

# Cuarzomonzodiorita de Páez

» **Cordillera Central**  
**Departamentos del Huila, Cauca y Tolima**

---

Gilberto Zapata G., Gabriel Rodríguez G.,  
María Isabel Arango M., José Gilberto Bermúdez C.

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Zapata, G., Rodríguez, G., Arango, M. I., y Bermúdez, J. G. (2022). Cuarzomonzodiorita de Páez. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena*. Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/9789585313194.3>

Este catálogo es resultado del proyecto “Magmatismo Jurásico de Colombia”, que tiene por objeto mejorar la información geológica básica y el conocimiento sobre los eventos magmáticos jurásicos en el territorio nacional. Por tanto, desde 2014, el Servicio Geológico Colombiano (SGC) ha adelantado este proyecto dentro del cual se han desarrollado actividades de compilación, control de campo, muestreo para petrografía, química mineral, geoquímica de roca total y geocronología U-Pb en circón. Para esto, se ha recurrido a la información tanto de las muestras aquí recolectadas como de los estudios anteriores y datos del SGC y de otros investigadores, ya publicados.

También, se presentan los datos geológicos, petrográficos, litogeoquímicos y geocronológicos de la Cuarzomonzodiorita de Páez, unidad que aflora en el costado oriental de la cordillera Central, en los departamentos de Huila, Cauca y Tolima. A partir de los análisis petrográficos, químicos de roca total y nuevas dataciones U-Pb en circón, se separa este intrusivo del Batolito de Ibagué y se determinan las características composicionales de las rocas que lo componen, así como la edad de cristalización y el ambiente de formación.

### 1. Proponente del nombre

Gilberto Zapata G., Gabriel Rodríguez G., María Isabel Arango M. y José Gilberto Bermúdez C.

### 2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica

En el presente trabajo se propone el nombre de *Cuarzomonzodiorita de Páez* para un plutón que anteriormente estaba incluido en el batolito de Ibagué. El nombre original de batolito del Páez fue dado por Hubach y Alvarado (1932) a un cuerpo expuesto en el río Páez. De la Cuarzomonzodiorita de Páez se analizaron 44 secciones delgadas para determinar la litología dominante y renombrar este intrusivo según las recomendaciones de la International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) (1987, 1994) para la nomenclatura de los cuerpos de origen ígneo.

La Cuarzomonzodiorita de Páez corresponde a un cuerpo plutónico que aflora en los departamentos del Huila y Cauca, en las planchas 322, 323, 343, 344 y 366. Tiene una extensión de 60 km de norte a sur y un ancho promedio de 25 km, para un área aproximada de 1044 km<sup>2</sup>. Está enmarcada en un bloque tectónico delimitado al occidente por la falla Avirama, que la separa del Granito de Ortega, y al oriente la falla de Chusma la separa de sedimentitas cretácicas y paleógenas; al norte intruye la formación Saldaña y las metamorfitas del complejo Aleluya, de edad jurásica, que hacen parte del mismo bloque tectónico y que se extiende desde el arco de Natagaima, hacia el sur, en los alrededores del municipio de La Plata, donde intruye migmatitas y granitoides pérmicos.

Esta unidad es suprayacida por ignimbritas y piroclastos recientes de la formación Guacacallo (figura 1).

### 3. Reseña histórica

La descripción original del batolito del Páez corresponde a Hubach y Alvarado (1932) en el corte de Botoncó-Belalcázar-Nátaga, quienes lo reseñan como un cuerpo de rocas ígneas formado por granitos y granodioritas de unos 15 km de amplitud, que se sitúa en la región del río Páez (Julivert, 1968). El extremo sur de este plutón es lo que Grosse (1935) denominó macizo de La Plata-La Topa, aunque según la edición de 1962 del *Mapa geológico de Colombia* (Hubach y Radelli, 1962) ambos cuerpos ígneos estarían separados.

Nelson (1962) propuso el nombre de *batolito de Ibagué* para un cuerpo de rocas plutónicas de forma elongada en dirección NE-SW que aflora en el flanco oriental de la cordillera Central. Posteriormente, en trabajos de Ingeominas se estableció la continuidad de este cuerpo plutónico por 300 km hacia el sur, incluyendo las rocas del batolito del Páez (Hubach y Alvarado, 1932), macizo de La Plata-La Topa (Grosse, 1935), batolito de Teruel (Rodríguez y Fuquen, 1989) y plutón granitoide de La Plata (Álvarez y Linares, 1983).

### 4. Descripción geológica

La Cuarzomonzodiorita de Páez es un plutón heterogéneo compuesto por rocas granitoides y dioríticas con facies gabroides y charnoquíticas, que son cortadas por diques de rocas ácidas y de composición intermedia-básica. Macroscópicamente son rocas holocristalinas fa-

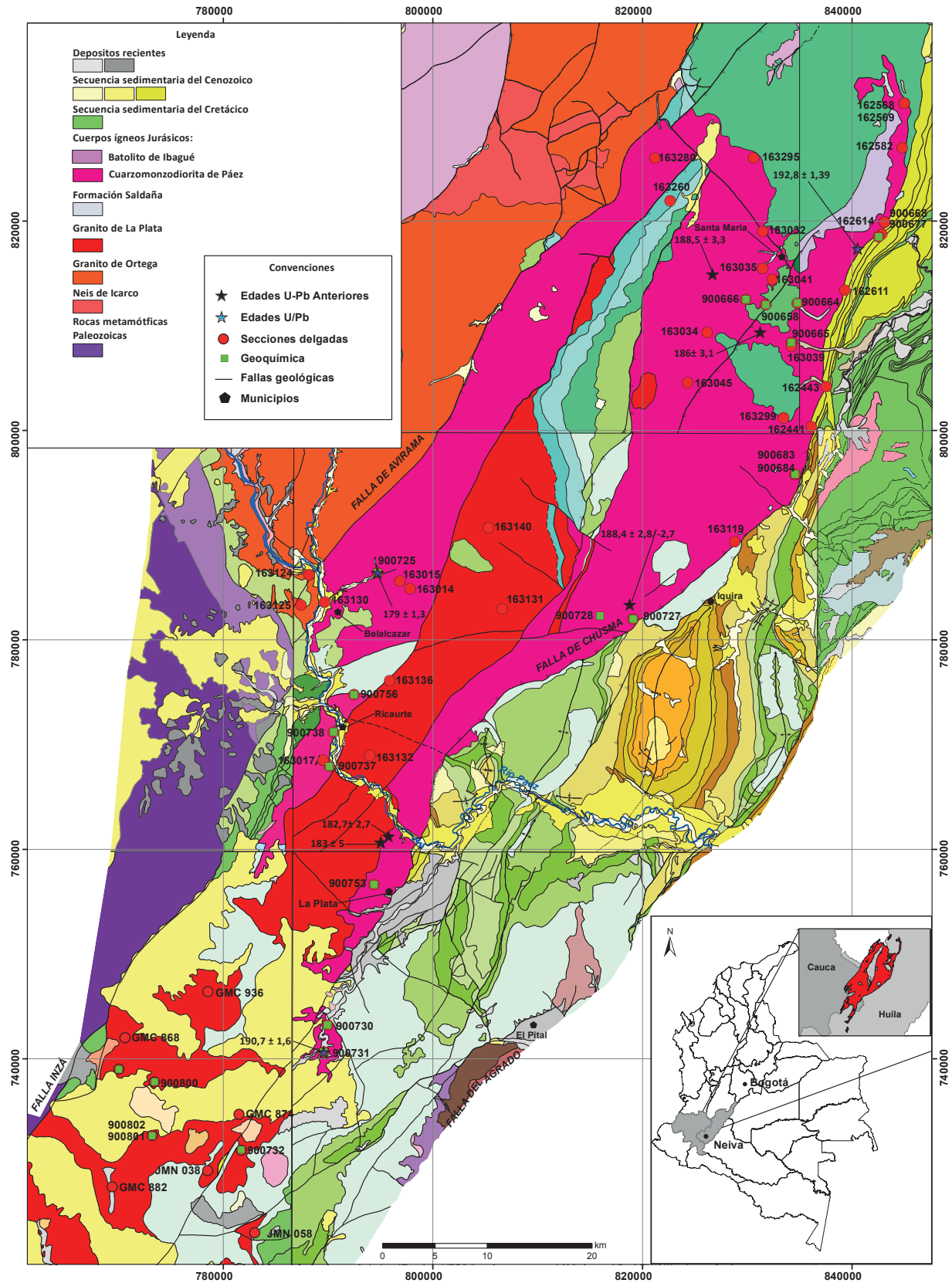


Figura 1. Localización y muestreo de la Cuarzomonzodiorita de Páez

Fuente: cartografía 1:100.000: plancha 322 (Gómez *et al.*, 1999), plancha 345 (Caicedo *et al.*, 2002), plancha 344 (Marquín *et al.*, 2006), plancha 343 (Marquín *et al.*, 2002), plancha 365 (Marquín *et al.*, 2003), y plancha 366 (Rodríguez *et al.*, 1998).



