correcciones a las proporciones isotópicas de argón medidas. Los diagramas $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ permiten estimar la relación de Ca/K de la muestra analizada, ya que el ^{37}Ar es producto de la actividad nuclear del Ca y ^{39}Ar proviene de la activación con neutrones del ^{39}K .

A partir de las gráficas de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ se obtiene la edad de isocrona, que es una recta con la ecuación:

$$\frac{^{36}\text{Ar}}{^{40}\text{Ar}}_y = \frac{^{36}\text{Ar}}{^{40}\text{Ar}}_{y_0} - \frac{^{36}\text{Ar}}{^{40}\text{Ar}}_m \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}}_m \frac{^{39}\text{Ar}}{^{40}\text{Ar}}_x$$

Esta recta se utiliza para obtener el valor real de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, anteriormente supuesto en 295.5, con la intersección de 1/Y, y directamente el valor de t , ya que:

$$x = \frac{1}{\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}}_m} \quad \backslash \quad \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}}_m = \frac{1}{x}$$

Si la muestra no ha sido afectada por un evento término posterior a su emplazamiento, la edad de meseta, la edad integrada y la edad de isocrona son idénticas. Gracias a cada uno de estos diagramas se evaluó la confiabilidad de la edad obtenida, homogeneidad del mineral analizado y contaminación de la muestra por argón adquirido durante su formación.

4.1.4. Descripción de datos geocronológicos

El análisis se realizó con un valor $J = (3.00092 \pm 0.01970) \times 10^{-3}$ obtenido de la relación de $^{40}\text{Ar}^*$ y ^{39}Ar de los monitores de irradiación. Se utilizaron como monitores de irradiación el sanidino TCR 2 de 27.87 ± 0.04 Ma y el sanidino FCT 2C de 27.84 ± 0.04 Ma según la ecuación (1).

Los resultados obtenidos son reportados en la Tabla IV-1, los datos analíticos detallados se encuentran en el Anexo I.

Tabla IV-1. Edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de los plutones del área Sobai Satechi.

Experi- mento	Muestra	Tipo de roca	Mine- ral	Edad de isocrona (Ma)	Error 2 σ	n	Edad Integrada (Ma)	Error 2 σ	Edad de meseta (Ma)	Error 2 σ	^{39}Ar Liberado (%)
1	MO97-8	Gabro	Pl	35.00	6.0	13	51.10	0.8	-	-	-
2	MO97-8			38.00	3.2	8	50.70	0.8	-	-	-
1	EA08-12	Diorita	Bi	66.98	2.9	4	70.90	1.0	-	-	-
2	EA08-12			68.20	2.6	6	70.50	1.2	73.2	1.2	39.6
1	EA08-05	Granito	Bi	63.18	2.9	5	-	-	63.5	0.6	39.6
2	EA08-05			63.30	2.8	5	67.00	1.0	-	-	-

Material utilizado para datación: Pl: Plagioclasa; Bi: Biotita.

4.1.4.1. Edad del gabro

Se analizó por duplicado un concentrado de feldespato (plagioclasa) de la muestra MO97-8. Esta muestra presenta un espectro de edad complejo (Figura IV-2A) con edades de más de 80 Ma en las primeras fracciones que inmediatamente descienden para mostrar la forma característica de pérdida de argón, con edades descendiendo hasta valores de ~50 Ma. Las edades integradas de 51.1 ± 0.4 Ma y 50.7 ± 0.4 Ma no se consideran significativas debido a que la forma del espectro de edad indica perturbación del geocronómetro.

En el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (Figura IV-2B) se observan razones Ca/K que varían de ~0.5 a 1.3 en un feldespato (plagioclasa), sugiriendo una concentración moderada de potasio para este mineral.

Se graficaron los datos en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Figura IV-2C). La mayoría de los datos se agrupan, por lo que su distribución no define una línea recta. Se calculó una edad de isocrona de 35.0 ± 3.0 Ma (línea negra en la figura IV-2C) con todos los datos, la cual rinde un $\text{SumS}/(n-2)$ de 42 que sugiere una alta dispersión de los datos. Ahora la línea calculada ignorando los datos más dispersos indica una edad de isocrona de 38.0 ± 1.6 Ma (línea azul en la figura IV-2C) con un $\text{SumS}/(n-2)$ de 13. A pesar que la bondad del ajuste obtenida para la línea recta calculada dista de ser ideal, permite estimar para esta muestra el $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ que rinde valores de 847 ± 128 y 802 ± 63 respectivamente, confirmando que existe exceso de argón en la muestra. De ahí que la edad de este gabro a considerarse sea la edad de isocrona.

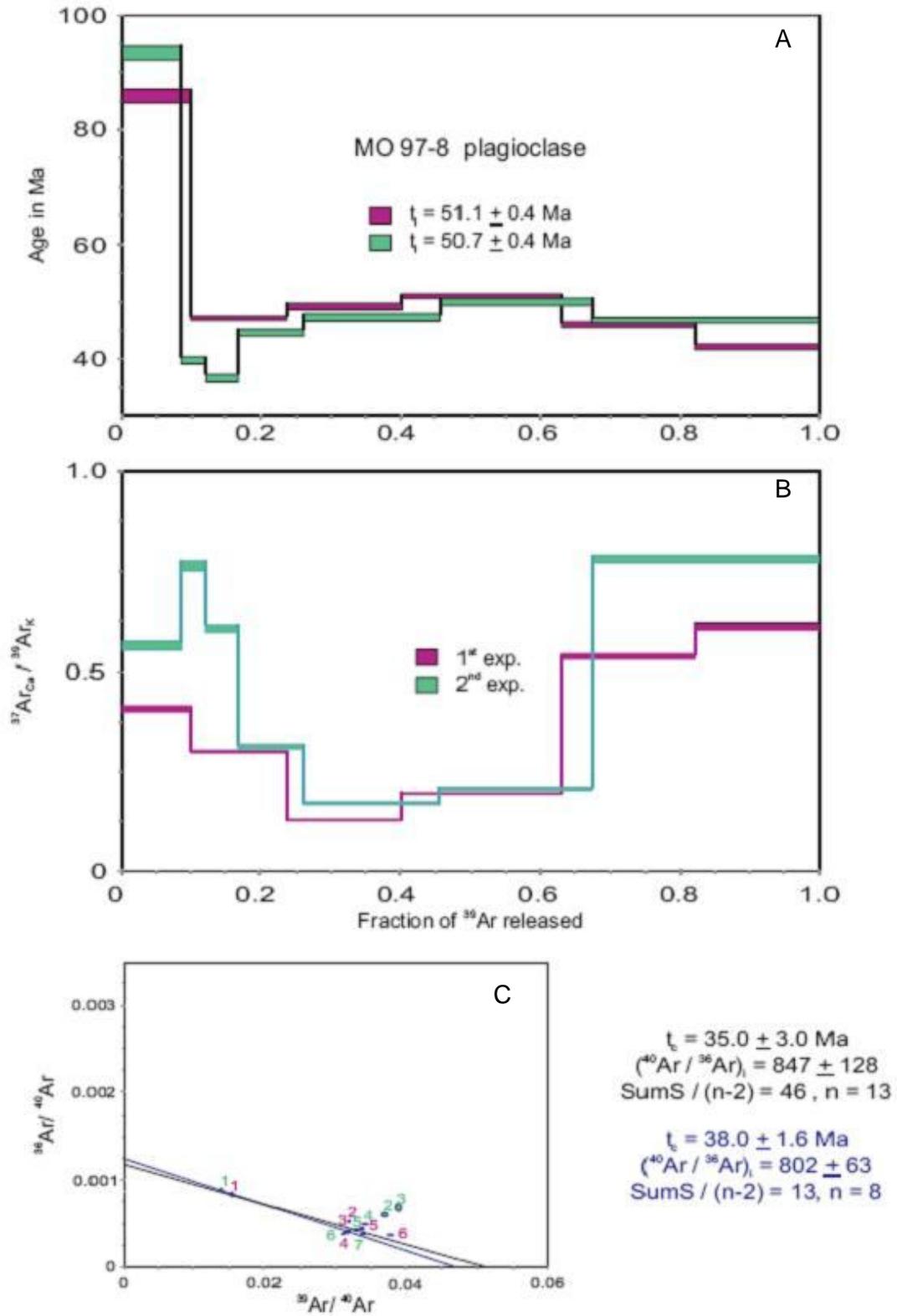


Figura IV-2. A: Espectro de edad del gabro de Sobai Satechi. B: Diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. C: Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

4.1.4.2. Edad de la diorita

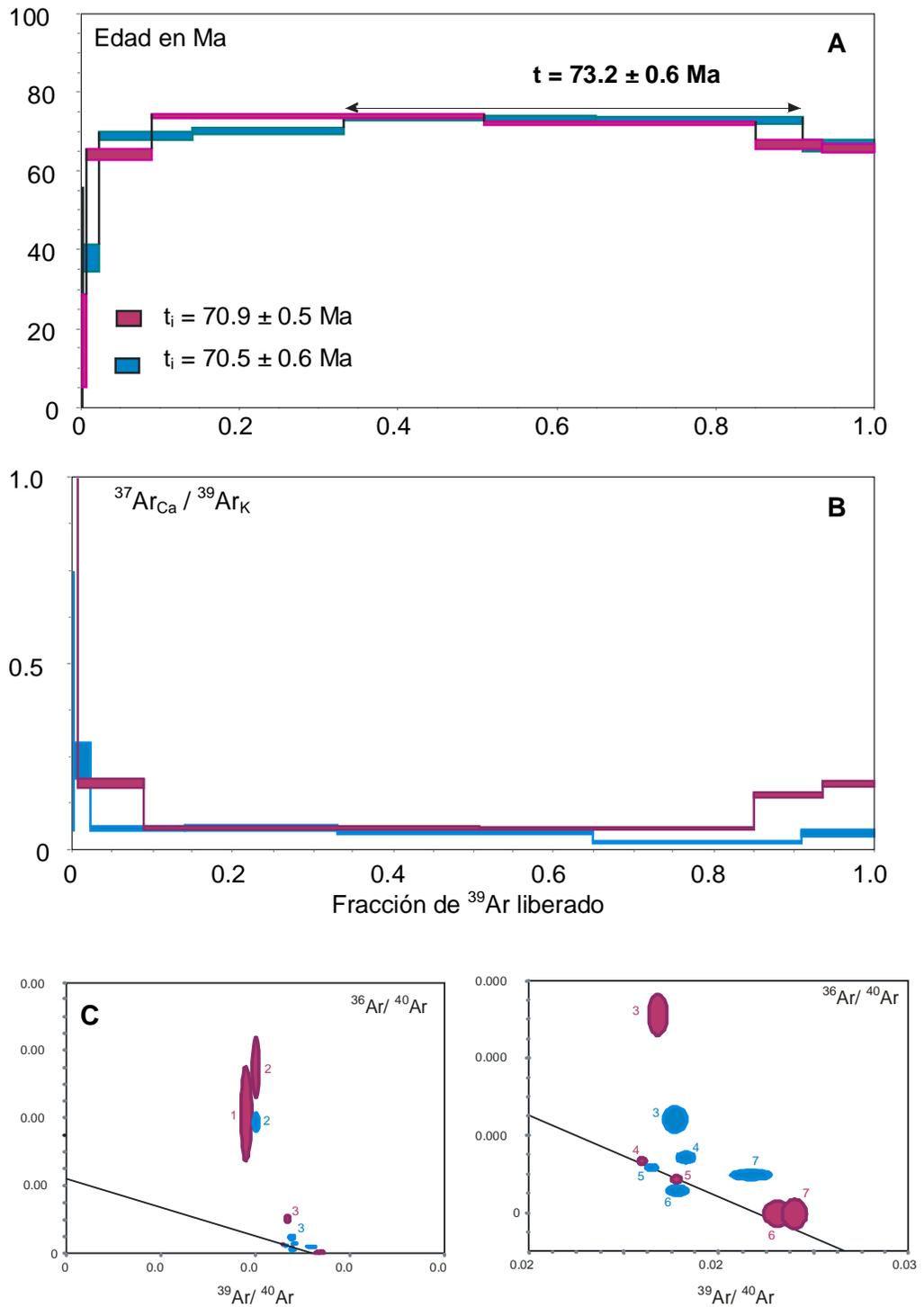
La edad de la diorita fue establecida a partir de una muestra que corresponde a facies equigranular de grano medio (EA08-12). La muestra se obtuvo de un afloramiento ubicado hacia la parte interna del cuerpo intrusivo cartografiado, con el propósito de evitar los efectos de borde. El espectro de edad obtenido indica ligera pérdida de argón (Figura IV-3A), con edades que incrementan hasta llegar a ~73 Ma. Para el segundo experimento, las fracciones 5 y 6, rinden edades estadísticamente indistinguibles y representan 57.9% del ^{39}Ar liberado, el promedio ponderado de las edades obtenidas es de 73.2 ± 0.6 Ma.

En el diagrama de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (Figura IV-3B) se observa una composición homogénea en relación al Ca/K para el concentrado de biotita. Los datos se graficaron en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Figura IV-3C) en donde se puede observar que la mayoría de los datos se distribuyen cerca del eje de las abscisas. Se muestra a la derecha una ampliación del diagrama. Las fracciones colectadas a alta temperatura se alinean, definiendo una línea recta con $\text{SumS}/(n-2) = 1.3$ para los seis datos ajustados, cuya intercepción con el eje de las ordenadas indica un $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 910 \pm 155$ y una edad de isocrona de **68.2 ± 1.3 Ma**, que se toma como la mejor estimación de la edad de esta muestra.

4.1.4.3. Edad del granito

La edad del granito fue determinada a partir de una muestra porfírica de feldespato, de grano grueso y con biotita (EA08-05). De manera general, al igual que la muestra de diorita, la muestra para datar del granito se obtuvo hacia la parte interna del cuerpo intrusivo cartografiado. El espectro de edad obtenido con cristales de biotita presenta una forma ligeramente en escalera (Figura IV-4A), haciendo evidente que en esta muestra se observa pérdida de argón. Se realizaron dos experimentos, en el primer experimento accidentalmente se bombeó la tercera fracción, por esta razón no es posible calcular la edad integrada de esta muestra. Se obtiene una edad de meseta de 63.5 ± 0.3 Ma para las cinco últimas fracciones, se estima que estas corresponden a ~39.6% del ^{39}Ar liberado. Los resultados del segundo experimento rinden resultados similares, con una edad integrada de 67.0 ± 0.5 Ma.

EA08-12 biotita



$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 910 \pm 155$; $\text{SumS}/(n-2) = 1.3$; $n=6$; $t_c = 68.2 \pm 1.3 \text{ Ma}$

Figura IV-3. A: Espectro de edad de la diorita de Sobai Satechi. B: Diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. C: Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

EA08-05 biotita

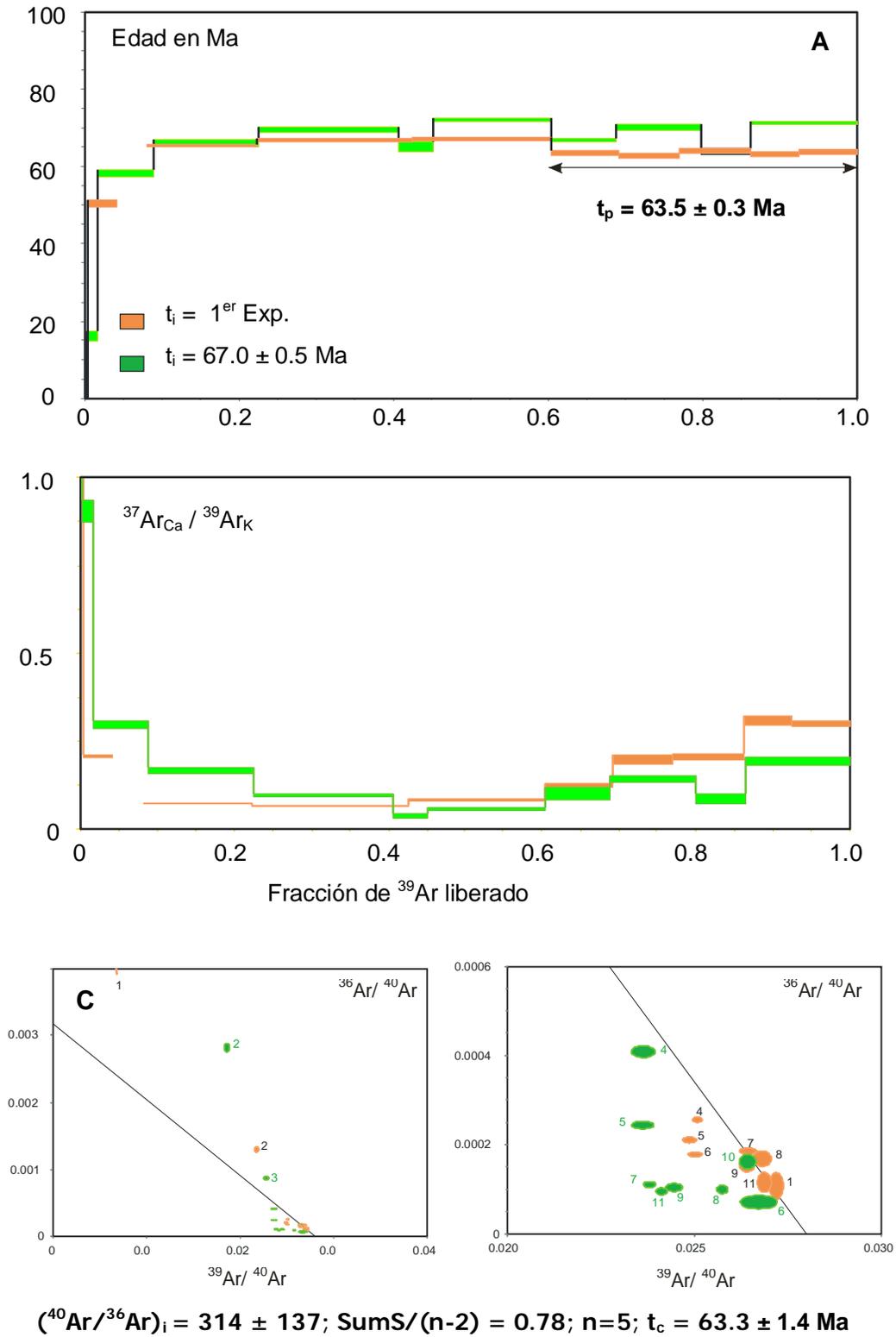


Figura IV-4. A: Espectro de edad del granito de Sobai Satechi. B: Diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}} / ^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. C: Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$.

El diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (Figura IV-4B) indica una ligera variación en la composición del Ca/K, posiblemente debidas a pequeñas inclusiones de feldespatos en el concentrado de biotita. En el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Figura IV-4C) se observa que la mayoría de los datos se agrupan cerca del eje de las abscisas. Se calculó una línea recta con las fracciones que definen la edad de meseta, estas pueden apreciarse más claramente en la ampliación que se muestra a la derecha (Figura IV-4C). La línea calculada indica un $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 314 \pm 137$ con una buena bondad de ajuste, ya que rinde $\text{SumS}/(n-2) = 0.78$ para los cinco datos ajustados. La edad de isocrona de $63.3 \pm 1.4 \text{ Ma}$ es indistinguible de la edad de meseta $63.5 \pm 0.3 \text{ Ma}$, la cual se tomó como la mejor estimación de la edad de esta muestra.

4.1.5. Discusión

Las ventajas de utilizar el método de ^{40}Ar - ^{39}Ar son que estos isótopos se miden en un mismo experimento, obteniendo directamente la relación entre ambos con mayor precisión.

Los datos geocronológicos obtenidos para los intrusivos, de composición media a félsica, representativos de la serie de rocas plutónicas del área Sobai Satechi, nos permiten confirmar la posible evolución regular desde los términos máficos hacia los félsicos en el tiempo, evidenciada por las relaciones de campo entre ellos. El granito presenta una edad ^{40}Ar - ^{39}Ar de $63.5 \pm 0.3 \text{ Ma}$, edad más joven en comparación con la edad ^{40}Ar - ^{39}Ar de $68.2 \pm 1.3 \text{ Ma}$ de la diorita, edad relativamente mayor que es congruente con el orden de enfriamiento en la diferenciación de estos términos.

La edad ^{40}Ar - ^{39}Ar de $38.0 \pm 1.6 \text{ Ma}$ del gabro no corresponde con las relaciones de campo observadas entre este cuerpo y el resto de los plutones, así como con los enclaves de gabro contenidos en el granito que establece la cronología de esta secuencia (Figura II-5D). Tomando en cuenta el comportamiento altamente variable de la relación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ en los dos experimentos realizados sobre esta muestra, como ya se mencionó, ésta podría estar contaminada y no representar una edad significativa. Sin embargo, lo que es más factible suponer es que esta edad radiométrica es el reflejo de la serie de intrusiones posteriores que afectaron al gabro, desde las dioritas a los granitos y las familias de diques terciarios; siendo éstos últimos los responsables de una posible

apertura del sistema termodinámico – plagioclasas, estudiado. De ahí la posibilidad de que dicha edad ^{40}Ar - ^{39}Ar esté siendo acercada a la edad de enfriamiento de los diques.

Dada la suposición anterior, fundada en las evidencias de campo y, como se verá posteriormente en el estudio geoquímico y petrográfico, los intrusivos del área Sobai Satechi corresponden a pulsaciones laramídicas de acuerdo a las edades radiométricas determinadas, con distintas fases de evolución en un período entre los ~ 69-63 Ma, consistente con las edades reportadas para esta región (Valencia-Moreno *et al.*, 2006; Ortega-Rivera, 2003).

4.2. Estudio Petrográfico

El estudio petrográfico de la suite de intrusivos del área Sobai Satechi se realizó en 22 secciones delgadas, definiendo la mineralogía primaria característica y la mineralogía secundaria presente en estos cuerpos. Simbología en imágenes: LN: luz natural, LP: luz polarizada, Pl: plagioclasa, Cpx: clinopiroxeno, Opx: ortopiroxeno, Ol: olivino, Fl: flogopita, FA: feldespato alcalino, Ap: apatito, Ox: óxidos de Fe-Ti, Cl: clorita, Ep: epidota, Ac: actinolita, Tm: turmalina.

4.2.1. Mineralogía Primaria

4.2.1.1. Gabro

El gabro es de grano grueso principalmente, con algunas facies de grano medio. La asociación mineralógica más importante de estas rocas es de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (Figura IV-5A y B). En la facies de grano con menor tamaño se observan cristales de ortopiroxeno y flogopita, aunque, estos minerales también se observan en algunas de las facies de grano grueso en proporciones menores al 1%. De la misma manera se observan cristales de hornblenda, algunos acompañados de flogopita microcristalina bordeando a cristales de óxidos de Fe-Ti. En la lámina EA09-08 se observan cristales de feldespato alcalino, de la variedad miermequítica (Figura IV-5C).

La plagioclasa es el mineral más abundante en el gabro. Los cristales tienen un tamaño de hasta 1 cm. de largo, aunque es inequigranular. La mayoría de las plagioclasas presentan maclas tipo Carlsbad-combinada. Algunos de los cristales

presentan la macla tipo Albita no claramente visible, y extinción ondulante con zonación (Figura IV-5A). Otros cristales sólo presentan la zonación sin observarse el maclado. El promedio de los ángulos de extinción medidos en maclas tipo Albita, según el método de *Michel-Lévy*, cae en el campo de la labradorita (An_{50} a An_{70}) con ligeras variaciones hacia el campo de la bitownita. En mediciones del ángulo de extinción para la muestra EA08-20 se obtuvieron promedios de An_{18-19} , lo cual pudiera ser un efecto de albitización de la plagioclasa cálcica.

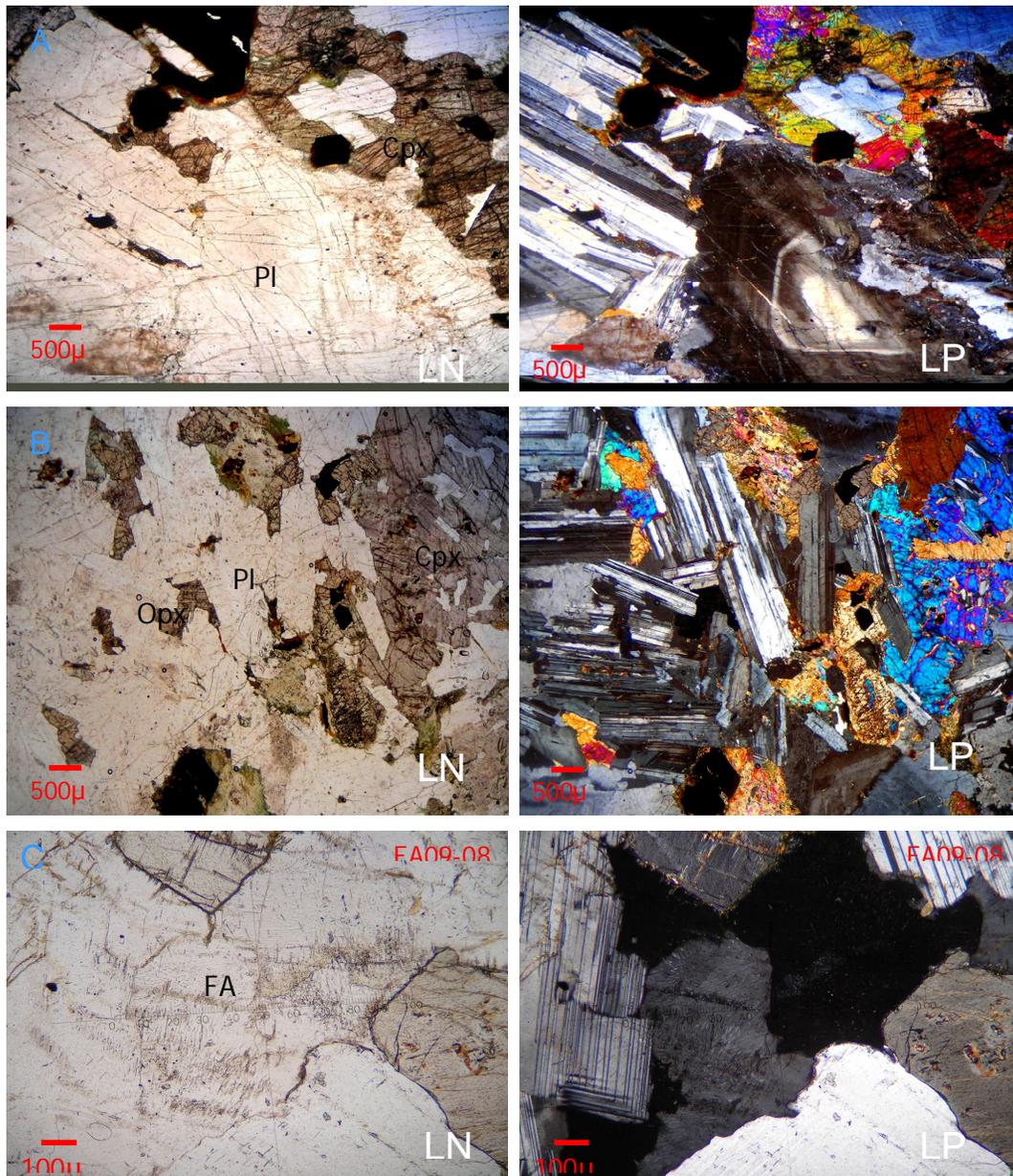


Figura IV-5. Asociación mineralógica característica del gabro. A: Cristal de plagioclasa con zonación. B: Cristal tardío de ortopiroxeno, entre cristales de plagioclasa. C: Textura miermequítica en feldespato tardío.

Los clinopiroxenos son los minerales ferromagnesianos más comunes en los gabros y miden hasta 2.5 mm. En algunos de éstos se observan laminaciones muy marcadas, y ocurren en posiciones intergranulares rellenando huecos de forma triangular entre cristales de plagioclasa, y a la vez coronando a cristales relictos de olivino.

Los olivinos presentes en los gabros, en su mayoría, están reemplazados, en las fracturas, por óxidos de hierro y se presentan en grupos. Alcanzan tamaños de hasta 1.2 mm, algunos con forma hexagonal euhedral, y otros con bordes bien redondeados. Los olivinos presentan frecuentemente bordes de reacción, coronados por clinopiroxeno, que atestiguan el carácter saturado a sobresaturado en sílice de estos magmas (Figura IV-6).

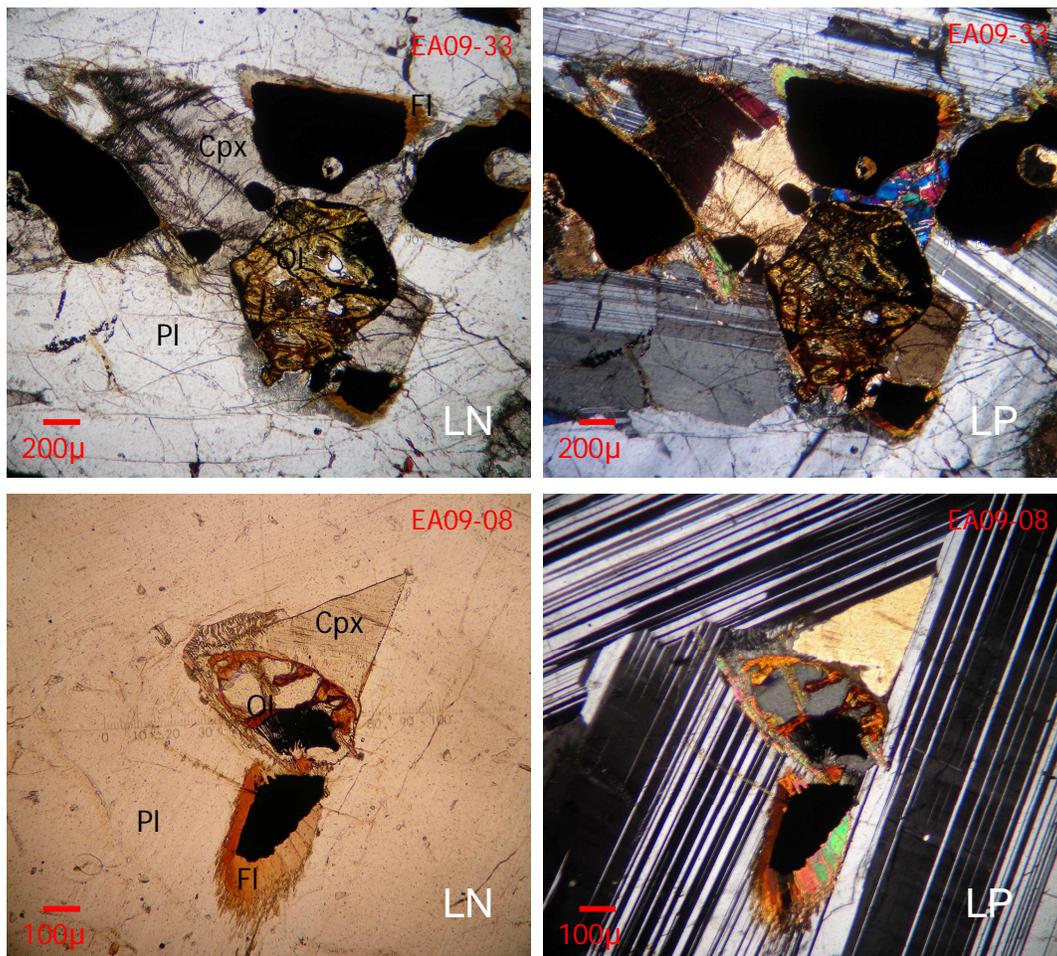


Figura IV-6. Cristales de olivino iddingsitizado, con fracturas rellenas de óxidos de Fe-Ti, y coronado por clinopiroxeno.

Los ortopiroxenos se observan en minoría. El tamaño del ortopiroxeno es variable, llegando a medir hasta 3 mm de largo. Al igual que algunos clinopiroxenos, el ortopiroxeno está presente a manera de cristales tardíos, rellenando espacios entre plagioclasas. En la lámina EA08-11 el ortopiroxeno aparece en corona de reacción bordeando al olivino.

Las flogopitas aparecen en la lámina EA08-11 en cristales anhedrales y subhedrales tabulares de hasta 1.5 mm de largo, y de acuerdo con el conteo de puntos abarcan 12% de ésta; mientras que en la lámina EA08-20, abarcan menos del 1% en cristales de hasta 0.6 mm de largo. En ésta última se encuentra acompañando a pequeños cristales de hornblenda, en un arreglo desordenado sin orientación preferencial y con ligera tendencia a un hábito fibroso, abarcando parte de los cristales de plagioclasa. Se observan además coronando a minerales opacos.

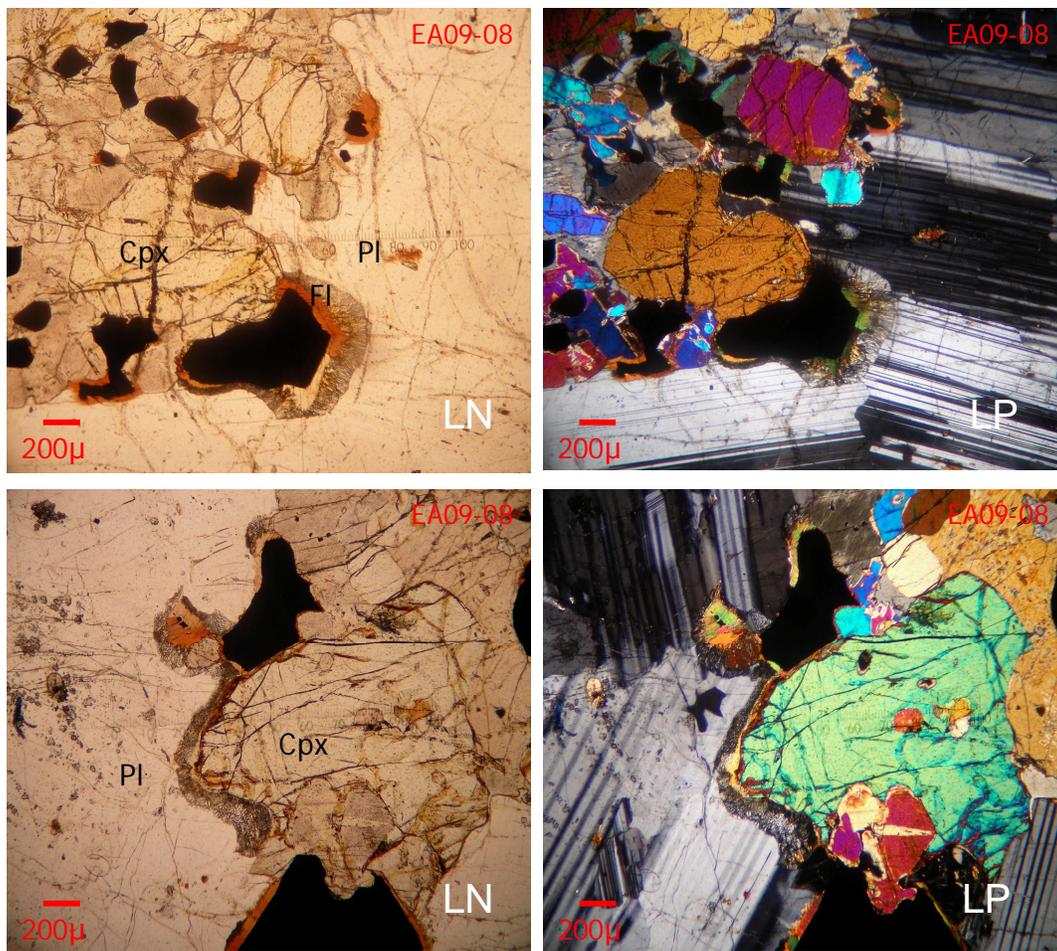


Figura IV-7. Texturas simplectíticas en el contacto flogopita-plagioclasa.

Los óxidos de Fe-Ti presentes en los gabros son de origen tardimagmático. Presentan formas anhedrales a subhedrales y en su mayoría se encuentran coronados por piroxeno, y total o parcialmente por flogopita, con presencia de texturas simplectíticas en una segunda corona de reacción en torno a la mica, en contacto con plagioclasas (Figura IV-7).

4.2.1.2. Diorita

Las rocas dioríticas son de grano fino a medio, con una facies porfírica que presenta fenocristales de plagioclasa con tamaños de hasta 1.6 mm de largo. La asociación mineralógica característica comprende plagioclasa, piroxeno, flogopita y óxidos de Fe-Ti tardimagmáticos (Figura IV-8). Se observan además cristales de cuarzo tardío, inequigranulares y en forma intersticial. Hay presencia muy abundante de apatito, principalmente como inclusiones en la plagioclasa, y de zircón, muy poco abundante. En la muestra EA09-25 se observan cristales anhedrales de hasta 600 μm , algunos de forma tabular, de posible epidota tardimagmática, de color amarillo pálido y muy alto relieve (Figura IV-9B y C).

Las plagioclasas son los minerales más abundantes en la diorita, con longitudes de hasta 2 mm. Los cristales presentan zonación, extinción ligeramente ondulante, y en la lámina EA08-02 se observa la variedad microclina. El promedio de los ángulos de extinción medidos en maclas cae en los campos de andesina y labradorita (An_{33} a An_{50}), con vagas excepciones que alcanzan valores cercanos a An_{60} , con excepciones en la lámina EA08-10 que caen en el campo de la oligoclasa (An_{22} a An_{25}).

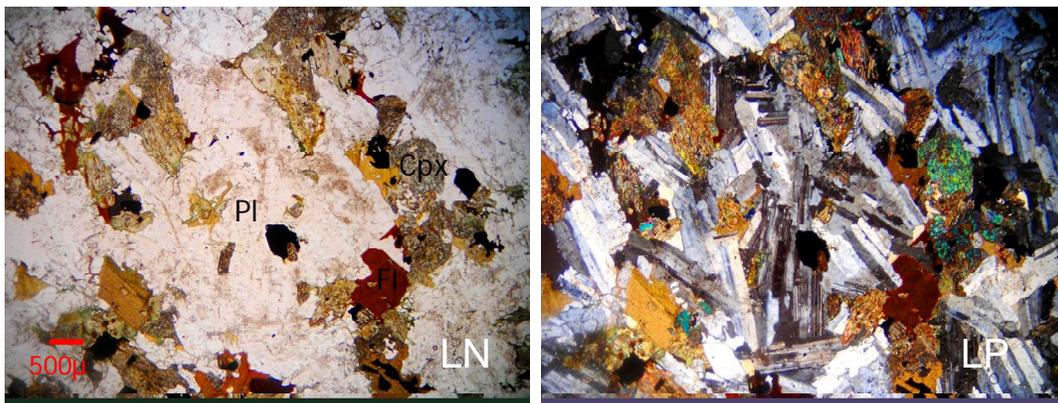


Figura IV-8. Asociación mineralógica característica de la diorita.

En los bordes de algunos cristales de plagioclasa en contacto con cuarzo se observan texturas pertíticas. Estas texturas también se observan a lo largo de cristales completos, pero de forma menos lobular y más paralela (Figura IV-9A y B).

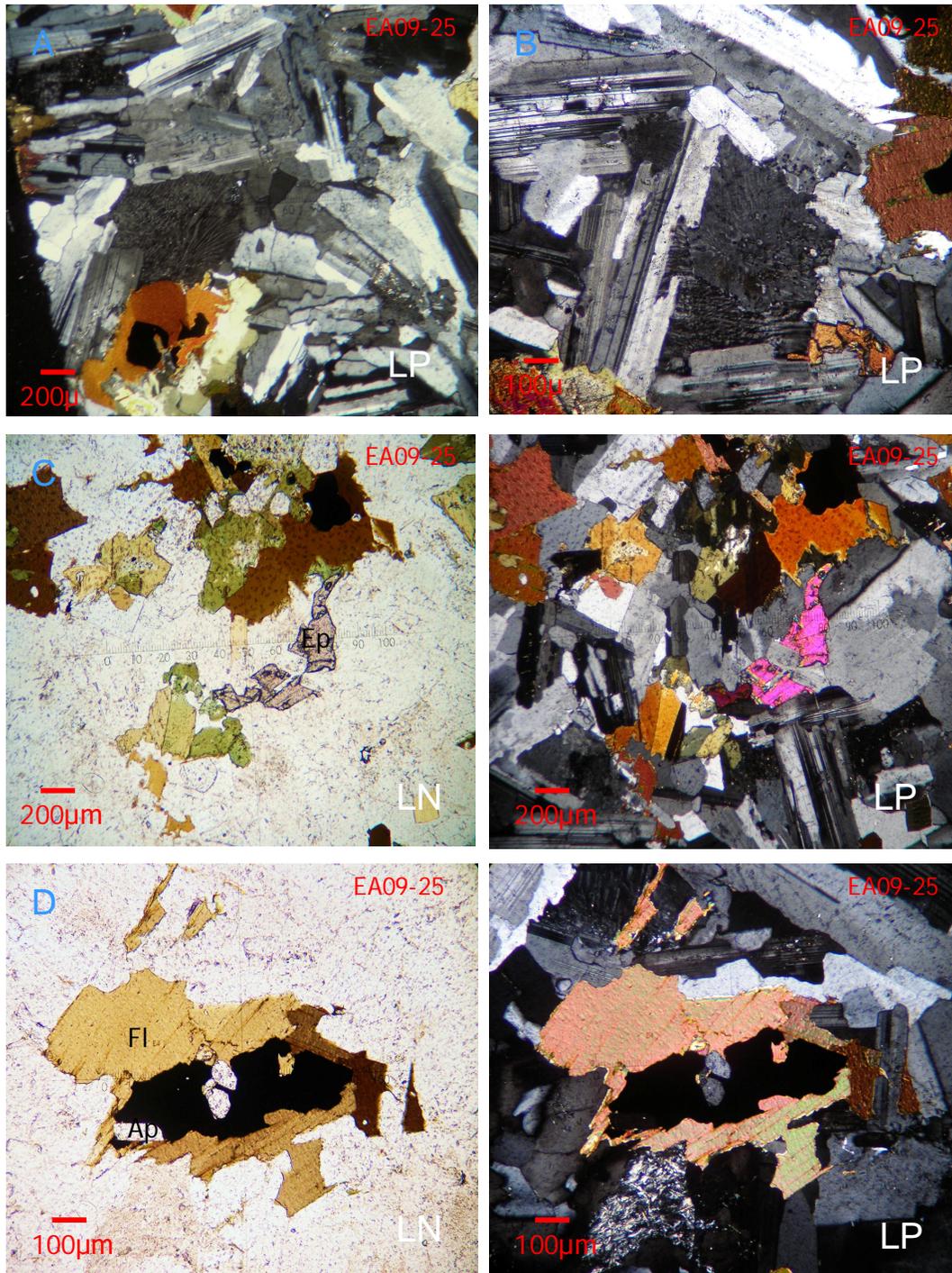


Figura IV-9. A: Perthitas en contacto con plagioclasas. B: Perthita al centro. Epidota bajo perthita. C: Cristal de epidota tardío. D: Flogopita con inclusiones de opacos y apatito.

Los piroxenos son los minerales ferromagnesianos más abundantes en estas rocas. Los clinopiroxenos aparecen en cristales de tamaños variados ($250 \mu\text{m} < x < 2.5 \text{ mm}$), observando presencia de laminaciones y de la maclado en diagonal. Los ortopiroxenos están presentes solamente en ciertas muestras, pero en cantidades mayores a las del clinopiroxeno, en cristales con longitudes de hasta 1.8 mm.

Las flogopitas ocupan hasta un 12% de la roca en cristales con longitudes de hasta $700 \mu\text{m}$, o muy fina presente en la matriz. Este mineral se presenta como el más tardío de la asociación mineralógica primaria de las dioritas; ya que se encuentra formando aureolas de reacción en torno a los óxidos de Fe-Ti, muy comunes, y se observan cristales de mayor tamaño con inclusiones de opacos, plagioclasa y apatito (Figura IV-9D).

4.2.1.3. Granito

El granito es porfídico de feldespatos alcalinos con una matriz de grano fino a grueso. La asociación mineralógica más característica de estas rocas comprende cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita (Figura IV-10A). La hornblenda se observa en menor proporción, al igual que el piroxeno, de hasta $350 \mu\text{m}$ de longitud, con formas romboides y pentagonales, ocupando menos del 1% de la roca. Siguiendo el clivaje de algunos de estos cristales se observan opacos microcristalinos (Figura IV-13A). El apatito está presente en todas las facies pero en menor proporción que en las dioritas, siendo más abundante en la facies de grano equigranular y de grano fino.

El cuarzo está presente en los granitos en un porcentaje de 36 a 45%. Los cristales alcanzan longitudes de hasta 1 mm en las facies de grano fino y hasta 2.5 mm en las de grano grueso, con formas anhedrales. Algunos cristales contienen rutilo de hábito acicular (Figura IV-11A).

El feldespato alcalino se distribuye en los granitos en porcentajes de 22 a 33%. Este mineral se encuentra formando fenocristales de hasta 1 cm de longitud en los granitos con facies de grano grueso, y hasta $300 \mu\text{m}$ en las facies de grano fino. Conforme aumenta el tamaño de grano en las facies, se distinguen variedades de feldespato de tipo pertita y microclina. En la muestra EA08-05 se observa un cristal de microclina con

zonación en dos secciones: la primera, un núcleo con fuerte alteración e inclusiones de microcristales de muscovita; en la segunda la alteración está casi ausente y se observa el enrejado de la microclina con claridad.

Las plagioclasas ocupan porcentajes de 20 a 29% del total de los granitos, en cristales que alcanzan los 2 mm de longitud. Algunos de los cristales presentan extinción ligeramente ondulante o zonación bien marcada. En las plagioclasas de mayor tamaño se pueden observar ligeras alineaciones peritíticas, y texturas miermequíticas en los bordes de algunos cristales de menor tamaño (Figura IV-10B), productos de desmezcla debidos a recristalización.

Las biotitas están distribuidas de manera inequigranular en los granitos. Éstas alcanzan longitudes de hasta 1.3 mm en las facies de granito de grano fino, conteniendo inclusiones de apatito y óxidos de Fe-Ti; contrariamente en las facies de grano grueso son menores (< 800 μm) y disminuyen en abundancia.

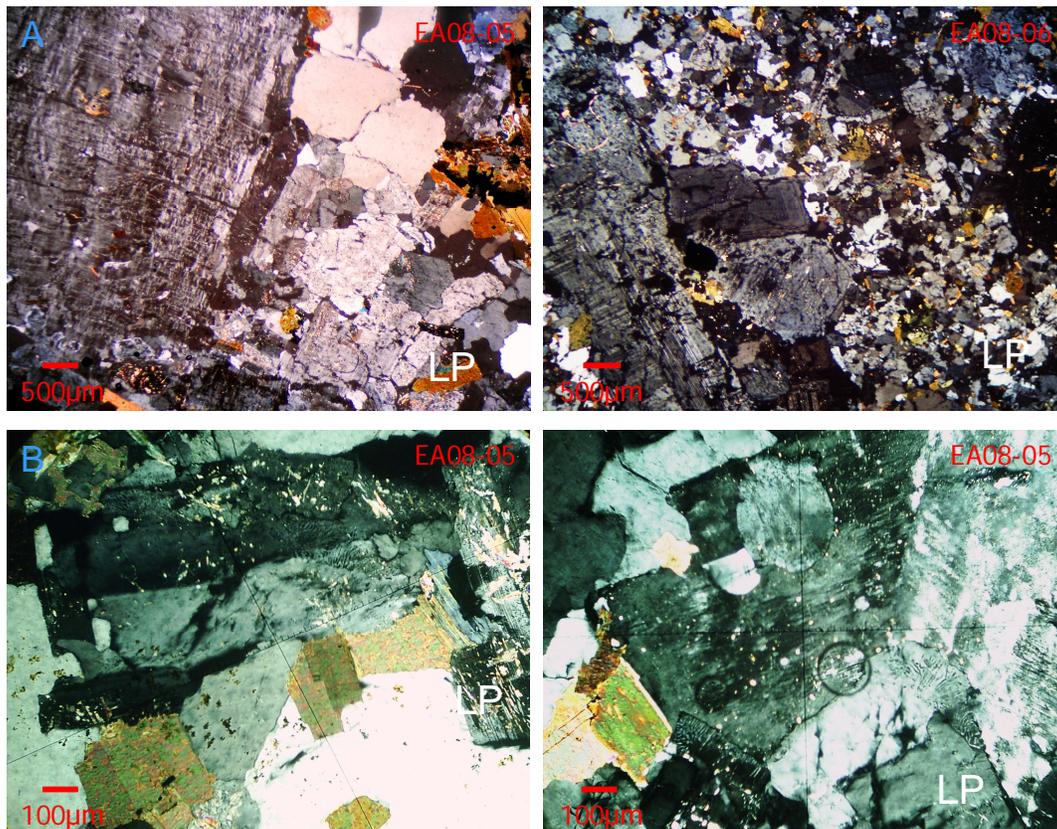


Figura IV-10. A: Asociación mineralógica del granito, mostrando cristales porfídicos de plagioclasa. B: Texturas miermequíticas.

La hornblenda sólo está presente en las facies de granito de grano fino a medio, en porcentajes variables que van desde valores menores al 1% hasta casi el 6% en la facies de grano medio. Los cristales alcanzan tamaños de 1 a 1.6 mm de longitud, y algunos se encuentran maclados. En la facies de granito equigranular, en el contacto granito-gabro, se observa una inestabilidad mineral, donde los piroxenos muestran coloraciones en luz natural que lo confunden con anfíbol (Figura IV-11C).