neríticas de grano medio a grueso con textura hipidionórfica granular a inequigranular, de color gris a rosado pálido con moteado blanco y negro; generalmente se encuentran rocas meteorizadas que desarrollan un saprolito areno arcilloso de color blanco con algunos indicios de la textura granular.

Se analizaron 44 secciones delgadas de granitoides, dioritas y gabros del plutón; cinco de la facies charnoquítica, cuatro de diques de composición ácida y cuatro láminas delgadas de diques de composición diorítica y andesítica para un total de 57 análisis petrográficos. Este cuerpo muestra una amplia variación litológica (tabla 1), (figura 2a) y está conformado por cuarzomonzodiorita (18,18%), monzogranito (18,18%), diorita (13,64%), granodiorita (11,36%), cuarzodiorita (9,09%), cuarzomonzonita (6,82%), gabros (4,54%), sienogranito (4,55%), granitoides ricos en cuarzo (4,55%), cuarzo sienita (2,27%), tonalita (2,27%) y monzonita (2,27%).

Las rocas de este plutón están compuestas por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda y biotita. En los gabros y charnoquitas se presentan clino y ortopiroxeno; como accesorios se encuentran opacos, circón, apatito, titanita, allanita, y ocasionalmente turmalina. Pueden presentar texturas gráficas, pertítica, antipertítica y mirmequítica. Son comunes los autolitos de color gris oscuro de composición diorítica, con diámetro de hasta 50 cm. Como minerales de alteración se presentan clorita, epidota y calcita.

La composición de las cuarzomonzodioritas es cuarzo (3,8-16,4%), plagioclasa (36,5-59,3%), feldespato

potásico (11,1-29,7%), biotita (2,8-12%) y hornblenda (0,7-31%) (tabla 1). Los monzogranitos están constituidos por cuarzo (21,8-41,6%), plagioclasa (21,6-41,3%), feldespato potásico (25,2-43,6%), biotita (0,5-2,6%) y hornblenda hasta 6,3% (tabla 1).

Las granodioritas están conformadas por cuarzo (20,2-32%), plagioclasa (42,9-54,2%); feldespato potásico (9,8-25,8%), biotita (2,1-6,1%) y hornblenda (1,5-9,5%). Las dioritas están constituidas por cuarzo (1,6-2,5%), plagioclasa (35,7-56,6%), feldespato potásico (0,7-3,9%) y hornblenda (10,7-52,6%), sin biotita (tabla 1).

Las rocas clasificadas como charnoquíticas tienen un aspecto ígneo con texturas granulares y algunas microtexturas similares a las de rocas granulíticas metamórficas. Son rocas granitoides caracterizadas por la presencia de hipersteno y por pertitas, mesopertitas, antipertitas y crecimientos simplécticos.

La composición de las charnoquitas es cuarzo (9,5-16,8%), plagioclasa (37-48,6%), feldespato potásico (3-31,9%), la hornblenda (hasta 19%) no está presente en todas las muestras, además de biotita (6,7-12,1%), clinopiroxeno (5,2-10,2%) y ortopiroxeno (1,5-7,5%). Como accesorios se encuentran opacos, circón, apatito y rutilo; como minerales de alteración se presentan clorita y epidota (tabla 2). Para su clasificación se utilizó el triángulo de la serie charnoquítica (figura 2b).

La plagioclasa en las rocas graníticas es de composición oligoclasa a andesina ( $An_{25}-An_{48}$ ), se presenta en cristales subhedrales a euhedrales inequigranulares, con tamaño entre 0,2 y 2,5 mm, con maclado según albita, albita-carls-

Tabla 1. Análisis modal de la Cuarzomonzodiorita de Páez

IGM	W	N	Qz	Pl	Fsp	Cpx	Hbl	Bt	Ms	Opq	Ttn	Ap	Otros	Clasificación petrográfica
162441	835760	800660	11,9	48,9	21,8		6,7	2,8		7,7	X	X	0,2	Cuarzomonzodiorita
162443	837200	804481	15,9	59,3	11,1		1	7,2		4,3			1,2	Cuarzomonzodiorita
162568	844640	831540	20,2	42,9	23,1		9,5	4,1		0,1	0,1			Granodiorita
162569	844640	831540	17,9	0,8	78,8			1,5		1				Cuarzo sienita
162580	845120	824520	9,8	55,6	29,7			4,9		X				Cuarzo monzodiorita
162582	844420	827320	27,2	41,3	25,2		6,3							Monzogranito
162614	842460	819060	35,4	24,3	37,7			1,2		1,4				Monzogranito
163014	797472	785210	15,4	55,4	18,4		5,1	3,6		0,9			1,2	Tonalita
163015	796485	785903	15,1	57,7	10,9		8,6	6,6		1,1	X	X		Cuarzomonzodiorita
163017	789178	768798	29	26,6	43,6			0,5		0,3	X			Monzogranito
163024	787825	786488		56,6	0,7					0,9			35,6	Diorita
163032	831111	819322	20,8	46,6	25,8		3,6	3,2				TR		Granodiorita
163034	825827	809667	16,4	56,9	12,3		0,7	12		1,6		0,4		Cuarzo monzodiorita
163035	831112	815769	36,2	21,3	40,6			1,6		TR				Sienogranito
163039	833848	808348	16,2	46,3	27		4,4	3,2		0,9	TR	TR	2	Cuarzomonzonita
163041	832048	814719	30,1	39,4	26,6		0,3	2,1		0,5	TR	TR	1	Monzogranito
163045	823972	804840	22	54,2	17		1,5	2,1		1,2	TR	TR	2	Granodiorita
163119	828464	789668	4	55	18,4	4,3	6,9	3,2		1,5		TR	3,8	Cuarzomonzodiorita
163124	787825	786488		55,6	0,7	6	10,7			0,9			56,7	Diorita
163125	787073	783616	2,5	39,6			41,4			0,2			16,32	Diorita hornbléndica
163130	789339	783923		35,7	X		45,8			1			15,6	Diorita hornbléndica
163131	806266	783252		44,2	25,6			18			5,2	1,9	5,3	Monzonita
163133	793630	769248	12,2	64,1	2,6		3,5	17		0,6		X		Cuarzodiorita hornbléndica