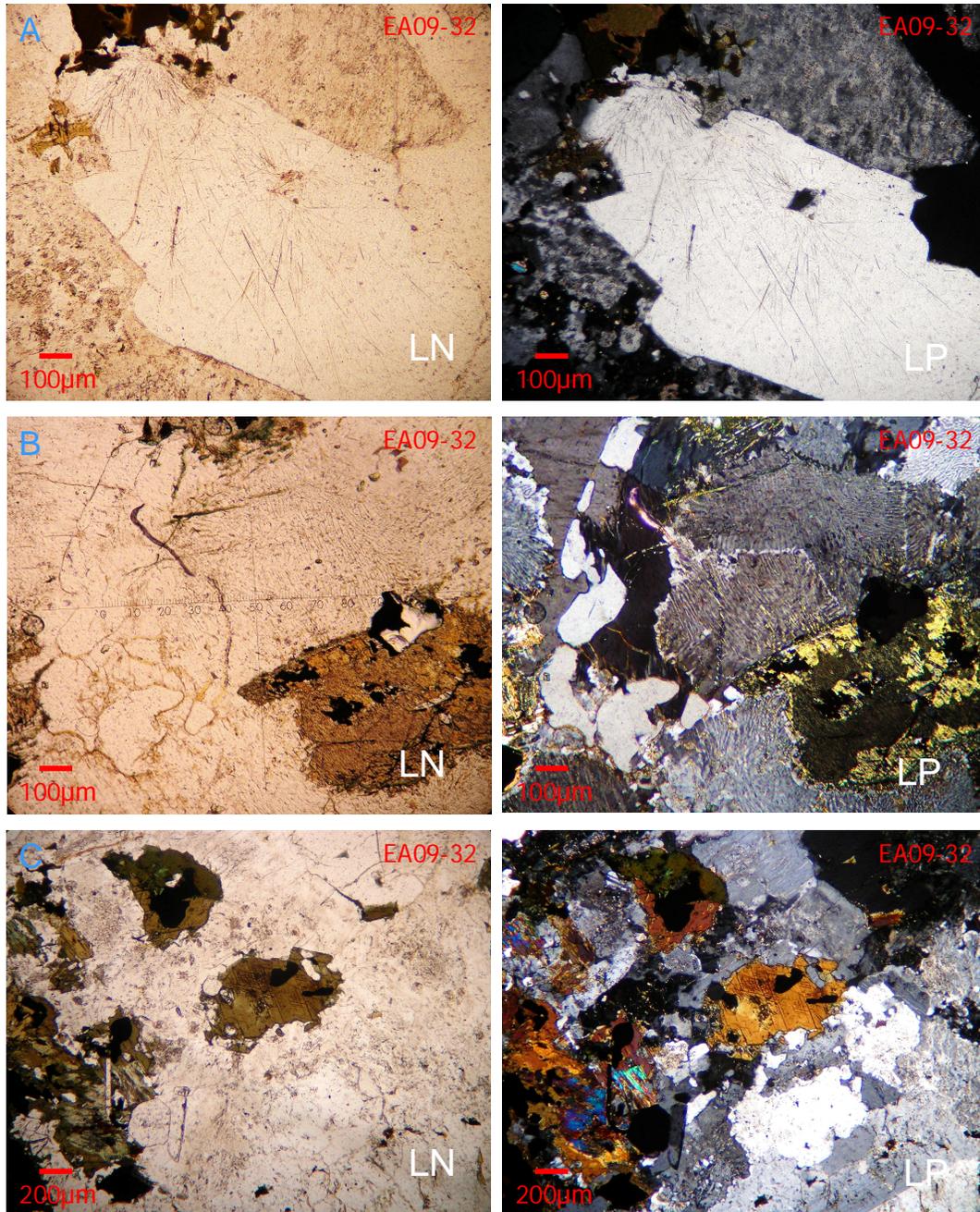


Figura IV-11. A: Cuarzo con inclusiones de rutilo. B: Texturas de desmezcla. C: Clinopiroxeno-hornblenda inestable, al centro.

4.2.1.4. Resultados del estudio mineralógico primario

La composición modal de los intrusivos de Sobai Satechi fue determinada de acuerdo a la clasificación de Streckeisen (1974), en un conteo de 500 puntos por lámina. Los términos intermedios y máficos se ubican en los campos de gabro y diorita, y los términos félsicos en el campo de monzogranitos (Figura IV-12). Las muestras consideradas gabros como tal ($An > 50$) se ubican en los campos de gabro, principalmente, gabro olivínico y gabro con piroxeno, mostrando el predominio del clinopiroxeno y la plagioclasa, y la presencia de facies con olivino y ortopiroxeno.

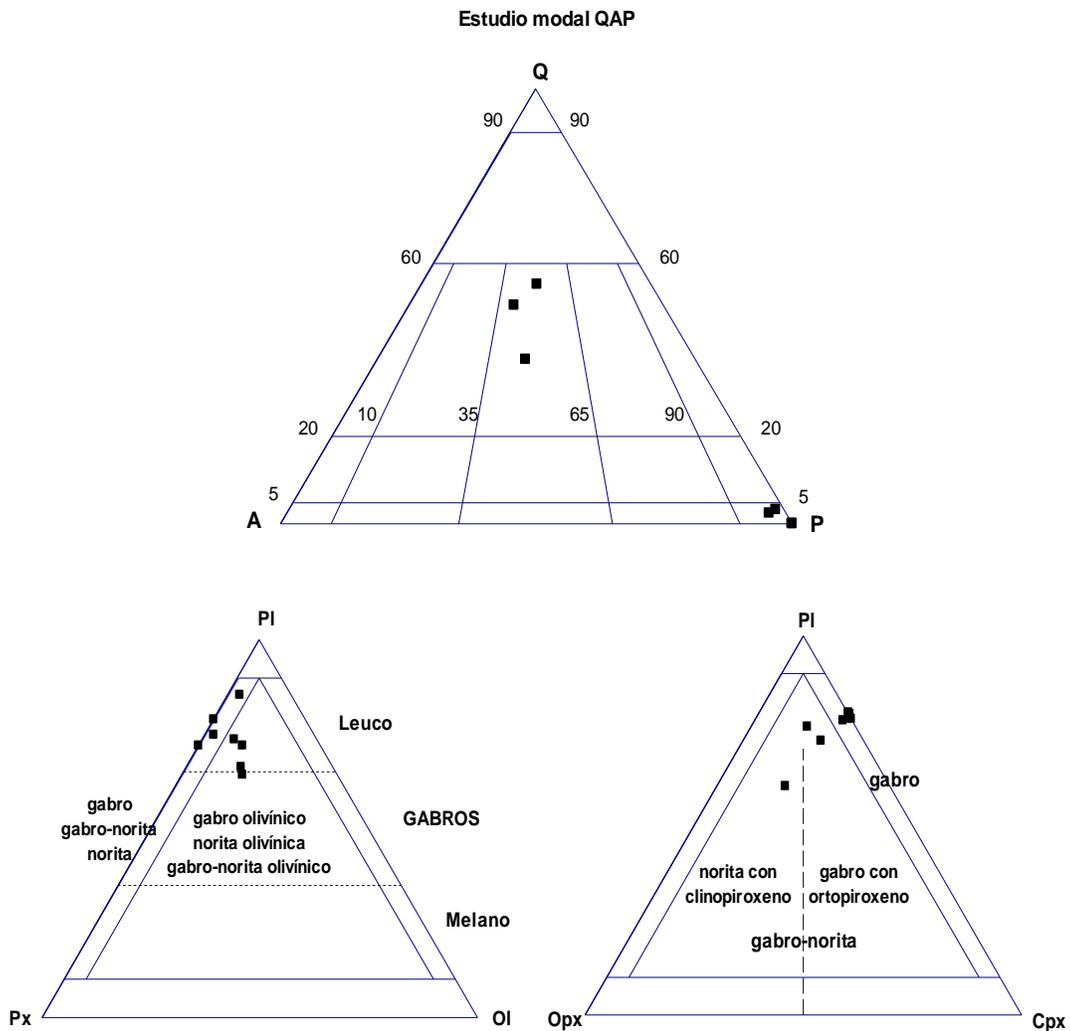


Figura IV-12. Clasificación modal de los intrusivos de Sobai Satechi según la clasificación de rocas plutónicas de Streckeisen (1974). Conteo de 500 puntos por lámina. Clasificación para rocas gabroicas ($An > 50$).

4.2.2. Mineralogía Secundaria

4.2.2.1. Gabro

Las plagioclasas se encuentran frescas a moderadamente alteradas a sericita, hasta en un 15%, en algunos casos rellenando fracturas del cristal. Algunos cristales presentan reemplazamiento por óxidos de Fe-Ti, los cuales están ligeramente alineados dentro de la plagioclasa (Figura IV-13B).

Los piroxenos son el mineral con mayor alteración. Se encuentran reemplazados total y parcialmente por la asociación actinolita-clorita-epidota, siendo la primera la más persistente (Figura IV-14A). La epidota es de la variedad pistachita. Hay pseudomorfos de actinolita, a partir de posibles piroxenos, debido a su forma euédral intersticial entre plagioclasas, formas observadas en piroxenos sin alterar.

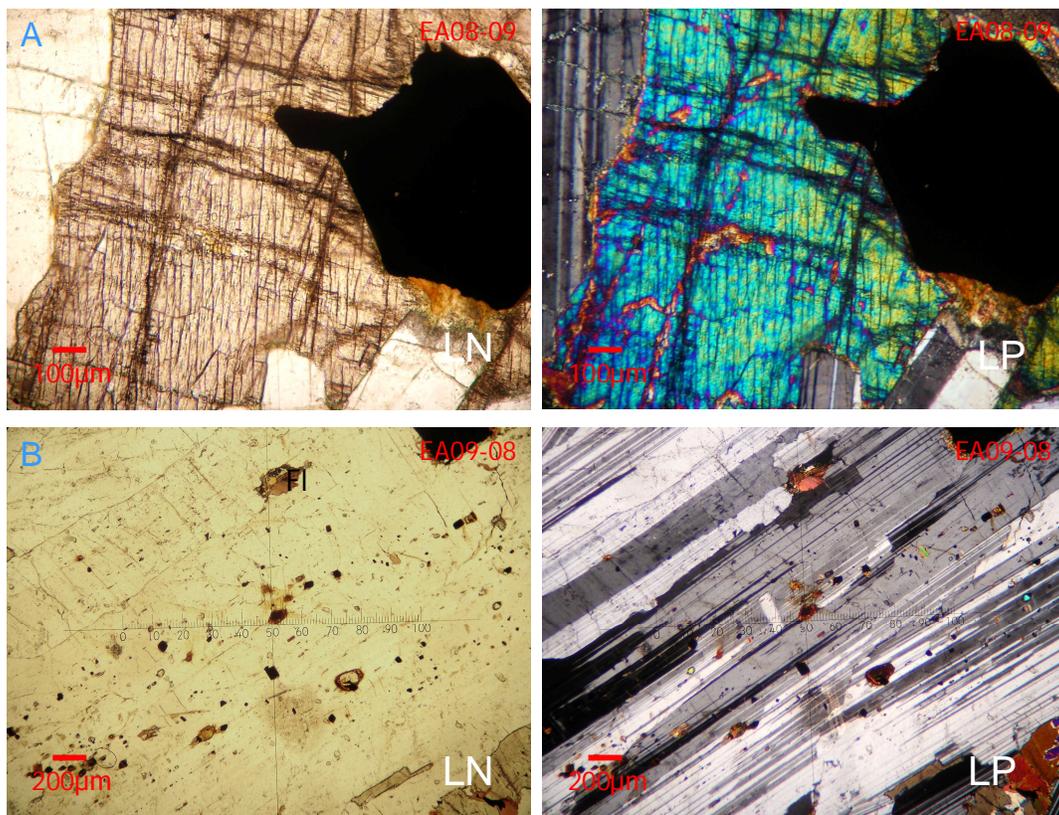


Figura IV-13. A: Opacos microcristalinos tardimagmáticos sobre clivaje de clinopiroxenos. B: Óxidos de Fe-Ti secundarios en plagioclasas.

Los olivinos (Figura IV-14B), algunos como pseudomorfos reconocidos por sus formas y relieves, se encuentran total, parcialmente y a lo largo de sus fracturas, reemplazados por óxidos de Fe-Ti, y parcialmente por clorita y menos común por epidota.

La flogopita está parcial a totalmente alterada a clorita, de la variedad penina, en cristales de hasta 2 mm de largo. En algunas facies el gabro presenta pequeños cristales anhedrales de calcita de hasta 500 μm .

Contactos gabro - cuerpos cortantes

Al acercarse a los bordes del gabro, en contacto cortante con otros cuerpos intrusivos y diques más jóvenes, aparecen paulatinamente cristales de turmalina en agregados fibroso-aciculares de hasta 500 μm de longitud. La asociación turmalina-actinolita se vuelve la alteración predominante en los contactos del gabro.

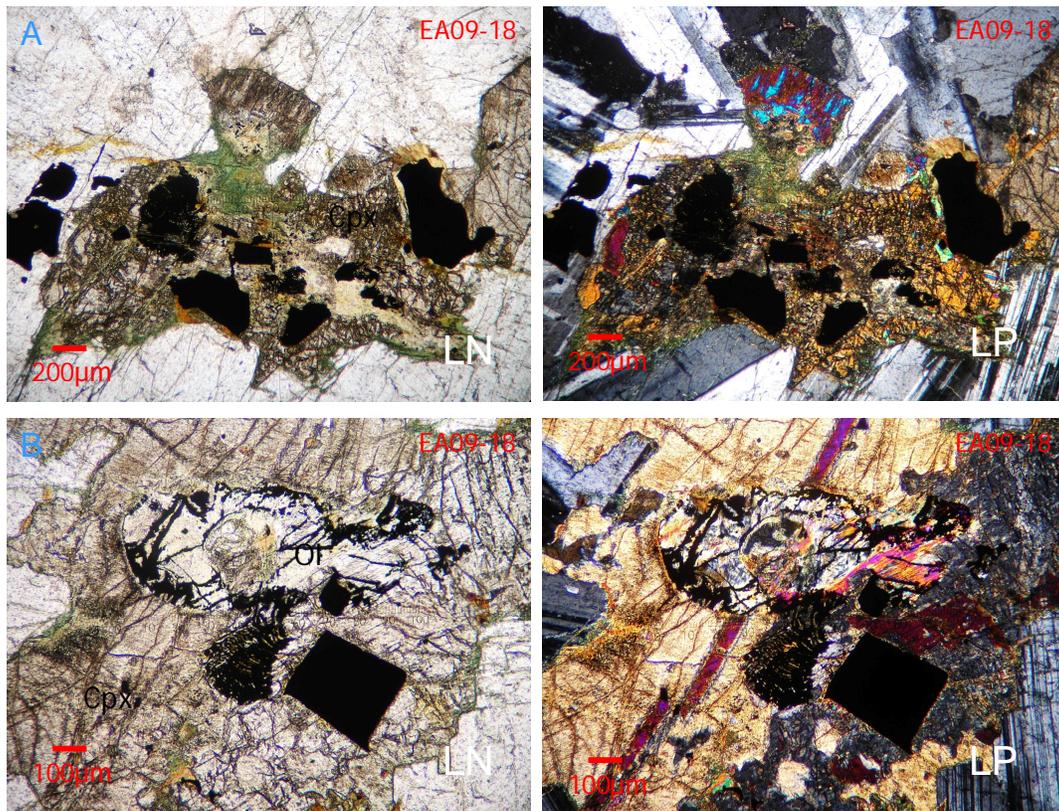


Figura IV-14. A: Piroxeno con alteración actinolita-clorita-epidota. B: Olivino con alteración epidota-clorita y óxidos de Fe-Ti.

La turmalina de la variedad shorlita (turmalina ferrífera) se encuentra en una zona de concentración, en cristales centimétricos, con pequeños cristales de calcita, epidota y agregados epidota-clorita (Figura IV-15A). Algunos de estos agregados están conformados también por calcita y agregados de esfena. En ciertas zonas, debido a lo fino del grano y el hábito fibroso de la epidota, no se distingue entre la clinozoisita y la zoisita no ferrífera, la cual está asociada a microcristales de clorita de la variedad penina.

Dentro de la zona de alteración, en una zona intermedia inmediata a la zona de concentración de turmalina, se observan cristales de plagioclasa alterada con maclas de extinción paralela, producto de una albitización. Esta facies del intrusivo corresponde a un gabro traquitoide, textura dada por las plagioclasas alineadas (Figura IV-15B). Los óxidos de Fe-Ti de mayor tamaño se encuentran alejados de la zona de concentración de turmalina. En su mayoría son coronados por clorita de la variedad penina y en ocasiones están asociados a pseudomorfos de actinolita con bordes de clorita (Figura IV-16).

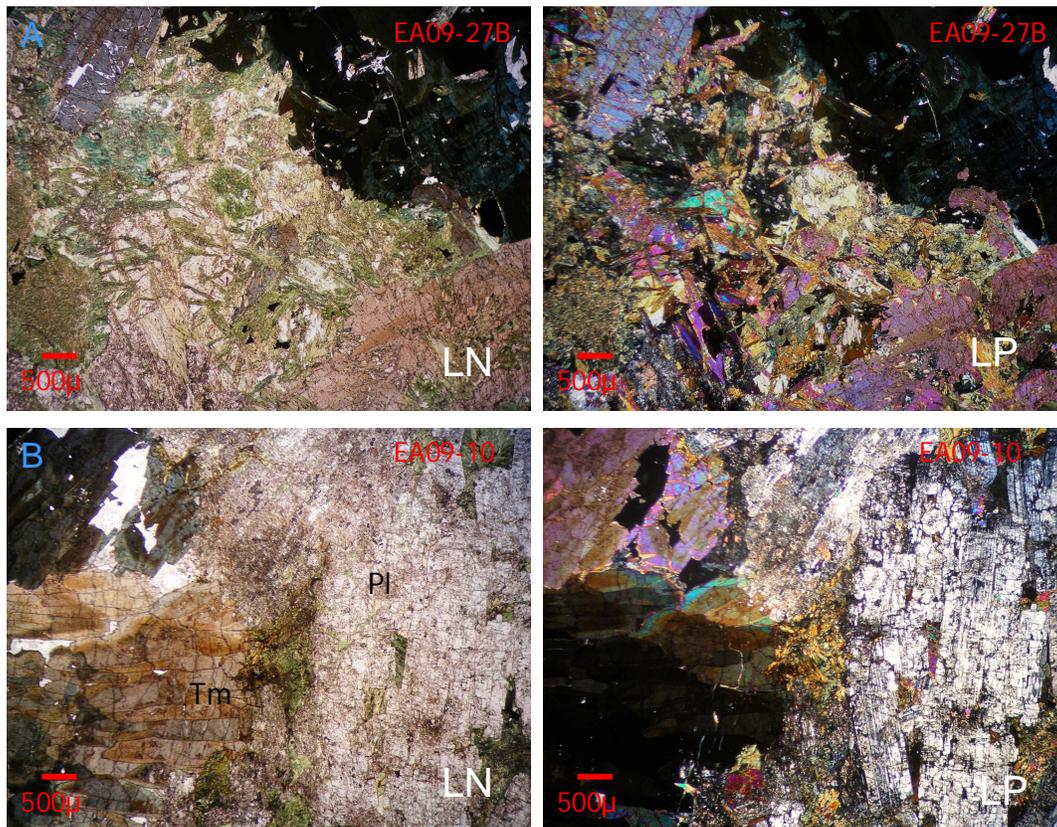


Figura IV-15. Zona de alteración del gabro con turmalina. A: Asociación epidota-clorita. B: Facies de gabro traquitoide.

4.2.2.2. Diorita

Los piroxenos se encuentran en su mayoría alterados, de manera parcial a total, en la mayoría de las muestras, por la asociación mineral clorita-actinolita-biotita-óxidos de Fe-Ti, siendo la asociación actinolita-biotita la más persistente (Figura IV-17A). Las biotitas secundarias son distintas de las flogopitas primarias en el color y tamaños de los cristales.

Las flogopitas se encuentran generalmente libres de alteración, a excepción de una de las muestras (EA08-12), donde presentan reemplazamiento parcial, ligero a moderado, por clorita de la variedad penina. Las plagioclasas en su mayoría son frescas, pero en otras ocasiones se encuentran leve a moderadamente sericitizadas.

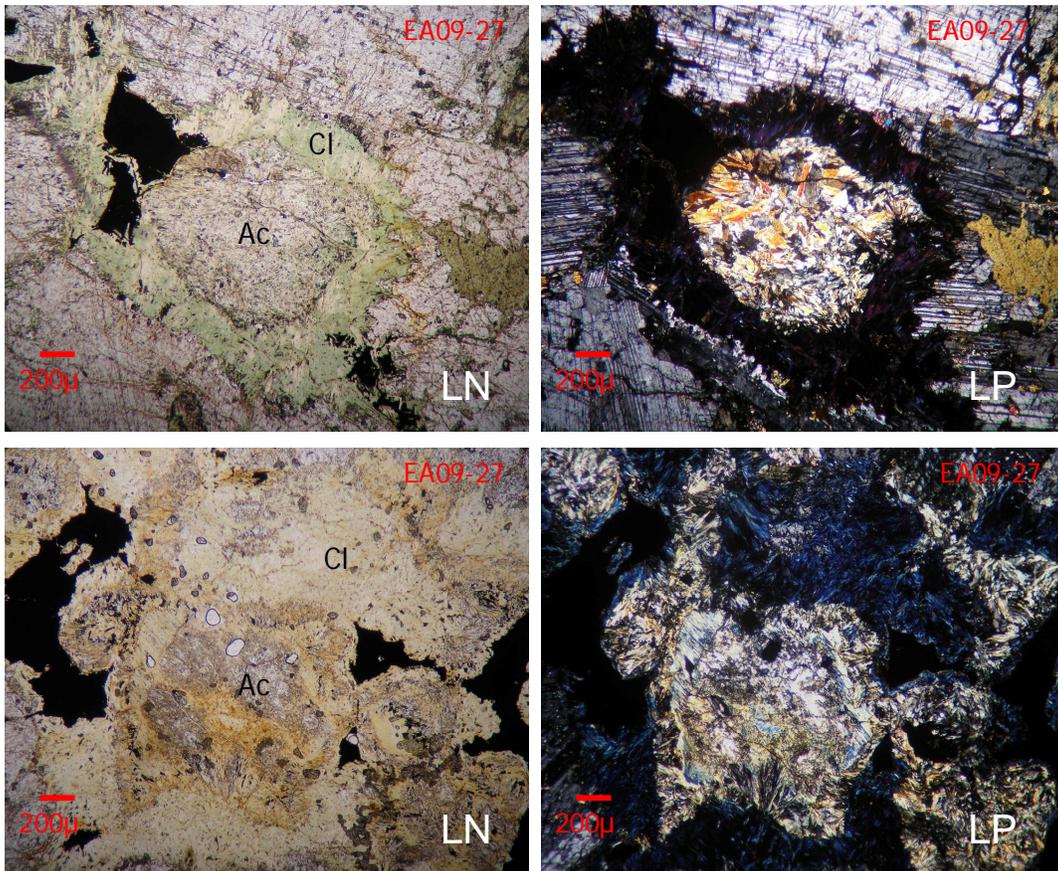


Figura IV-16. Asociación actinolita-penina en zonas de alteración del gabro.

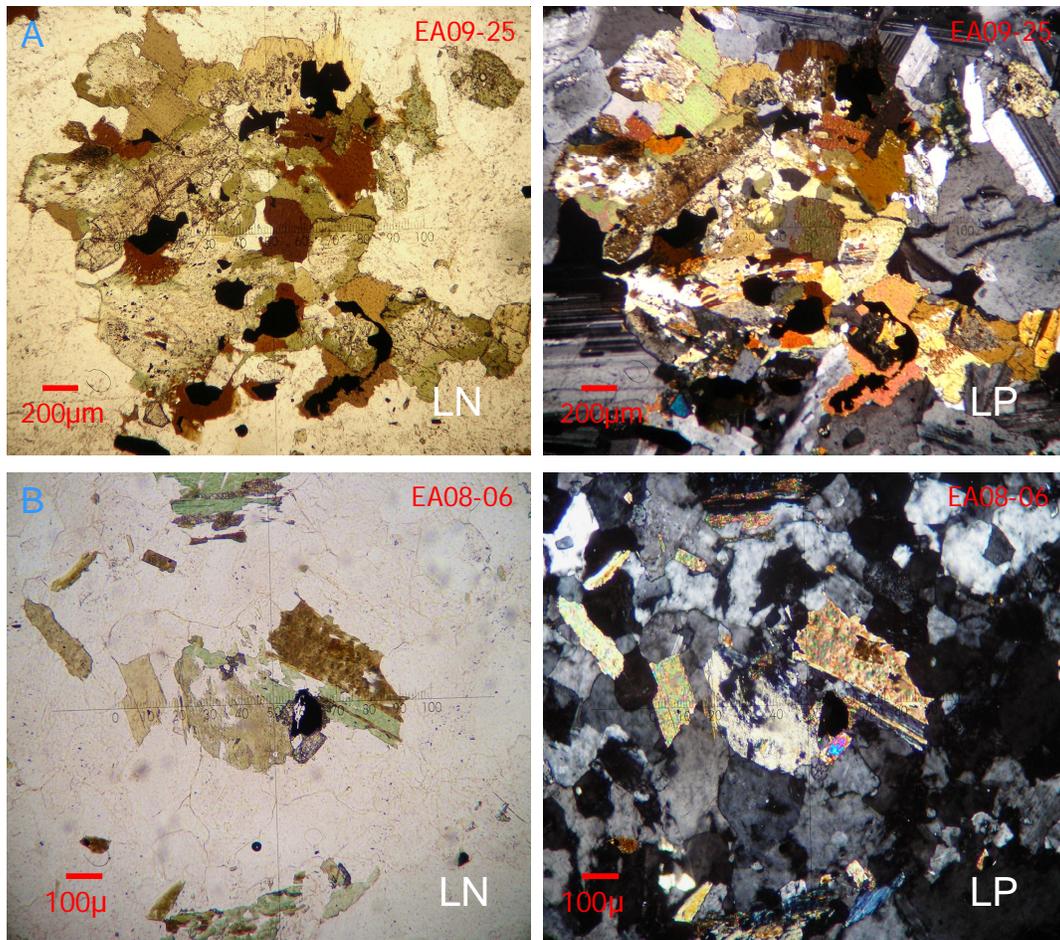


Figura IV-17. A: Asociación Clorita-Actinolita-Biotita-Óxidos de Fe-Ti alterando al piroxeno. B: Dique diorítico con alteración sericita-epidota en plagioclasas, clorita-epidota en flogopitas, y actinolita en piroxenos. B: Piroxeno alterado a actinolita y biotita alterada a clorita.

4.2.2.3. Granito

La unidad en general presenta alteración penetrativa, moderada, de óxidos de Fe-Ti, ocupando de 5 a 10 % de la mineralogía, según la facies. Los feldespatos alcalinos se encuentran prácticamente libres de alteración, mientras que las plagioclasas están alteradas levemente a epidota, casi despreciable, en las facies de grano fino, y de moderada a altamente alteradas a sericita, en las facies de grano más grueso. Las flogopitas están alteradas total y parcialmente a clorita y epidota, mientras que los piroxenos presentes, que se encuentran asociados a las micas, se encuentran parcialmente alterados a actinolita (Figura IV-17C).

4.2.2.4. Discusión del estudio de alteraciones

La presencia de alteración en los intrusivos de Sobai Satechi, disminuye de los términos máficos a los félsicos. Sin embargo, de manera general y de acuerdo a la mineralogía secundaria descrita, estos cuerpos presentan alteración propilítica (clorita + epidota + calcita + actinolita), además de sericita y óxidos de Fe-Ti.

El gabro presenta además una facies con la asociación turmalina-actinolita, la cual es típica de un ambiente hidrotermal.

Al ser el gabro el intrusivo con mayor alteración, se reafirma el planteamiento sobre su recalentamiento y el *reseteo* de la edad radiométrica determinada para este cuerpo. Además, la mineralogía primaria y su evolución de un término a otro, sugiere que los intrusivos están ligados genéticamente, lo cual se discutirá con los resultados químicos de los intrusivos.

4.3. Estudio Geoquímico

En el análisis químico por roca total de los intrusivos del área se llevó a cabo un estudio petrográfico preliminar de 21 muestras representativas, de las cuales se seleccionaron doce muestras para el análisis de elementos mayores y nueve de éstas para el análisis de elementos traza, incluyendo las tierras raras (*REE*).

Los resultados son agrupados y analizados según el tipo de roca y su ubicación temporal de acuerdo al orden cronológico establecido (Figura II-11). Así, se presentan las características geoquímicas y la discusión de los intrusivos laramídicos (Tabla IV-2).

4.3.1. Características químicas de los intrusivos laramídicos

Elementos mayores

Los valores representativos de los intrusivos cubren un rango composicional de 49 a 74% en SiO₂, presentando una variación casi continua cuyo *gap* máximo es de 7% entre los términos intermedios a félsicos. En el estudio normativo se observa una sola muestra

con nefelina y sin hiperstena (MO97-8), el resto son saturadas en sílice con hiperstena, o sobresaturadas en sílice con cuarzo, y en el caso de las dos muestras más diferenciadas (MO97-6 y EA08-05), presencia de corindón en valores bajos. En el diagrama de Sílice *versus* Álcalis Totales (TAS) para rocas plutónicas (Middlemost, 1994), sobreponiendo la línea discriminadora de Irvine & Baragar (1971), estos puntos se reparten globalmente en el dominio de las rocas subalcalinas con un continuo desde gabros hasta granitos, aunque algunas rocas de composición intermedia se sitúan sobre la línea de discriminación, debido principalmente al efecto elevado del potasio (Figura IV-18).

Tabla IV-2. Composición química de elementos mayores y Norma CIPW de los intrusivos laramídicos de Sobai Satechi.

Intrusivos laramídicos												
Área Sobai Satechi												
Muestra	EA08-20	MO97-16	MO97-8	MO97-17	EA08-09	EA08-12	MO97-13	EA09-25	EA09-32	EA08-07	MO97-6	EA08-05
Mayores %												
SiO ₂	48.10	48.90	49.22	50.37	51.30	55.70	55.80	58.30	59.70	67.30	70.76	72.90
TiO ₂	1.36	1.68	1.49	1.41	1.26	1.06	1.25	1.18	1.33	0.62	0.31	0.25
Al ₂ O ₃	18.35	16.81	18.43	16.66	19.25	16.05	16.44	16.75	14.60	14.15	14.83	13.50
Fe ₂ O ₃	3.02	3.24	2.95	1.02	2.48	1.73	2.02	1.95	2.04	1.03	0.75	0.42
FeO	7.15	7.86	7.18	8.60	5.56	5.58	6.10	5.33	5.98	2.82	1.71	1.44
MnO	0.15	0.16	0.14	0.19	0.11	0.14	0.16	0.16	0.15	0.07	0.04	0.04
MgO	4.83	5.31	4.95	5.19	3.06	3.16	3.65	2.66	1.38	0.93	0.42	0.39
CaO	10.55	10.29	10.94	8.99	9.32	6.27	6.75	5.40	3.62	2.45	1.71	1.61
Na ₂ O	2.82	3.04	3.30	3.11	3.44	3.67	4.23	4.30	3.65	3.33	3.45	3.04
K ₂ O	0.68	1.07	0.84	1.97	1.06	2.01	2.65	2.64	4.46	4.46	5.40	4.63
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.14	0.23	0.16	0.43	0.53	0.52	0.65	0.20	0.13	0.05
LOI	1.99	2.07	0.73	1.19	0.29	1.31	0.76	-0.10	0.60	0.49	0.55	0.68
TOTAL	99.15	100.59	100.31	98.93	97.29	97.11	100.34	99.09	98.16	97.85	100.06	98.95
Norma CIPW												
Qz	0.00	0.00	0.00	0.00	1.35	7.47	0.78	6.23	10.06	23.38	24.79	33.08
Or	4.13	6.41	4.98	11.90	6.45	12.38	15.71	15.71	26.98	27.04	32.03	27.81
Ab	24.54	26.09	26.98	26.90	29.98	32.39	35.91	36.65	31.63	28.92	29.31	26.15
An	36.41	29.48	33.11	26.25	34.98	22.31	18.11	18.74	10.53	10.77	7.75	7.82
Ne	0.00	0.00	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	13.66	17.64	16.95	14.85	9.73	6.23	10.24	4.31	3.37	0.42	0.00	0.00
Hyp	8.67	3.20	0.00	4.40	12.59	14.24	13.67	13.10	11.33	6.77	4.05	3.30
Ol _{mg}	3.28	5.16	5.66	5.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol _{fe}	3.69	5.63	6.07	5.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	2.21	2.38	2.15	1.52	1.75	1.62	1.73	1.56	1.75	0.84	0.52	0.40
Ilm	2.66	3.24	2.85	2.74	2.47	2.10	2.39	2.26	2.59	1.21	0.59	0.48
Ap	0.37	0.38	0.33	0.56	0.39	1.06	1.26	1.24	1.58	0.49	0.31	0.12
Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.68
Mgv	50.89	51.07	51.59	53.58	45.42	48.39	49.40	44.30	27.21	34.48	27.16	31.29
ID	28.67	32.50	32.52	38.80	37.78	52.24	52.40	58.59	68.67	79.33	86.13	87.05

$$Mgv = (Mg / (Mg + Fe_2)) * 100$$

$$ID = Qz + Or + Ab + Ne + Lc; \text{ (Thornton y Tuttle, 1960)}$$

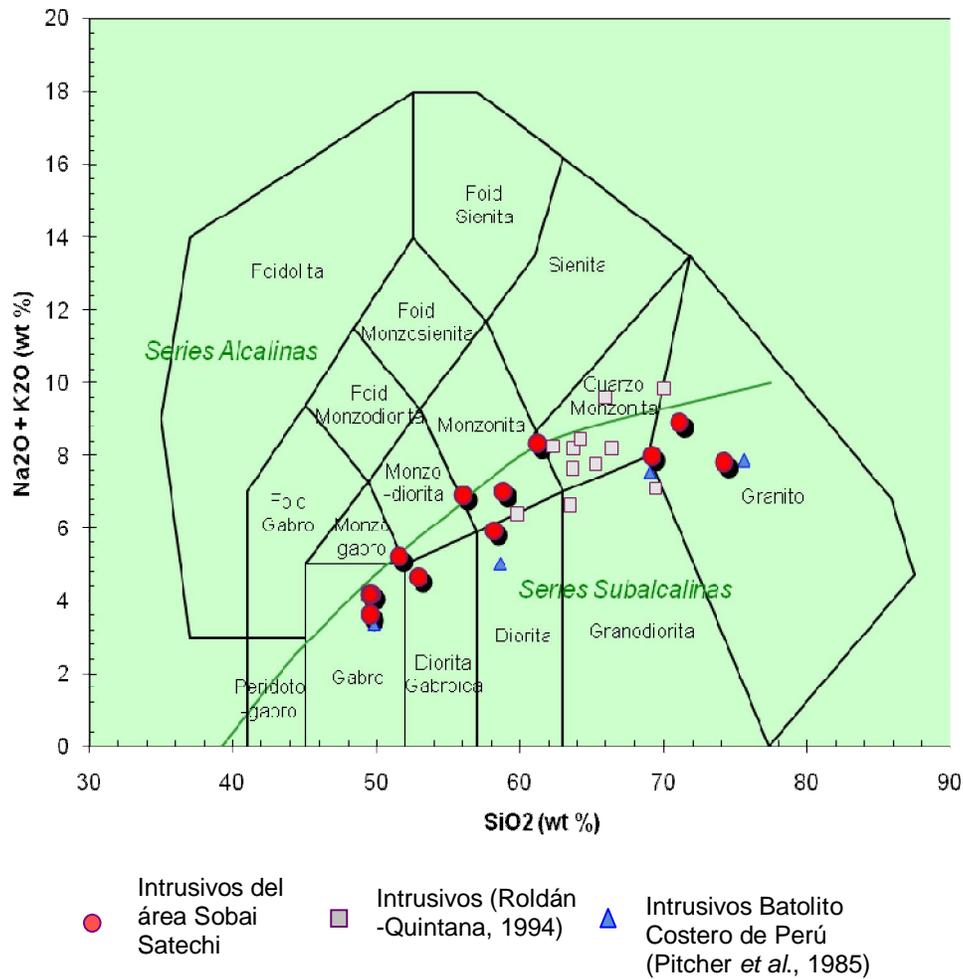


Figura IV-18. Diagrama TAS de clasificación química de los intrusivos laramídicos de Sobai Satechi, y a manera de comparación, los intrusivos de la Sierra Oposura y del Batolito costero de Perú.