IGM	W	N	Qz	Pl	Fsp	Cpx	Hbl	Bt	Ms	Opq	Ttn	Ap	Otros	Clasificación petrográfica
163136	794919	763903	11,6	29,5	27,8		15,4			0,3	0,8		14,6	Cuarzomonzonita hornbléndica
163140	795518	776435	27,1	41,2	24,1		1,8	2,6		0,6	0,3	TR	2,4	Monzogranito
163260	804950	790987	21,8	39,6	38,6									Monzogranito
163264	822276	822215	86,1	10,2	0,4		TR	0,3		3	TR	TR		granitoide rico en cuarzo
163280	813706	828751		46,3			52,6			0,3		TR	0,8	Diorita
163295	820856	826320	10,9	45,9	25,4		1,6	6,9		1,3		TR	8	Cuarzomonzonita
163299	830228	826297	57,1	10,1	23,9			8,8		0,1				granitoide rico en cuarzo
900658	831390	812323	3,9	68,8	1,3		22,1	1,3		1,3	TR	TR	1,3	Cuarzodiorita
900664	834435	812477	8,5	49	14,6		13,8	9,3		1,2		1,6	2	Cuarzomonzodiorita
900665	833857	808688	3,8	36,5	17	6,5	31			2	1		2,2	Cuarzo monzodiorita
900667	843129	819865	16	20,7	47,9	TR	12,4	0,6		1,8	TR	0,6		Cuarzosienita
900678	840453	818502		50,9		17,2	7,6			3	1		5	Gabro uralitizado
900679	839630	818562	1	55	3	12,5	10,5	7,5		1			8 Opx, 1,5 Chl	Gabronorita piroxeno hornbléndica
900683	834218	796121	1,6	47,2	3,9		47,3			TR		TR		Diorita
900725	794362	786706	28,8	52,1	9,8		3,1	6,1		0,1	TR	TR		Granodiorita
900727	818763	782297	38,4	23,2	37			0,7		0,7	TR	TR	TR Zrn	Monzogranito
900730	789587	743527	32,1	18,5	47			1,2		1	0,2	TR		Siengranito
900737	789754	768225	41,6	21,6	34			2	0,4	TR	TR	TR	0,4	Monzogranito
900738	790181	771507	6,8	32,8	0,4	2,8	52,4			TR	0,4	TR	4,4	Cuarzodiorita hornbléndica
900681	837076	810027	6,2	49	5,3		22	11		0,8		1,2	2,5 Ep	Cuarzodiorita
900673	844154	825433	32	45,3	18			2,7		0,7	TR	TR	TR Zrn	Granodiorita

Abreviatura de los minerales según Whitney y Evans (2010).

Tabla 2. Análisis modal de las charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez

IGM	W	N	Qz	Pl	Fsp	Cpx	Opx	Hbl	Bt	Opq	Ap	Zrn	Ep	Chl	Rt	Otros	Clasificación petrográfica
900722	794170	754834	16,8	48,6	16,2	5,2	0,6		12,1	TR	0,6	TR					Charnoquita-opdalita
900726	818763	782297	12,5	37	31,9	8,1	1,5		6,7	2,2	TR	TR			TR		Charnoquita-mangerita
900728	815600	782629	9,5	50,3	12,9	10,2	7,5	TR	8,2	1,4	TR	TR			TR		Charnoquita-jotunita
900755	788161	781819	21	48		9	4	16		1,5	0,5						Charnoquita enderbite
900761	804791	773609	20	46	3			TR	19	8	0,5	2,5	TR	0,5	TR	0,5	Granofels de Pl-Qz-Hbl con Opx

Abreviatura de los minerales según Whitney y Evans (2010).

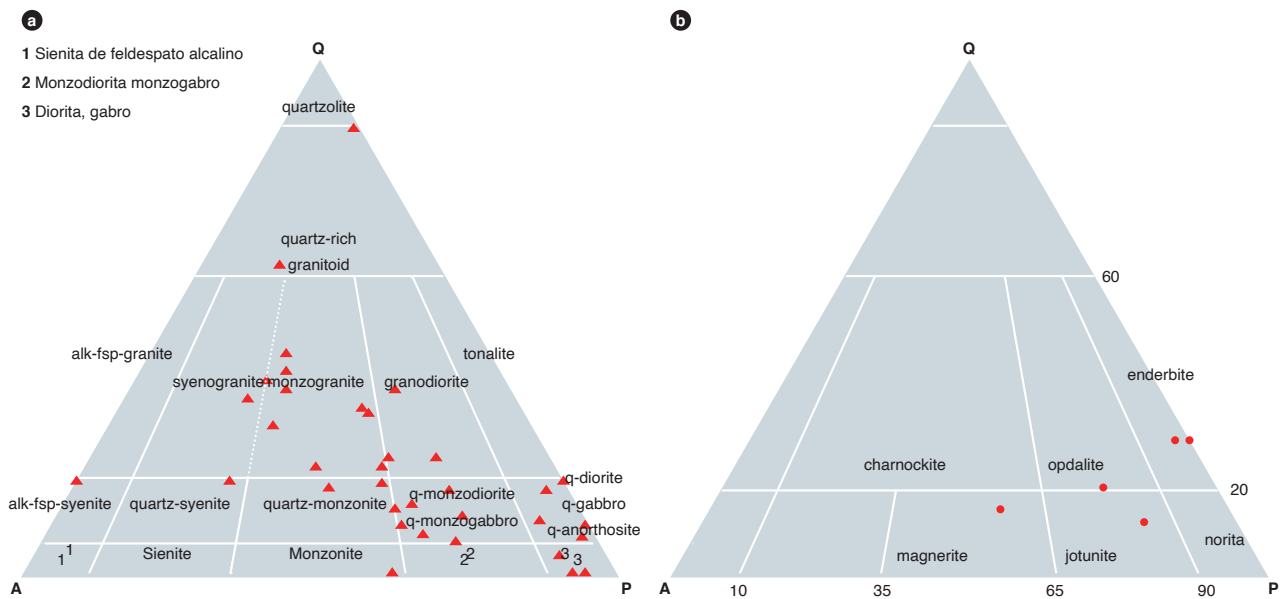


Figura 2. Clasificación modal de muestras de la Cuarzomonzodiorita de Páez según triángulo de Streckeisen (1976) a. Diagrama de Streckeisen para granitoides, dioritas y gabros. b. Diagrama de Streckeisen para charnoquitas.

bad y periclina. El relieve es similar o mayor al del bálamo; es frecuente la zonación con bordes más sódicos, presenta ocasionalmente pertitas y mirmequitas. Tiene alteración supergénica a sericita, clorita y carbonatos y microinclusiones de hornblenda, biotita, apatito y circón (figura 3).

La plagioclasa de las charnoquitas es de composición andesina ( $An_{37}$ - $An_{45}$ ), puede formar intercrecimientos mirmequíticos con cuarzo en los contactos con microclina, tiene inclusiones de cuarzo, clinopiroxeno y ortopiroxeno a manera de gotas, además de rutilo y opacos.

El feldespato potásico varía entre ortosa y microclina en las charnoquitas y se encuentra en cristales anhedrales con bordes irregulares levemente empolvados por alteración a caolín. Los cristales son inequigranulares con tamaño 0,5-2,5 mm, relieve menor al del bálamo y en los bordes desarrolla localmente intercrecimientos gráficos con cuarzo y escasas desmezclas con pertitas. Localmente tiene inclusiones de plagioclasa y biotita.

Los cristales en las charnoquitas presentan maclas de tipo microclina y en algunos cristales se observan desmezclas de tipo *boat* y *string* similares a las que presentan rocas metamórficas en facies granulita, con inclusiones de plagioclasa, clinopiroxeno, biotita, apatito y opacos.

El cuarzo se presenta en cristales incoloros limpios, anhedrales inequigranulares, con tamaño 0,5-1,5 mm, en agregados microcristalinos y como gotas en los feldespatos, con extinción ondulatoria. En las charnoquitas el cuarzo es intersticial entre las plagioclasas, con tamaños menores a 0,8 mm, con contornos irregulares, color de birrefringencia blanco del primer orden. Presenta inclusiones de plagioclasa, apatito y clinopiroxeno.

Los cristales de hornblenda son de color verde claro con pleocroísmo a pardo y verde oliva, anhedrales a subhedrales, inequigranulares con tamaño 0,2-1,5 mm. Ocasionalmente presenta maclas dobles y dos direcciones de clivaje, y frecuentemente textura esquelética, con inclusiones poiquilíticas de apatitos, plagioclasa, cuarzo, biotita, circón y opacos. El color de interferencia es amarillo verdoso del segundo orden. Se encuentra parcialmente alterada a biotita, clorita y epidota.