Sobre el diagrama se pueden notar varios aspectos: a) que las rocas básicas a intermedias básicas (47-57% de sílice), definidas anteriormente como gabros, se encuentran ya diferenciadas, con $M_{gv} < 54$, repartiéndose en los campos de gabro, monzogabro, diorita gabroica, monzodiorita y diorita; b) que los intrusivos más tardíos, que cortan a la secuencia plutónica completa son los más evolucionados, correspondiendo a granito. Cabe mencionar que se presenta un continuo de rocas sobre el diagrama TAS, a excepción de un *gap* en el dominio de cuarzo monzonita y granodiorita, campo donde se concentra la casi totalidad de muestras analizadas para la Sierra Oposura por Roldán Quintana (1994) (Figura IV-18).

El diagrama AFM, que permite discriminar el campo calcoalcalino del toleítico, según las líneas discriminatorias de Kuno (1968) e Irvine y Baragar (1971) (Figura IV-19), muestra una trayectoria bien marcada de los puntos, desde los términos máficos hasta los félsicos, dentro del dominio calcoalcalino. En los diagramas TAS, SiO_2 vs. K_2O y AFM se muestran los valores del segmento de Lima del Batolito costero de Perú (Pitcher *et al.*, 1985), como ejemplo típico de un margen continental activo, mostrando los intrusivos de Sobai Satechi un comportamiento similar, con ligeramente mayor contenido en potasio.

En el diagrama $(\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_N$ para la división de rocas subalcalinas (Le Maitre *et al.*, 1989; Rickwood, 1989), se observa un rápido enriquecimiento en potasio en función del aumento del contenido en sílice, desde potasio medio hasta potasio muy elevado (Figura IV-20). Los términos con menor contenido en sílice se agrupan en el campo de la serie calcoalcalina de potasio medio, mientras que los términos intermedios caen en el campo de la serie calcoalcalina de alto potasio. Los términos con mayor contenido en sílice, cuyos porcentajes alcanzan valores desde 70% a casi 75%, presentan altas cantidades de potasio, agrupándose aún dentro del campo de la serie calcoalcalina, pero con una tendencia hacia la serie shoshonítica.

En los diagramas tipo Harker (Figura IV-21) se observan tendencias lineales con correlación negativa en los contenidos de calcio, magnesio, fierro total, y de manera menos regular, de titanio y aluminio, con respecto al Índice de Diferenciación ID. Este comportamiento de los puntos refleja un empobrecimiento regular de estos elementos conforme el contenido la diferenciación evoluciona. La variación del sílice y potasio, como ya se hecho notar, es inversa habiendo una correlación positiva entre éste y el ID.

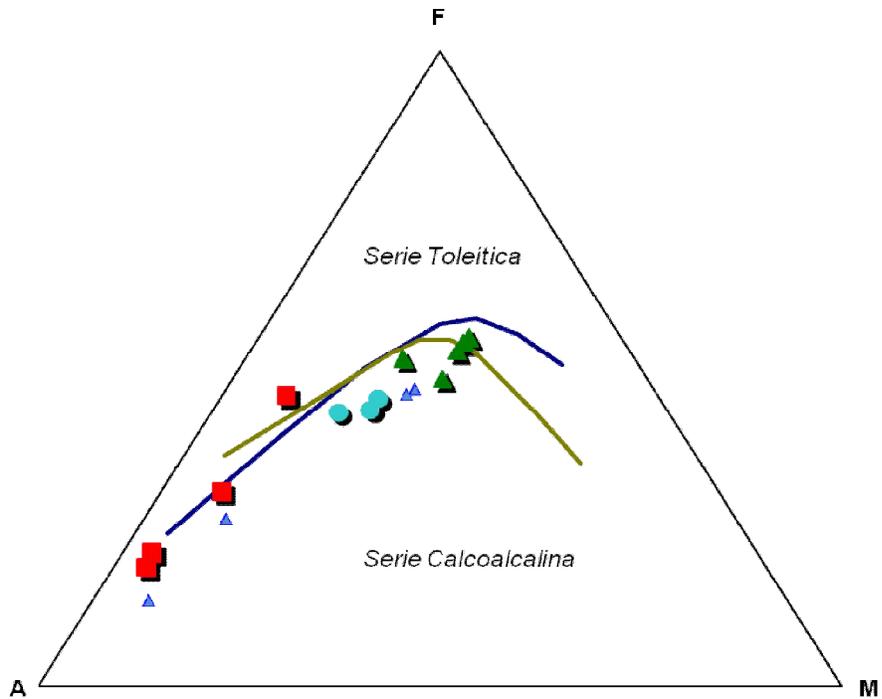


Figura IV-19. Diagrama AFM mostrando el límite entre el campo calcoalcalino y el campo toleítico, según Kuno (1968) - línea azul; y según Irvine y Baragar (1971) - línea verde. Simbología de la Figura IV-20.

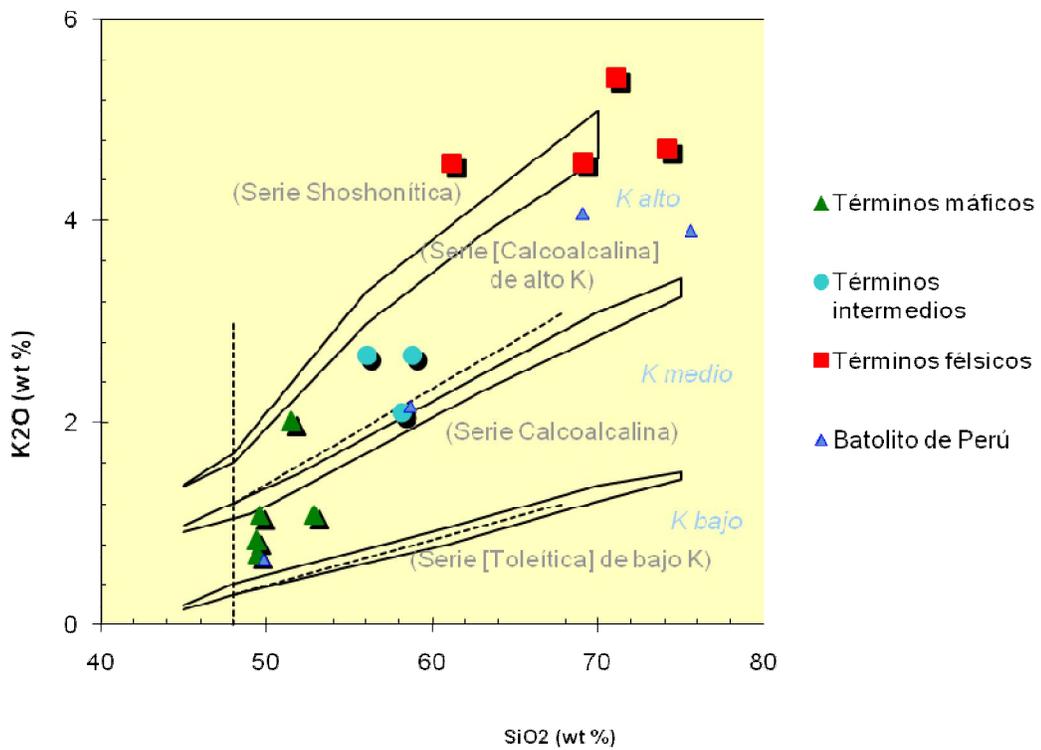


Figura IV-20. Diagrama $(K_2O/SiO_2)_N$ para división de rocas subalcalinas, LeMaitre *et al.* (1989) y Rickwood (1989).

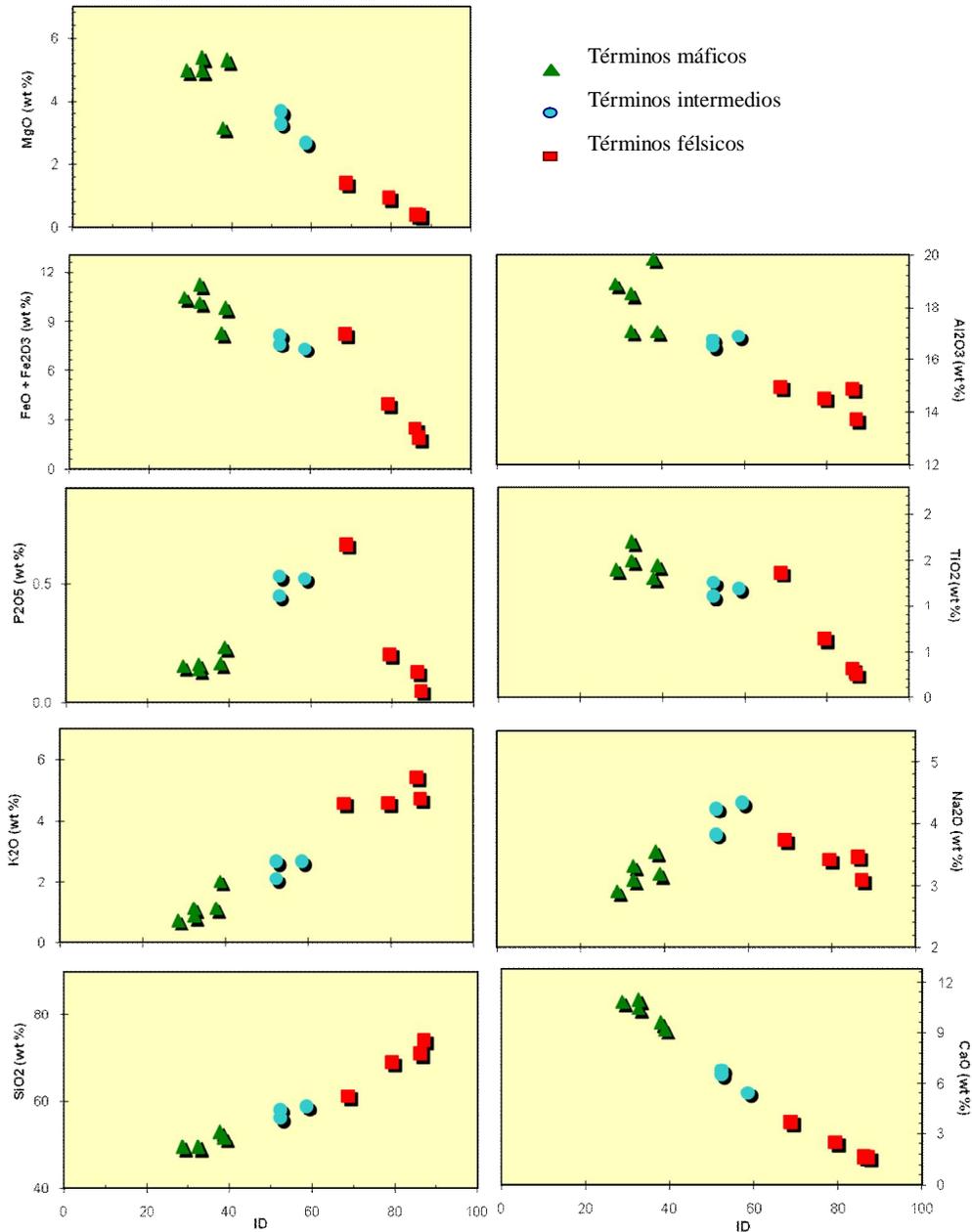


Figura IV-21. Diagramas de correlación tipo Harker Óxidos mayores/ID (Índice de Diferenciación) de los intrusivos de Sobai Satechi.

Los contenidos en fósforo y sodio son menos regulares, mostrando un máximo en los términos intermedios para volver a descender en los términos más evolucionados. Las tendencias de los óxidos mayores con respecto a la sílice dan pauta a pensar que son características de una cristalización fraccionada, en cuyo caso el Índice de Diferenciación avanza progresivamente de 28 a 87.

Elementos traza

Los datos obtenidos sobre los elementos traza se presentan en la Tabla IV-3.

Tabla IV-3. Composición química de elementos traza y tierras raras de los intrusivos laramídicos de Sobai Satechi.

Intrusivos laramídicos											
Área Sobai Satechi											
Muestra	EA08-20	MO97-16	MO97-8	MO97-17	EA08-09	EA08-12	MO97-13	EA09-25	EA09-32	EA08-07	EA08-05
Trazas ppm											
Rb	18.80	27.00	19.00	93.40	31.50	75.20	81.00	99.80	229.00	255.00	265.00
Sr	628.00	715.00	682.00	676.00	693.00	581.00	558.00	559.00	290.00	268.00	225.00
Ba	361.00	537.00	406.00	518.00	541.00	853.00	953.00	998.00	1210.00	774.00	876.00
Co	38.60	51.00	45.00	33.30	25.80	18.30	27.00	13.00	13.40	6.30	2.70
Cu	36.00	10.00	26.00	31.00	34.00	18.00	20.00	9.00	102.00	32.00	<5
Cr	50.00	34.00	42.00	70.00	10.00	20.00	30.00	10.00	<10	10.00	<10
Ni	40.00	30.00	22.00	23.00	17.00	13.00	13.00	5.00	5.00	<5	<5
V	382.00	455.00	422.00	347.00	346.00	132.00	138.00	97.00	61.00	49.00	17.00
Zn	129.00	94.00	93.00	156.00	93.00	118.00	104.00	125.00	139.00	80.00	44.00
Zr	109.00	93.00	62.00	129.00	120.00	241.00	248.00	274.00	634.00	422.00	211.00
Y	17.70	18.00	15.00	18.20	17.10	29.80	34.00	31.60	56.70	35.80	20.20
Nb	6.00	4.00	2.00	6.00	5.20	11.80	14.00	13.90	31.90	24.30	16.10
Cs	2.38	-	-	3.5	2.74	6.00	-	5.07	20.50	23.20	30.20
Th	3.88	-	-	4.03	3.19	8.80	-	10.30	26.50	35.40	35.30
Ta	0.40	-	-	0.4	0.30	0.80	-	0.80	2.00	2.20	2.10
U	1.40	-	-	1.24	1.09	2.84	-	2.68	7.81	10.25	14.05
Pb	11.00	-	-	36	9.00	16.00	-	21.00	33.00	33.00	29.00
Hf	3.20	-	-	3.4	3.00	5.80	-	7.00	15.90	10.90	6.10
Sn	1.00	-	-	3	1.00	2.00	-	2.00	6.00	5.00	4.00
W	1.00	-	-	2	1.00	1.00	-	1.00	4.00	5.00	4.00
Ga	20.80	-	-	19.6	22.60	20.40	-	21.00	22.40	19.70	18.00
Mo	<2	-	-	<2	<2	<2	-	<2	7.00	2.00	<2
REE ppm											
La	15.70	-	-	15.00	15.20	34.00	-	37.30	69.20	52.90	37.00
Ce	32.1	-	-	32.1	32	70	-	75.6	142	102.5	66
Pr	3.97	-	-	4.13	3.91	8.34	-	9.1	17.05	11.2	6.76
Nd	17.2	-	-	17.3	15.7	32.1	-	37.5	68.4	39.4	22.3
Sm	3.75	-	-	3.89	3.53	6.47	-	7.39	13.55	7.46	4.13
Eu	1.25	-	-	1.17	1.28	1.83	-	2.01	2.5	1.14	0.72
Gd	3.96	-	-	4.01	3.47	6.53	-	7.56	13.55	7.46	3.99
Tb	0.62	-	-	0.62	0.55	0.97	-	1.1	2.04	1.15	0.6
Dy	3.47	-	-	3.53	3.07	5.28	-	6.17	11.2	6.24	3.33
Ho	0.72	-	-	0.69	0.63	1.09	-	1.21	2.23	1.3	0.69
Er	2.04	-	-	2.07	1.77	3	-	3.62	6.59	3.78	2.02
Tm	0.31	-	-	0.27	0.25	0.44	-	0.49	0.92	0.58	0.33
Yb	1.79	-	-	1.84	1.52	2.76	-	3.26	6.06	3.69	2.14
Lu	0.27	-	-	0.27	0.23	0.43	-	0.49	0.88	0.56	0.34

Los elementos traza son primeramente discutidos a partir de diagramas binarios de trazas en función del Índice de Diferenciación ID (Figura IV-22), de manera equivalente a como se hizo con los elementos mayores en los diagramas de correlación.