En las rocas graníticas la biotita se encuentra en cristales laminares de color verde claro a pardo, con pleocroísmo a verde oscuro, los cristales son anhedrales a subhedrales, inequigranulares con tamaño 0,4-1,5 mm; la biotita está parcialmente alterada a clorita con desarrollo secundario de titanita, magnetita residual y epidota, con inclusiones de circón con halo pleocroico, allanita

y opacos (figura 4). Algunos cristales se encuentran totalmente reemplazados por clorita y solo conservan la textura esquelética con inclusiones de apatito y opacos. En las charnoquitas, la biotita es de color marrón rojizo, con pleocroísmo X: marrón claro, Y=Z: marrón rojizo. Se forma a lo largo de los límites de cristales de feldespato y cuarzo (textura en atolón), semejando un crecimiento blástico, y captura cristales de cuarzo y plagioclasa con desarrollo de textura poiquilítica. Forma bordes de reacción con el cuarzo y simplectitas de cuarzo-biotita en contacto con el feldespato alcalino; el color de interferencia es verde del segundo orden, y presenta extinción en arce moteado.

El clinopiroxeno se presenta en cristales anhedrales de formas ameboides a lobulares de color verde pálido débilmente pleocroicos, de relieve alto ( $n > b$ ), con tamaños  $\leq 1$  mm hasta 5 mm (figura 4), con crecimiento intergranular. Desarrolla texturas en atolón y poiquilíticas con inclusiones de cuarzo, plagioclasa, biotita y opacos a manera de gotas redondeadas y como corona alrededor de hiperstena. El clinopiroxeno presenta maclas dobles y polisintéticas, birrefringencia máxima azul del segundo orden. El ángulo de extinción varía entre  $40^\circ$  y  $43^\circ$ , presenta inclusiones de opacos a lo largo del clivaje y desarrolla textura Schiller. El clinopiroxeno se altera a anfíbol en parches (textura cedazo) o a lo largo de los bordes y fracturas. Algunos cristales están alterados a uralita.

El hipersteno (figura 4) está en cristales anhedrales de formas ameboides a lobulares con tamaños de 0,4 a 0,6 mm, de relieve alto, con buen desarrollo de clivaje, con pleocroísmo moderado de rosado pálido a amarillo pálido, color de interferencia gris a amarillo del primer orden, extinción paralela. Generalmente los ortopiroxenos están incluidos entre los clinopiroxenos. Se altera levemente a esmectita e iddingsita, presenta inclusiones redondeadas de cuarzo, opacos y parches tipo cedazo de clinopiroxeno. Intercrecido de manera simpléctica con biotita, puede presentar coronas de clinopiroxeno.

Los minerales accesorios más comunes son los opacos de tamaños menores a 0,5 mm, principalmente pirita y magnetita; el circón en microcristales anhedrales a subhedrales de formas redondeadas a ameboides, en algunas rocas a manera de gotas irregulares, de tamaños entre 0,05 mm y 0,1 mm, con relieve alto y birrefringencia azul del segundo orden. Cuando aparecen incluidos en biotita tienen halo pleocroico. El apatito se observa en cristales alargados de tamaño  $\leq 0,03$  mm incluidos en



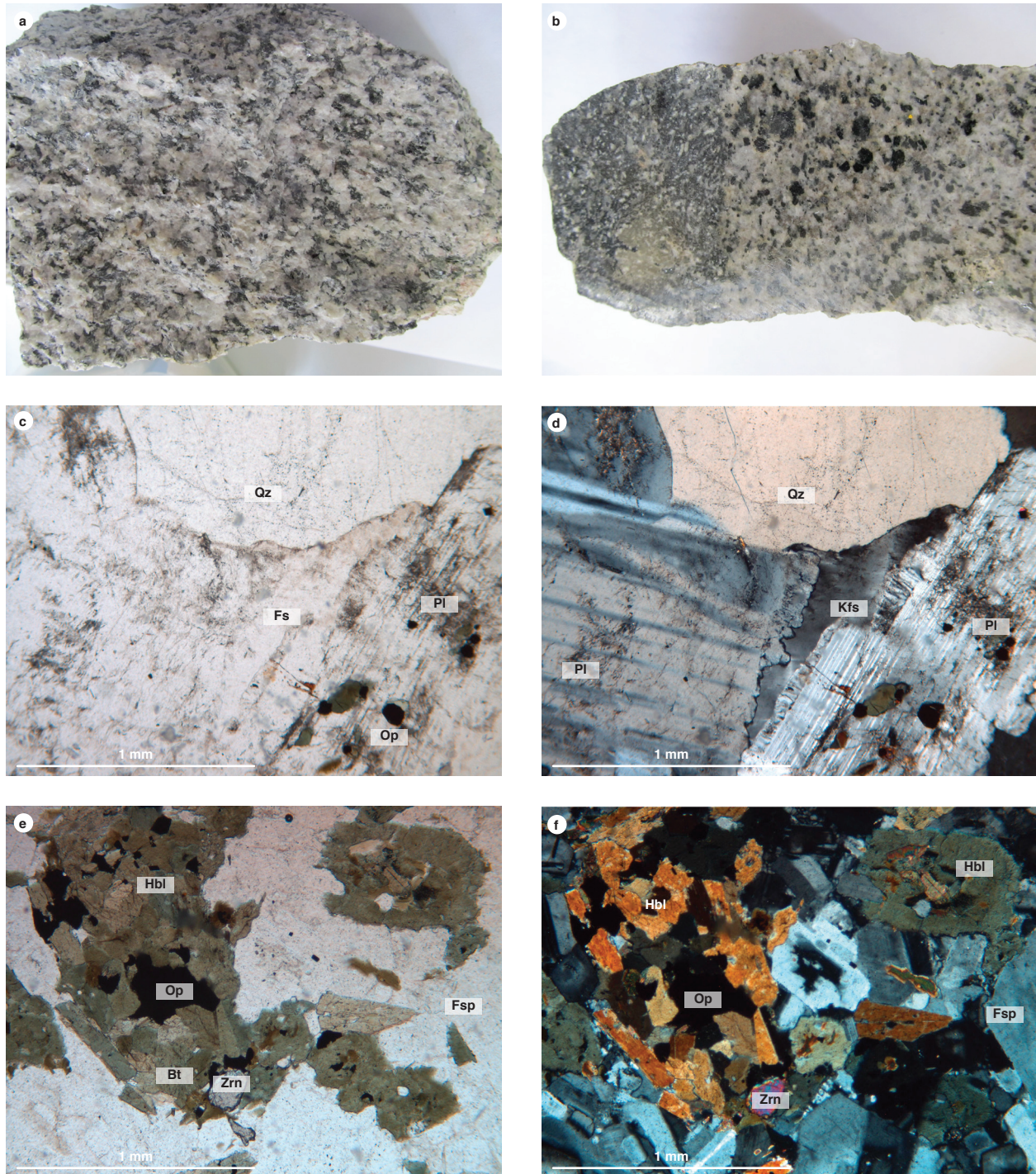
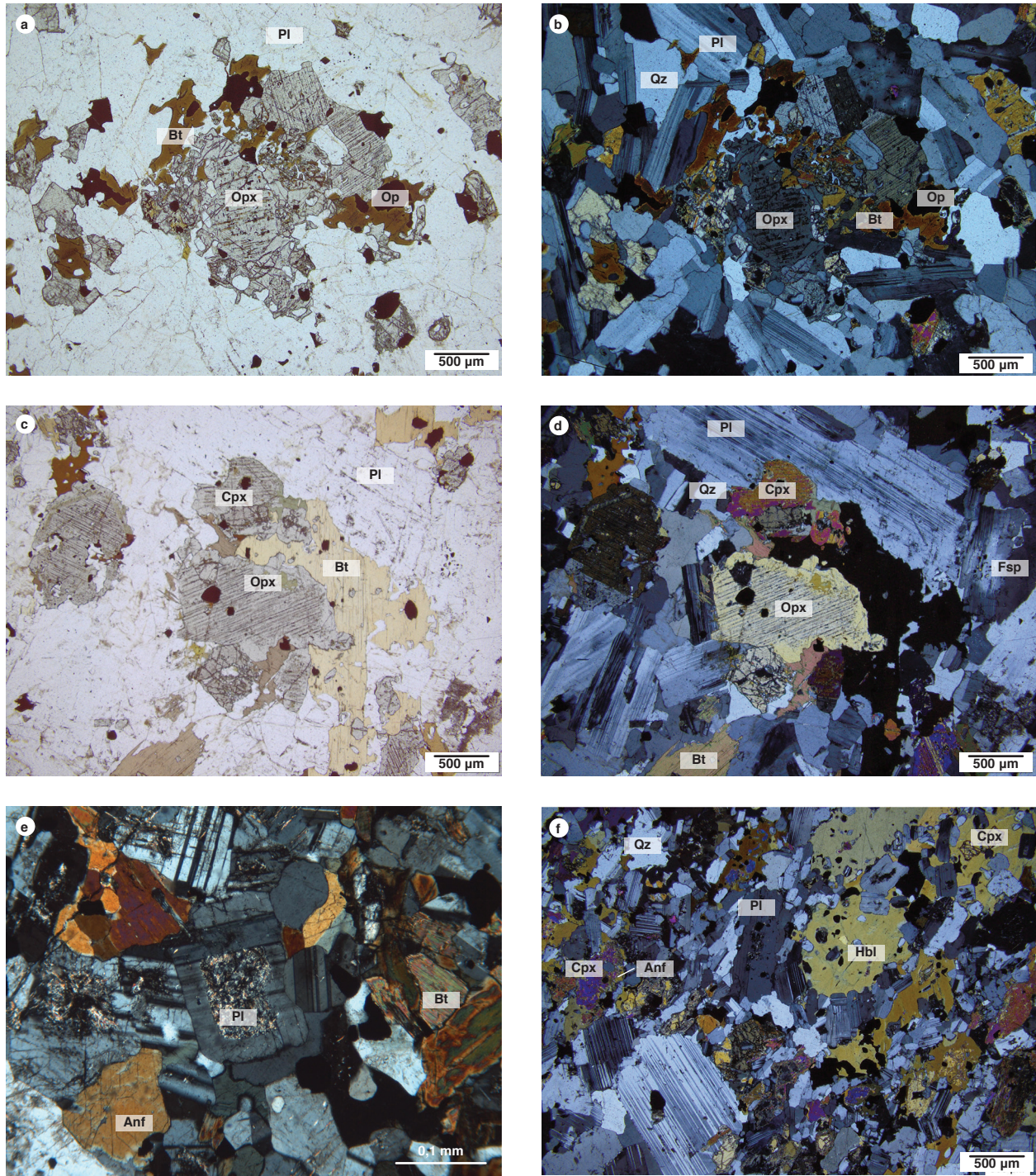


Figura 3. Aspecto macroscópico y microscópico de rocas de la cuarzomonzodiorita de Paéz

a) IGM 900800 Granodiorita. b) IGM 900664. cuarzomonzodiorita. c) IGM 900800, niclos paralelos. Textura hipidiomórfica granular de grano grueso y textura mirmequítica dada por intercrecimientos de plagioclasa en feldespato. d) Niclos cruzados IGM 900800. e) IGM 900664. Cristales subhedrales de hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), feldespato ligeramente alterado a caolín (Fsp). Cristales de biotita (Bt) con inclusión de circón (Zrn), textura poiquilítica por inclusión de opacos en hornblenda, Niclos paralelos. f) Niclos cruzados IGM 900664.





**Figura 4.** Aspecto microscópico de las charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez  
 Escala gráfica en  $\mu m$ . a) Nícoles paralelos. Cristales de plagioclasa (Pl), ortopiroxeno (Opx) y biotita (Bt). b) IGM 900722 Opdalita. Nícoles cruzados. Cristales de plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz), ortopiroxeno (Opx) y biotita (Bt). c) IGM-900726 Mangerita. Nícoles paralelos. Cristales de biotita (Bt), piroxenos (Cpx) y (Opx) y plagioclasa (Pl). d) IGM-900726 Mangerita. Nícoles cruzados. Cristales de ortosa (Fsp), biotita (Bt), cuarzo (Qz), piroxenos (Cpx) (Opx) y plagioclasa (Pl). e) IGM 900755 Enderbita. Escala 10X. Nícoles cruzados. Cuarzo (Qz), plagioclas (Pl), biotita (Bt) y hornblenda (Hbl). f) IGM 900761. Granofels. Objetivo 10X. Nícoles cruzados. Textura granoblástica, compuesta por cristales de cuarzo, plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (Cpx) y hornblenda (Hbl).

cuarzo y feldespatos; titanita en cristales euhedrales y subhedrales de color pardo claro, inequigranular  $\leq 1$  mm. También esporádicamente se observa allanita en cristales anhedrales a subhedrales de color pardo con pleocroísmo marcado y relieve alto e ilmenita. El rutilo solo se observó en una sección delgada como agujas aciculares incluidas en feldespato y plagioclasa. Como resultado de la alteración se observan minerales del grupo de las arcillas, sericita, clorita y epidota con pleocroísmo y colores de interferencia anómalos.

#### 4.1. Rocas de dique

La Cuarzomonzodiorita de Páez está intruida por diques de variada composición: andesitas, dacitas, latitas y rocas graníticas con un espesor que varía entre 1 y 200 cm. De los diques se analizaron ocho secciones delgadas, de las cuales cuatro corresponden a diques de composición ácida, y cuatro, a rocas intrusivas de composición intermedia-básica (tabla 3). Se clasifican petrográficamente como microdiorita una muestra, monzogranito dos muestras, y sienogranito una muestra; andesitas tres muestras y cuarzolita una muestra. Predominan las andesitas con texturas porfídicas y matriz microcristalina; las microdioritas, monzogranitos, y el sienogranito presenta textura hipidiomórfica granular.

Los diques se separan en dos grupos, considerando la clasificación petrográfica y su composición química, y según lo observado en campo, no presentan un patrón especial. El primer grupo está compuesto por diques intermedios a básicos con contenido de  $\text{SiO}_2 < 66\%$ , como son aquellos de composiciones entre microdioritas y andesitas; el segundo grupo corresponde a diques félsicos ácidos con contenido de  $\text{SiO}_2 > 66\%$ , que corresponden a cuarzo latitas, sienogranitos y monzogranitos. Los diques intermedios cortan los diques ácidos.

#### 4.2. Diques de monzogranitos, sienogranitos y cuarzo latitas

Los diques félsicos son frecuentes en todo el cuerpo, y se presentan como rocas de color rosado moteadas de negro con textura granular. La cuarzo latita tiene textura porfídica, inequigranular de color gris, con algunas manchas blancas de fenocristales de plagioclasa que flotan en una matriz félsica microcristalina. Corresponden a las muestras IGM 900684, 900727, 900731 y 900666.

En estos diques félsicos la plagioclasa se presenta en cristales tabulares subhedrales a euhedrales inequigranulares de tamaño entre 0,3 y 1 mm. Son incoloros a pardos, de aspecto empolvado por la alteración; con extinción zonada normal. El núcleo se presenta más cálcico que los bordes, las maclas mal desarrolladas de albita, albita-carlsbad y periclina. El relieve es similar al del bálsamo. La alteración a saussurita y calcita les da un aspecto sucio a los cristales y enmascara las maclas, lo que dificulta medir el ángulo de extinción y determinar su composición. Tiene inclusiones de biotita y opacos; los contornos de los cristales son irregulares a rectos. Según el relieve, la alteración y asociación mineral, corresponde a una plagioclasa sódica, probablemente oligoclasa (figura 5), que en la cuarzolita se encuentra como fenocristales y como componente de la matriz.