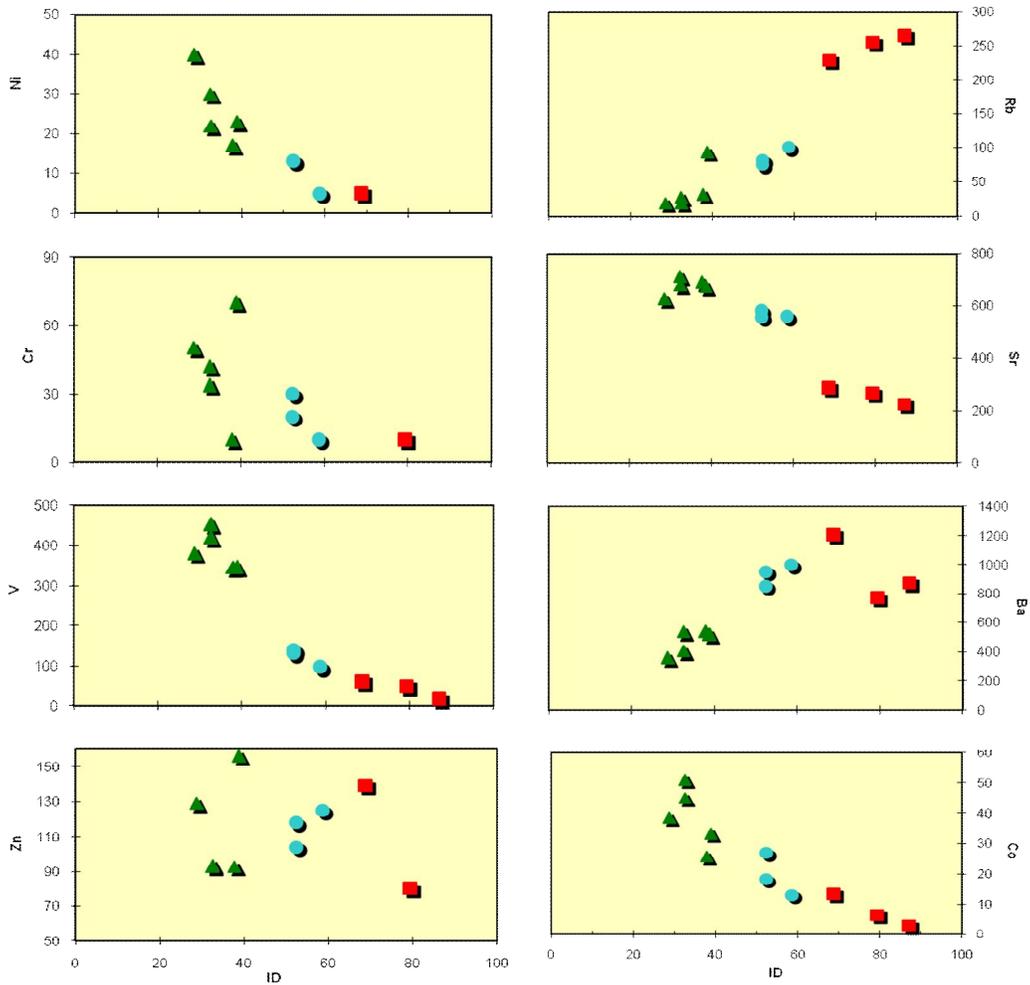


Figura IV-22. Diagramas de correlación Elementos Traza/ID (Índice de Diferenciación) de los intrusivos de Sobai Satechi. Simbología de la Figura IV-21.

Los valores de $\text{Cr} \leq 70$ ppm y de $\text{Ni} \leq 40$ ppm muestran, nuevamente, que los intrusivos de composición máfica se encuentran ya muy diferenciados. Los elementos que están relativamente mejor correlacionados con el ID son el Co, V y Ni cuyos valores van decayendo en una tendencia ligeramente parabólica. El resto de los elementos muestran una dispersión de puntos, de las cuales, en general el Cr y Sr tienden a disminuir, y el Rb y Ba a aumentar.

Las Tierras Raras

Las tierras raras también se encuentran como elementos traza en minerales comunes formadores de rocas, en los cuales reemplazan a los iones mayores. Considerando este

fenómeno, se utilizaron los valores obtenidos de *REE* para los intrusivos de Sobai Satechi, normalizándolos con los valores de una condrita (Sun & McDonough, 1989), y graficándolos en orden de incompatibilidad, con las tierras raras ligeras (LREE) a la izquierda y las tierras raras pesadas (HREE) a la derecha (Figura IV-23).

Las tierras raras muestran espectros muy regulares con una pendiente suave negativa en LREE, un comportamiento casi horizontal en HREE [(Gd/Yb)_N = 1.5-2.2] y una anomalía negativa importante en Eu en los términos félsicos. Esta anomalía indica un fraccionamiento de la plagioclasa en los granitoides, coincidiendo con la fuerte inflexión del sodio en el diagrama tipo Harker, para los términos más diferenciados (Figura IV-21).

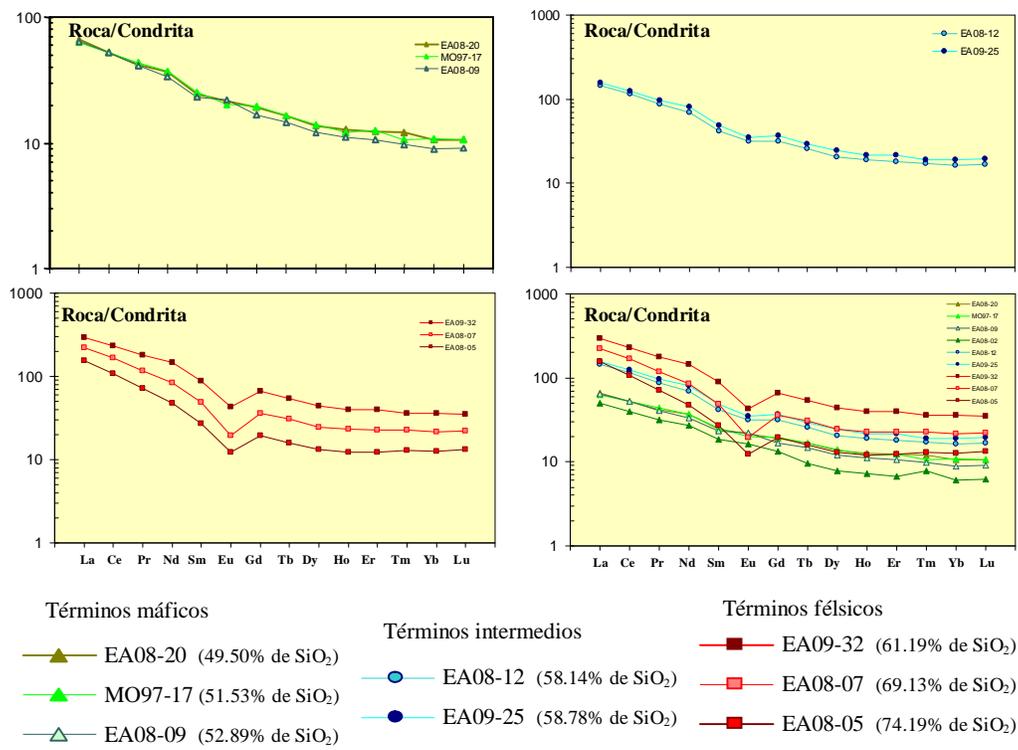


Figura IV-23. Diagramas de tierras raras normalizados a condrita de los intrusivos de Sobai Satechi (valores de normalización Sun & McDonough, 1989).

Las rocas básicas presentan una relación $(La/Sm)_N$ baja de 2.5-2.8, la cual aumenta a 3.3-3.4 en las rocas intermedias, y alcanza valores de 3.3 hasta 5.8 en las rocas ácidas. El cambio de pendiente pronunciado entre los términos félsicos, visible en los espectros completos incluyendo LREE [$(La/Yb)_N = 8.2-12.4$], indica un enriquecimiento en tierras raras en las fases de borde del granito en contacto con el gabro, lo cual pudiera ser producto de la asimilación cortical o del cuerpo máfico en contacto.

Diagramas Multielementos

Para hacer resaltar ciertas características de los conjuntos de rocas y sus posibles relaciones genéticas, algunos de los datos geoquímicos son representados en diagramas multielementos usando valores de normalización de manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) (Figura IV-24).

Los diagramas multielementos de las rocas máficas muestran un evidente paralelismo entre sí, en los cuales se observan mayores concentraciones de Rb, y de K en menor escala, en la muestra MO97-17 con respecto al resto del conjunto. Los espectros son irregulares debido a la presencia de anomalías positivas de Sr y Pb, y anomalías negativas de Rb, Th y Nb-Ta. En general los espectros muestran un mayor contenido en los elementos más incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th, U y K).

Con respecto a los términos intermedios, los diagramas multielementos muestran un paralelismo más marcado entre sí. Son más regulares con respecto a los espectros de los términos máficos, presentando anomalías negativas en Ti y Nb-Ta, positivas en Pb, y un enriquecimiento en todos los elementos, a excepción del Ti, Sr y K; además de mayor contenido en elementos más incompatibles con respecto al resto de los elementos graficados.

Los espectros en los diagramas multielementos de los términos félsicos muestran anomalías negativas acentuadas de Ba, Nb-Ta, Sr, P, Sm, Eu y Ti, así como anomalías positivas de Cs, Rb, Th, U, Pb y K.

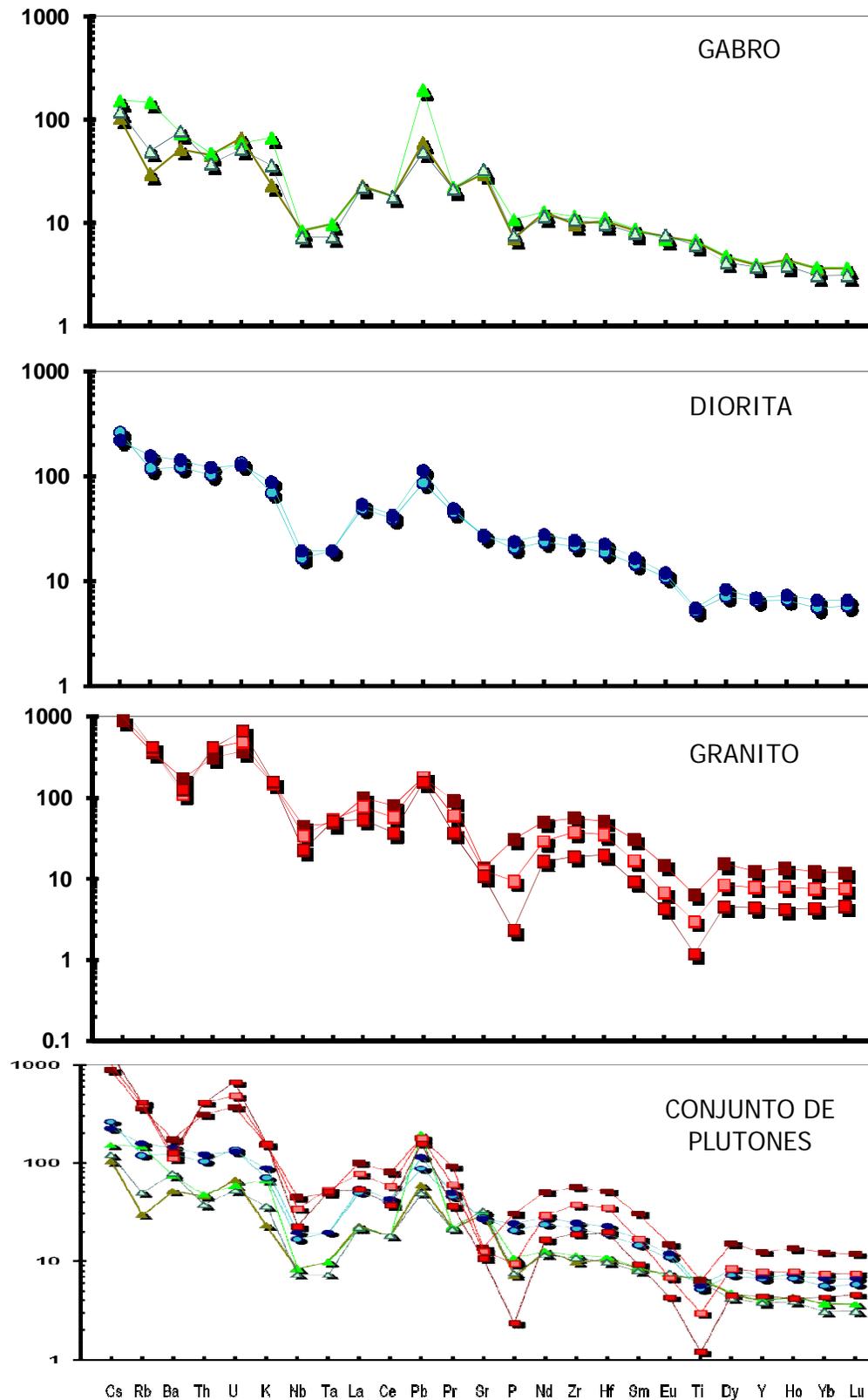


Figura IV-24. Diagramas multielementos normalizados a manto primitivo de los intrusivos de Sobai Satechi (valores de normalización Sun & McDonough, 1989). Simbología de la Figura IV-23.

En estos espectros sobresalen las fuertes anomalías negativas de Ti (mínimos de hasta 1.19) y P (mínimos hasta 2.34), las anomalías negativas en Ba (máximo de hasta 173), y la pronunciada anomalía positiva en Cs (máximo de hasta 1313).

4.3.2. Discusión sobre las relaciones genéticas entre los distintos intrusivos

Una vez reportados en un solo diagrama los valores espectrales de todos los intrusivos se observa con mayor claridad un continuo en los resultados geoquímicos. En el diagrama de tierras raras (Figura IV-23), los espectros son relativamente paralelos entre sí, con un enriquecimiento regular desde los términos máficos hacia los términos félsicos, mismo que se observa en el diagrama multielementos. Esta evolución conduce a reforzar el planteamiento sobre el origen de estos cuerpos por cristalización fraccionada.

En la transición de los espectros de las rocas básicas a los de las rocas ácidas en el diagrama multielementos (Figura IV-24), resaltan algunas inversiones en anomalías. El Rb, Th y Zr cambian de anomalías negativas a positivas, y los elementos Ba y Sr, pasan de anomalías positivas a negativas. Las anomalías negativas de Nb-Ta con respecto al Ba son típicas de ambientes en subducción, lo cual es consistente con los datos obtenidos para los elementos mayores. En los términos félsicos la anomalía del Ba es negativa, pero la concentración de éste con respecto a las del Nb y Ta es considerablemente mayor.

La relación Th/Ta de los intrusivos toma valores entre 9.7 y 16.8, los cuales son típicos de ambientes de subducción. La línea de tendencia de dichas relaciones muestra que los intrusivos están filiados genéticamente, ya que la ordenada al origen de la regresión lineal es cero (Figura IV-25).

Con el objetivo de reafirmar el carácter geodinámico de subducción de los intrusivos estudiados, se graficaron las relaciones La/10, Y/15 y Nb/8 en el diagrama discriminatorio de Cabanis & Lecolle (1989), que las considera para delimitar ambientes tectónicos de formación (Figura IV-26). A pesar de que la utilización del diagrama es propuesta para basaltos, se logra ver una tendencia desde los términos

máficos a los félsicos hacia el límite del dominio intracontinental tardi a postorogénico, ubicándose sin embargo, dentro del dominio orogénico.

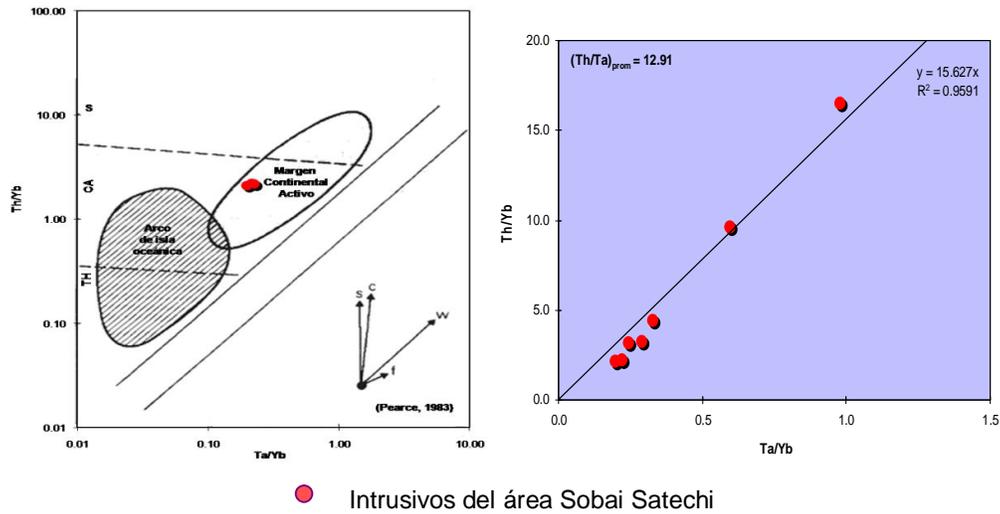


Figura IV-25. Relación Th/Ta del gabro (izquierda) y de los intrusivos de Sobai Satechi (derecha) (Pearce, 1983). Vectores, influencia de (S) componentes en subducción, (W) enriquecimiento intraplaca, (C) contaminación cortical, y (F) cristalización fraccionada.