El feldespato alcalino es ortosa en cristales incoloros empolvados por alteración a caolín que produce un aspecto sucio de color pardo, cristales anhedrales de tamaño entre 0,2 y 1 mm, con bordes irregulares, localmente con intercrecimientos gráficos con cuarzo y escasas desmezclas pertíticas en parches, relieve menor al del bálsamo. Tiene inclusiones de plagioclasa y biotita. En la cuarzolita el feldespato se encuentra en la matriz.

El cuarzo se presenta en cristales incoloros limpios, anhedrales granulares de tamaños entre 0,1 y 0,6 mm, con contactos irregulares entre los cristales, color de

Tabla 3. Análisis modal de diques del monzogranito de Páez

IGM	W	N	Qz	Pl	Fsp	Hbl	Bt	Opq	Ttn	Ap	Zrn	Ep	Chl	Otros	Clasificación petrográfica
900753	794019	756963	1	38		4		1	2		TR	8	16	30	Propilita de microdiorita (Fettes y Desmons, 2007)
900684	834218	796121	30,6	36,4	31,8		0,6	TR	0,6	TR	TR	TR	X		Monzogranito
900727	818763	782297	38,4	23,2	37		0,7	0,7	TR	TR	TR				Monzogranito
900731	789221	740939	39,4	16,3	43,1		0,7	0,5	TR	TR	TR				Sienogranito
900756	792135	775081	3	26				1	TR			39	25	6	Propilita de andesita
900666	829497	812791	6	41	26	22			1			4	TR		Cuarzo latita
900668	843129	819865		63,7		21,4		TR						14,9	Andesita
900677	842184	818790	2	66		25		1	TR				2	4,2	Andesita hornbléndica



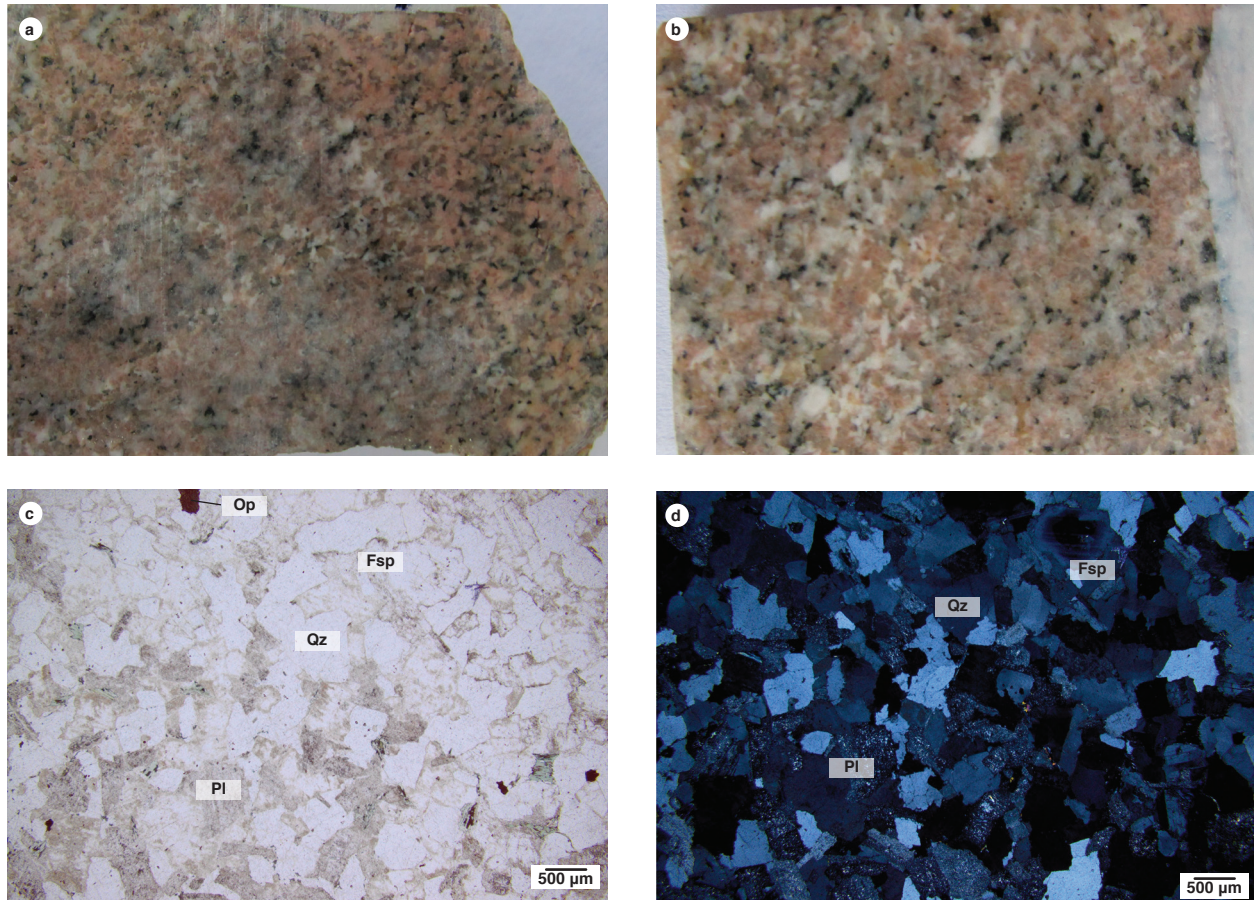


Figura 5. Aspecto macroscópico y microscópico de dique de monzogranito (IGM 900684)  
 a y b) Aspecto macroscópico. c y d) Aspecto microscópico. c) Nícoles paralelos. d) Nícoles cruzados. Textura hipidiomórfica granular, Cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl), feldespato alcalino (Fsp) y opacos (Opq).

interferencia gris claro de primer orden y extinción ondulatoria. Forma aglomeraciones de cristales. Los cristales tienen inclusiones de opacos y feldespatos. También se encuentra en la matriz de la cuarzo latita.

La biotita se presenta como láminas euhedrales a subhedrales de tamaño entre 0,1 mm y 0,3 mm de color verde a pardo. Se altera a lo largo del clivaje y bordes de las láminas a clorita con formación residual de esferna-magnetita y también epidota. Algunos cristales solo conservan la textura esquelética, con inclusiones de apatito, opacos y allanita.

La hornblenda, en cristales subidiomórficos de color verde, con pleocroísmo a verde parduzco, birrefringencia amarillo de segundo orden, parcialmente alterada a clorita. En la cuarzolita se encuentra en la matriz y como fenocristales.

Los opacos se encuentran como cristales anhedrales a euhedrales diseminados, con bordes irregulares. Local-

mente se presentan agrupados junto a circón, con tamaño desde 0,01 mm hasta 0,3 mm.

El circón se presenta en cristales finos de 0,02 mm, euhedrales a subhedrales, de relieve alto ( $n > b$ ) y birrefringencia del segundo orden, extinción paralela. Se encuentra generalmente incluido en cristales de plagioclasa.

La titanita forma cristales anhedrales a subhedrales de color pardo con pleocroísmo, color de interferencia rojo del tercer orden, como inclusiones en plagioclasa, feldespato y biotita. También como mineral residual producto de alteración. La titanita primaria aparece intersticial entre cristales de cuarzo y feldespatos.

El apatito se presenta como microcristales euhedrales tabulares largos y transversales hexagonales, de relieve alto, incoloros, como inclusiones en el cuarzo y feldespato. La allanita como cristales anhedrales a subhedrales, de color pardo con pleocroísmo marcado, relieve alto, generalmente asociado a opacos y biotita.



Los minerales de alteración de plagioclasa son principalmente saussurita en agregados de grano muy fino de color pardo por alteración de la plagioclasa y epidota en agregados granulares anhedral de alto relieve, incoloro a verde amarillo, con colores de interferencia amarillo-rojo de segundo orden.

#### 4.3. Diques de microdioritas y andesitas

Predominan las andesitas con textura microporfídica (muestras IGM 900753, 900668, 900756, 900677). Están conformadas por plagioclasa y una matriz microcristalina de plagioclasa, cuarzo, hornblenda y esporádicamente biotita (tabla 3).