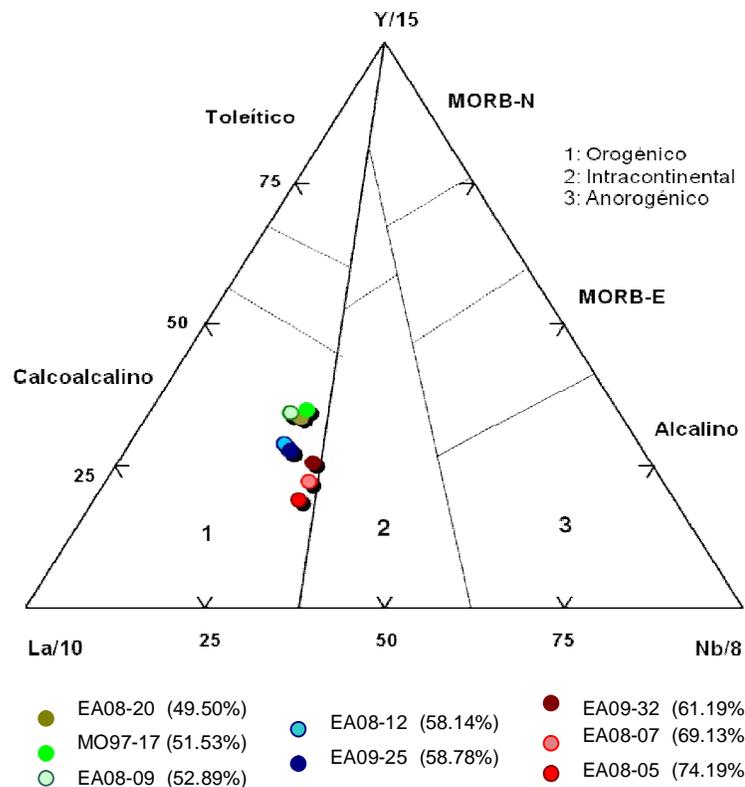


Figura IV-26. Diagrama de discriminación de Cabanis y Lecolle (1989). En la simbología, mostrando el contenido en sílice de cada muestra entre paréntesis.

Evolución del hierro en el transcurso de la diferenciación

Anteriormente se observó en el diagrama AFM que los puntos analizados de los intrusivos muestran afinidad calcoalcalina (Figura IV-19). Sin embargo, estos puntos se encuentran muy cerca de la frontera con la serie toleítica, mostrando tendencias de FeO total elevado.

Al analizar el comportamiento del hierro en el transcurso de la diferenciación, en función del MgO (Tilley y Muir, 1967), éste describe una trayectoria que es ubicada entre la de la serie calcoalcalina y la serie alcalina de Hawai (Figura IV-27). En el diagrama de Miyashiro (1975) esta evolución ubica a los intrusivos dentro del campo de la serie toleítica (Figura IV-28). Sin embargo, el carácter calcoalcalino previamente establecido de estos magmas es nuevamente confirmado por el decremento de V en función del ID, y de TiO_2 en función del FeO_t/MgO (Figura IV-29), como indicador de cristalización fraccionada (Miyashiro, 1975). De ahí que se concluya que los intrusivos corresponden a una serie calcoalcalina de alto contenido en hierro, tipo *Fenner trend*, ocasionada por una ausencia de liberación del hierro durante la cristalización.

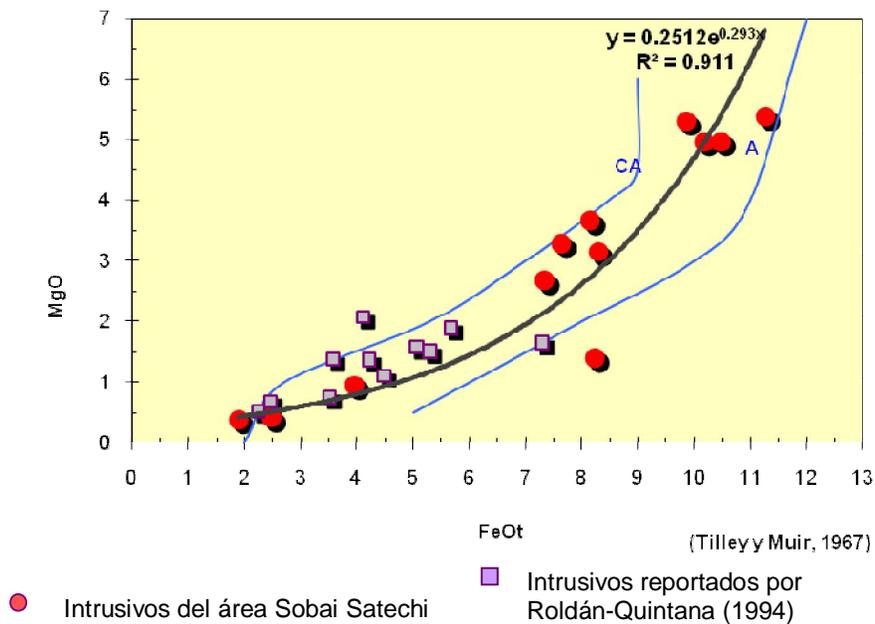


Figura IV-27. Diagrama $MgO/(FeO+Fe_2O_3)$, mostrando la evolución del hierro en función del decrecimiento de contenido en MgO (Tilley y Muir, 1967).

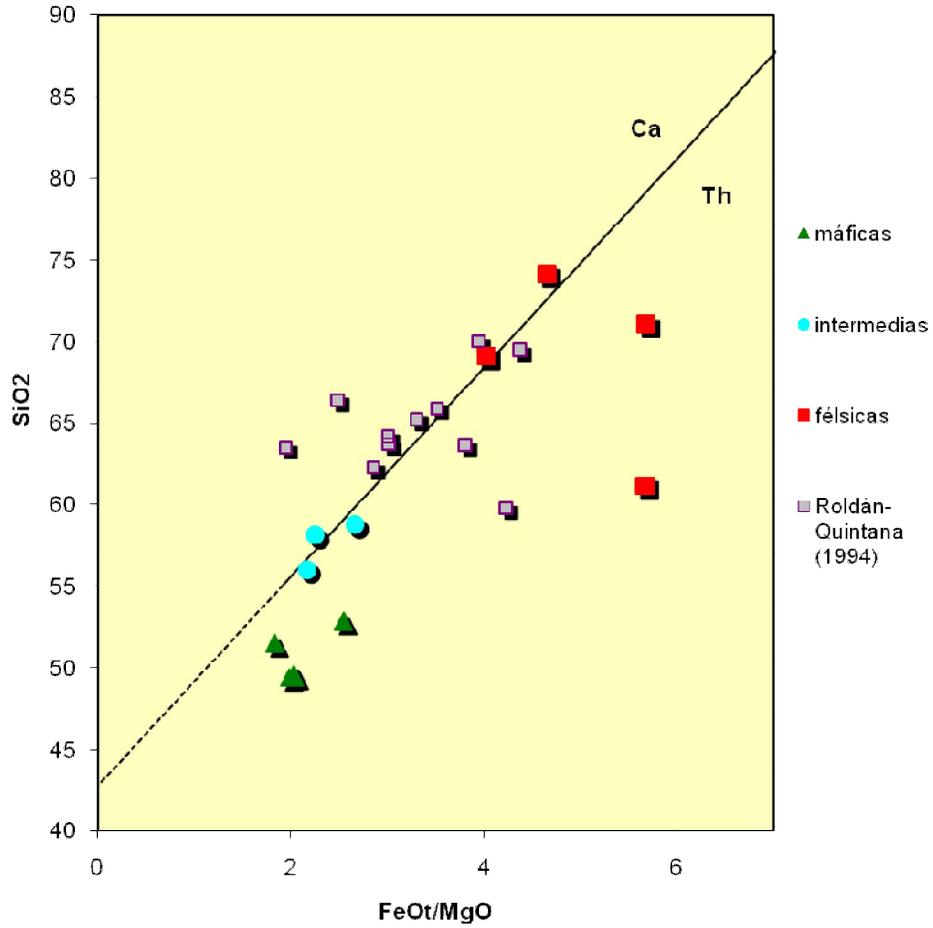


Figura IV-28. Intrusivos de Sobai Satechi en diagrama (FeOt/MgO) vs. SiO₂ (Miyashiro, 1975), con línea divisoria entre campos calcoalcalino (Ca) y toleítico (Th).

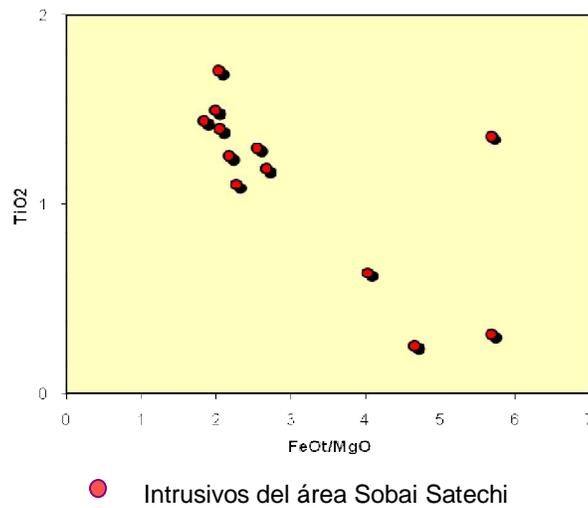


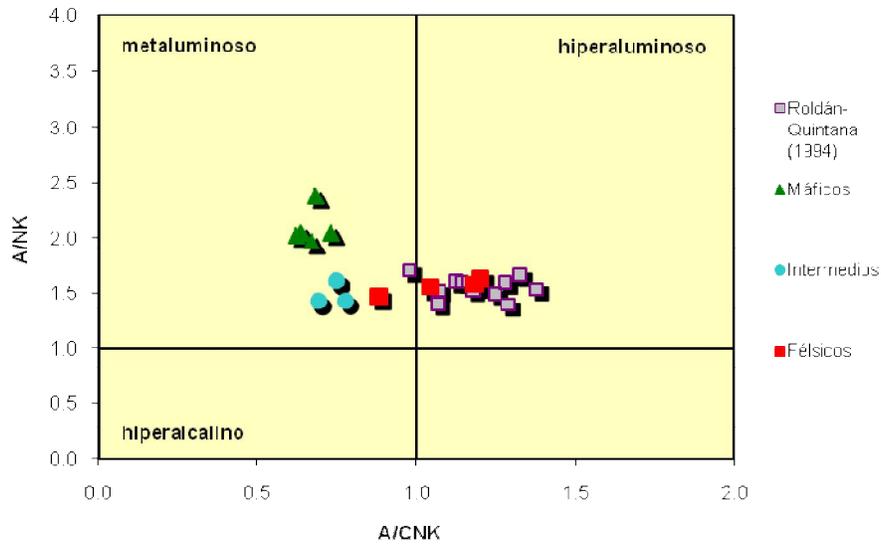
Figura IV-29. Diagrama FeOt/MgO vs. TiO₂ (Miyashiro, 1975), mostrando la disminución del titanio en función de la diferenciación.

Caracterización de la fuente

Con el objetivo de determinar la posible fuente de la totalidad de los intrusivos se graficó primeramente la relación de los óxidos mayores $[Al_2O_3/(CaO+NaO_2+K_2O)]$ molar vs. $[Al_2O_3/(NaO_2+K_2O)]$ molar en el diagrama binario [(A/CNK) / (A/NK)] de Shand (1972). En el diagrama se puede observar el carácter metaluminoso de la mayoría de las muestras, presentando una curva evolutiva hacia el campo hiperaluminoso, donde caen los dos últimos términos de la serie (Figura IV-30).

Posteriormente se graficó en un diagrama binario la relación SiO_2 vs. Índice de saturación de aluminio, ASI: $[Al_2O_3/(CaO+NaO_2+K_2O)]$ molar, la cual es utilizada para caracterizar la posible fuente magmática de los intrusivos, haciendo una distinción entre los granitoides de carácter hiperaluminoso y metaluminoso, así como entre los granitos de tipo S y de tipo I (Chappell y White, 1992; Pankhurst *et al.*, 2000). En el diagrama se observa que la mayoría de las muestras caen dentro del campo de los granitos tipo I, mientras que las dos muestras más diferenciadas caen dentro del campo de los granitos tipo S (Figura IV-31). Dichos términos corresponden a las dos muestras de granito con mayor contenido en sílice y, como se había observado previamente, a las muestras dentro de los campos de la serie shoshonítica (Figura IV-20 y IV-25), con valores altos de potasio probablemente asociados a una asimilación, y con presencia de corindón normativo.

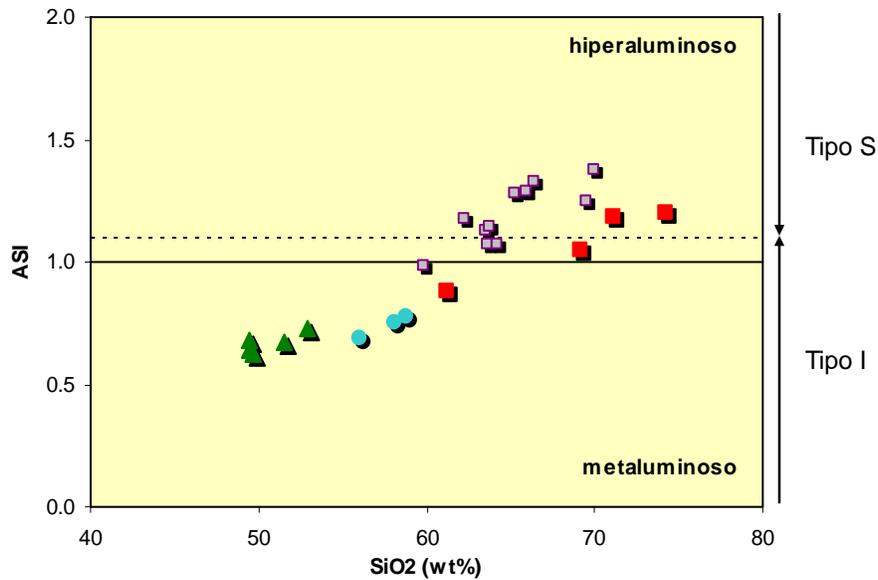
Los ratios relativamente altos de Na_2O/K_2O de las rocas calcoalcalinas tipo-I, de alto potasio, sugieren la derivación de una fusión parcial de rocas meta-ígneas preexistentes, contrastando con los protolitos metasedimentarios inferidos de los granitoides tipo S (Chappell y White, 1974). Además de los valores elevados en potasio, las rocas de alto-K están enriquecidas en otros elementos incompatibles (e.g., U, Th, Rb, y algunas REE comparados con los tipos de bajo-K). Estos datos geoquímicos sugieren la importancia de las rocas corticales en la fuente de los magmas (Roberts *et al.*, 1993). En el caso de los términos félsicos de los intrusivos de Sobai Satechi, éstos presentan valores altos en los elementos anteriormente mencionados; Na_2O/K_2O entre 0.64 y 0.82, U entre 7.8 y 14.1, Th entre 26.5 y 35.3, Rb entre 229 y 265.



$A/CNK: [Al_2O_3 / (CaO + NaO_2 + K_2O)]_{molar}$

$A/NK: [Al_2O_3 / (NaO_2 + K_2O)]_{molar}$

Figura IV-30. Diagrama A/CNK vs. A/NK para determinar el carácter en alúmina y álcalis de los granitoides (Shand, 1992).



$ASI: [Al_2O_3 / (CaO + NaO_2 + K_2O)]_{molar}$

Figura IV-31. Diagrama SiO₂ vs. ASI para determinar el carácter en alúmina y álcalis de los granitoides (Chappell & White, 1992; Pankhurst *et al.*, 2000).

Simbología de la Figura IV-30.

Uno de los escenarios tectónicos principales en los que magmas calcoalcalinos de alto-K pueden ser generados, consiste en rocas emplazadas en contexto de arco continental, similares al de los Andes (Pitcher, 1987). Las características químicas e isotópicas de los magmas de granitoides subalcalinos en este ambiente se piensa que son el reflejo de la generación de magma en cuñas mantélicas que han sido enriquecidas a través de la interacción con fluidos provenientes del hundimiento y deshidratación de los slabs. Además, el enriquecimiento de los magmas en elementos incompatibles se ha relacionado con el espesor de la corteza continental a través de la cual los magmas ascienden y a la profundidad de la zona de Benioff (la relación K-h; Dickinson, 1975; Roberts *et al.*, 1993). Este fenómeno puede ser el responsable de la variación, en las muestras más félsicas, hacia el campo de los granitos tipo S y el de los granitos hiperaluminosos, dado que el espesor de la corteza durante el emplazamiento era mucho más potente que el actual.