Los diques intruyen los monzogranitos, granodioritas, charnoquitas y dioritas que forman el cuerpo principal de la Cuarzomonzodiorita de Páez. Macroscópicamente son de color gris a gris verdoso, de grano fino, con texturas porfídicas (figura 6), con fenocristales de pla-

gioclasa y hornblenda (33-66%) flotantes en una matriz microcristalina (34-67%).

Están constituidas por fenocristales euhedrales de plagioclasa, hornblenda, biotita y clinopiroxeno. La matriz es holocristalina microgranular, conformada por plagioclasa, cuarzo, hornblenda, biotita, opacos diseminados y trazas de circón con halos pleocroicos, con inclusiones de rutilo y apatito. El tamaño de los cristales en la matriz varía de 0,05 a 0,1 mm (figura 6d).

La plagioclasa (26-66%) es andesina ( $An_{38}$ ) en cristales tabulares subhedrales, incoloros, levemente alterados a saussurita y sericita, con color de interferencia gris del primer orden, maclada según albita y periclina, con zonaciones de tipo normal y microinclusiones de biotita. Forma texturas glomeroporfídicas. Los bordes de los fenocristales muestran texturas de reacción con la matriz. Los microcristales tienen tamaño de 0,2 mm a 0,5 mm, y los microfenocristales, tamaños mayores a 0,5 mm. La

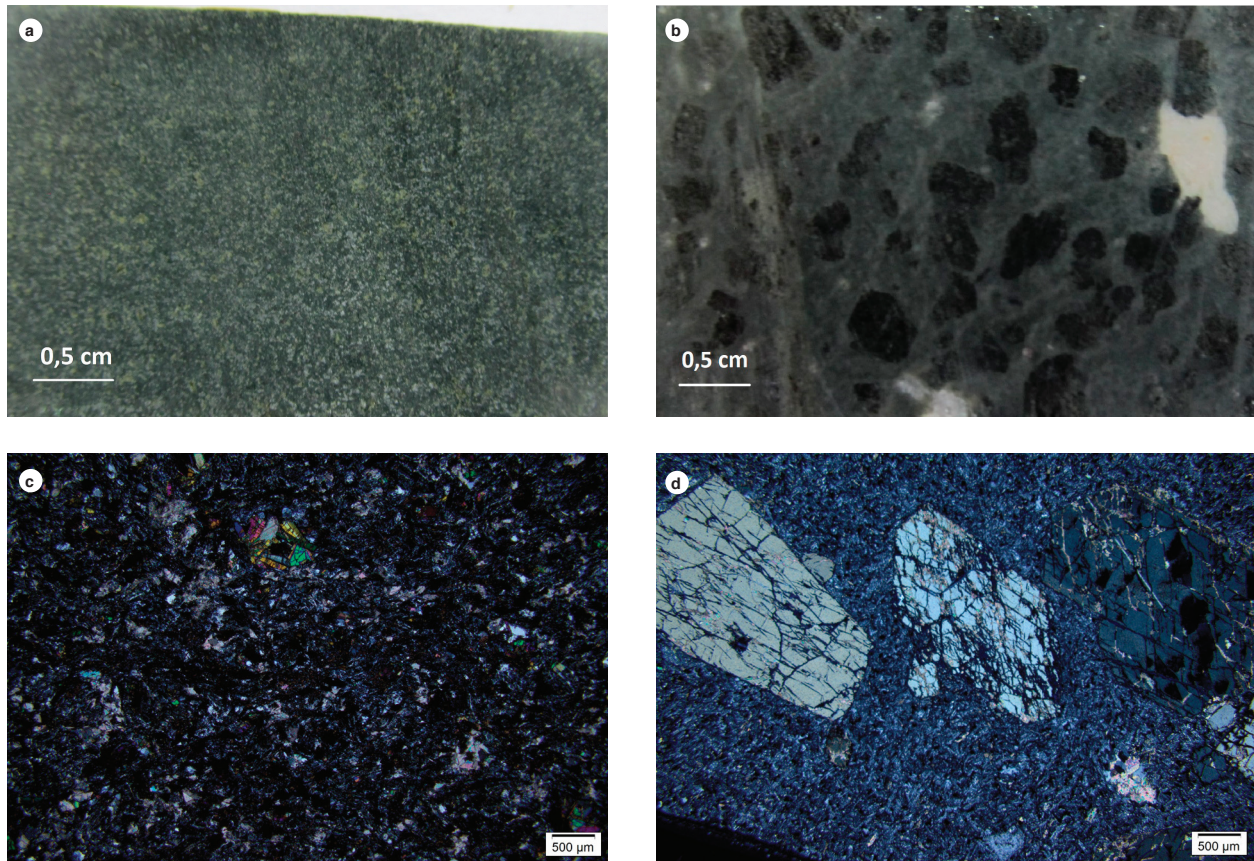


Figura 6. Diques de andesita

a) IGM 900756 y b) IGM 900677. Aspecto macroscópico. c) IGM 900756 Nícoles cruzados. Roca con alteración propilítica, presencia de epidota, clorita, enmascarando los cristales de plagioclasa. d) IGM 900677. Nícoles cruzados. Textura microporfídica, constituida por matriz de microlitos de plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qz), fenocristales de hornblenda (Hbl) alterados a clorita y calcita. Opacos diseminados en la matriz.

alteración a saussurita en la mayoría de las muestras enmascara los colores de interferencia y el maclado, lo cual dificulta la determinación de su composición.

El cuarzo (2-6%) se presenta principalmente en la matriz como microcristales incoloros limpios, anhedrales, con color de interferencia gris a blanco de primer orden y extinción recta.

La hornblenda (4-25%) se observa en agregados de cristales de 0,1 mm, de color verde pálido, con pleocroísmo a verde oliva, relieve moderado y extinción de 15°, color de interferencia amarillo de segundo orden. Se encuentra asociada con biotita y piroxeno.

Los opacos se encuentran en la matriz como cristales subidiomórficos isotrópicos de tamaño <0,05 mm, y como inclusiones en hornblenda y biotita.

Los principales minerales de alteración son epidota y clorita. La epidota se presenta como agregados de cristales anhedrales, incolora a verde pálido con pleocroísmo verde amarillo, color de interferencia amarillo del segundo orden. La clorita está como láminas finas de color verde manzana con birrefringencia anómala.

## 5. Geoquímica

La caracterización litogeoquímica de la Cuarzomonzodiorita de Páez se efectuó a partir de trece análisis de rocas granitoides de las diferentes litologías del cuerpo principal, cinco muestras de charnoquitas (tabla 4) y de ocho muestras de diques (tabla 5). Estas últimas se complementaron con el análisis petrográfico de dichas muestras correspondiente a rocas hipoabisales de composición intermedia-básica y cuatro análisis de diques de composición ácida. Para la elaboración de diagramas se recalcularon los óxidos mayores, teniendo en cuenta los valores de LOI (perdidas por ignición).

### 5.1. Óxidos mayores

Los valores de SiO<sub>2</sub> en rocas granitoides de la Cuarzomonzodiorita de Páez varían entre 45,59% y 78,11%. Los valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y CaO tienen una relación inversamente proporcional con SiO<sub>2</sub>. El TiO<sub>2</sub> varía entre 0,14 y 1,05%. Los contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> están entre 12,27% y 15,92%. Los valores más bajos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (<13%) corresponden a las muestras 900730 (sienogranito) y 900737 (monzogranito). El contenido de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> está entre 1,06 y 9,74%, y el de FeO, entre 0,61 y 6,94%; el MgO varía entre 0,28 y 9,42%. Las muestras 900683 y 900665 del cuerpo principal, y la muestra 900677, correspondiente a un dique, presentan valores anómalos. El contenido de álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) varía entre 4,17 y 8,22%. La relación K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O está entre 0,61 y 1,25.

En los diques que intruyen los granitoides de la Cuarzomonzodiorita de Páez se observa que los valores de SiO<sub>2</sub> se diferencian drásticamente entre los diques de composición ácida (58,25-77,52%) y los de composición intermedia-básica (45,1-52,38%). La relación de los otros óxidos con respecto a SiO<sub>2</sub> es similar a los valores presentados para el cuerpo principal.

Los valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para diques básicos varía entre 15,67% y 16,94%; en los diques aplíticos varía entre 12,49% (monzogranito) y 16,75% (cuarzo latita). Los contenidos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, TiO<sub>2</sub>, MnO y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> son mayores en los diques intermedios que en los ácidos graníticos. Los valores de Na<sub>2</sub>O son afines en todas las muestras de diques 2,85% y 3,98%, mientras el K<sub>2</sub>O presenta valores entre 0,18% y 5,53%, con mayor contenido en los diques básicos e intermedios. La muestra 900756 (andesita propilitizada) presenta un valor por debajo de las demás; igualmente, es la de menor contenido de sílice. Los valores de álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) para diques son de 3,33% (900756) a 8,4% (900731).

Tabla 4. Composición de óxidos mayores en rocas granitoides y charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez

IGM	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	MnO	FeO	LOI	Clasificación petrográfica
900658	53,91	0,96	17,42	8,51	4,65	8,00	3,22	1,16	0,27	1,45	5,55	1,57	Cuarzodiorita
900664	65,13	0,53	16,34	4,56	1,81	4,48	3,92	2,36	0,23	0,84	2,47	0,36	Cuarzomonzodiorita
900665	53,00	0,673	15,43	8,29	6,84	9,27	2,33	2,01	0,18	1,41	4,85	1,65	Monzodiorita
900667	65,86	0,71	14,94	4,08	1,28	3,27	3,56	5,15	0,24	0,82	2,5	0,62	Cuarzosienita
900673	74,05	0,21	13,95	1,66	0,4	1,84	3,5	3,88	0,07	0,57	0,96	0,3	Granodiorita
900678	48,52	0,89	16,71	10,74	7,99	10,25	1,7	0,63	0,12	1,72	7,29	2,15	Gabro uralitizado
900679	57,82	0,65	14,81	7,99	5,31	7,84	2,65	1,7	0,23	1,38	5,23	0,72	Gabro norita
900681	54,44	0,69	12,73	7,86	9,75	7,46	2,44	2,33	0,29	1,23	5,38	1,55	Cuarzodiorita
900683	49,83	0,73	16,22	8,12	9,22	7,75	2,50	1,57	0,22	1,22	4,93	3,48	Diorita
900725	67,99	0,52	15,27	3,47	1,96	3,13	3,92	2,44	0,13	0,77	1,97	0,99	Granodiorita
900730	75,08	0,24	13	1,49	0,28	0,9	3,88	4,4	0,05	0,68	0,61	0,5	Sienogranito
900737	77,77	0,14	12,22	1,06	< 0,10	0,36	3,57	4,44	0,02	0,39	0,13	0,41	Monzogranito
900738	47,61	1,1	17,96	10,17	5,63	9,3	2,71	1,9	0,23	2,33	5,49	2,96	Cuarzodiorita hornbléndica
900722	60,28	0,92	16,53	6,42	3,02	5,65	3,43	2,94	0,24	0,01	3,81	0,27	Charnoquita-opdalita
900726	59,23	0,93	16,52	6,78	3,11	6,04	3,19	3,52	0,27	0,02	4,36	0,11	Charnoquita-mangerita
900728	56,43	0,99	16,6	7,99	4,13	7,46	3,12	2,69	0,28	0,02	5,16	< 0,10	Charnoquita-jotunita
900755	52,36	1,04	15,76	13,1	4,52	9,38	2,56	0,23	0,14	0,03	7,24	0,59	Charnoquita enderbita
900761	54,69	1,02	17,04	9,84	4,16	7,2	3	0,98	0,41	0,02	5,17	1,34	Granofels

Tabla 5. Resultados analíticos de óxidos mayores (% wt) en diques de la Cuarzomonzodiorita de Páez

IGM	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	FeO	LOI	Clasificación petrográfica
900666*	59,31	0,89	16,75	6,39	2,37	5,85	3,26	3,29	0,36	1	2,33	1,21	Cuarzo latita
900668	52,38	0,95	16,19	8,4	5,71	6,41	4,19	1,02	0,33	1,50	4,18	4	Andesita
900677	49,56	1,02	15,67	8,97	7,23	7,90	3,11	1	0,21	1,40	5,51	4,8	Andesita hornbléndica
900684*	74,16	0,19	13,62	1,42	0,43	1,54	3,09	4,63	0,04	0,20	0,68	0,66	Monzogranito
900727*	77,52	0,1	12,49	1,09	< 0,10	1,24	3,38	3,88	< 0,02	0,16	0,29	0,21	Monzogranito
900731*	77,05	0,13	12,48	0,89	< 0,10	0,56	2,85	5,53	< 0,02	0,16	0,26	0,37	Sienogranito
900753	48	2,29	16,94	11,35	5,63	5,85	3,98	1,46	0,64	2,71	5,85	3,36	Propilita de microdiorita
900756	47,21	2,37	15,8	13,54	6,38	5,91	3,31	0,18	0,27	2	7,78	4,46	Andesita propilitizada

\* Diques ácidos

En el diagrama K<sub>2</sub>O Vs SiO<sub>2</sub> (Peccerillo y Taylor, 1976; figura 7) se graficaron las muestras correspondientes a granitos, diques y charnoquitas, excepto las muestras con alto LOI > % 4 y/o muestras con alteración hidrotermal (900756, 900677, 900668).

La mayoría de las muestras caen en los campos de las series calcoalcalinas y de series calcoalcalinas altas en K, exceptuando la muestra 900667 que por su contenido anómalo de K<sub>2</sub>O = 5,15% (cuarzosienita), se grafica en el campo de las rocas shoshoníticas (figura 7), en concordancia con el alto contenido de feldespato de la roca. La muestra 900755 (enderbita), con SiO<sub>2</sub> = 52,36% y K<sub>2</sub>O = 0,23%, se ubica en el campo de la serie toleítica (figura 7).

En la figura 7 también se observa que las rocas de este plutón se agrupan en tres poblaciones, de acuerdo al contenido de SiO<sub>2</sub>: una población básica entre 47% y 52%, otra

intermedia, entre 55% y 65%, y una ácida, entre 74% y 78%. Esta separación puede corresponder a pulsos diferentes en composición y edad o a un muestreo insuficiente.

Las muestras de diques ácidos y básicos graficados en la figura 7 pertenecen a la serie calcoalcalina alta en K. En el gráfico de la figura 7 claramente se diferencian tres grupos de diques: aquellos con contenidos de SiO<sub>2</sub> inferior a 52% (una muestra que corresponden a diques básicos), una muestra de roca intermedia y el tercer grupo de tres muestras presenta contenidos de SiO<sub>2</sub> entre 63% y 77% que corresponden a diques ácidos.

En los diagramas de Frost *et al.* (2011) de la figura 8, las rocas charnoquíticas se ubican en el campo de las rocas magnesianas con contenidos de MgO entre 3,02 y 4,52 (% wt) (figura 8a), y en rocas calco alcalinas y cálcicas (figura 8b), con contenido de CaO entre 5,65 y 9,38 (% wt).

En el diagrama TAS de Middlemost (1985) (figura 9), las rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez y los diques plutónicos que se localizan en facies ácidas están en el campo de los granitos y granodioritas, lo que concuerda con los resultados petrográficos, exceptuando las muestras 900683 y 900738 que, por su contenido de SiO<sub>2</sub> inferior a 49%, se ubican en el campo de los gabros. Estas rocas son subalcalinas, exceptuando la 900738, que se localiza en el campo de las rocas básicas alcalinas. Tres muestras de las rocas charnoquíticas se ubican en el campo de la cuarzomonzodiorita, y dos muestras presentan menores contenidos de SiO<sub>2</sub> y de álcalis.

Para analizar los diques de rocas hipoabisales se utilizó el diagrama TAS de Middlemost (1994) para rocas volcánicas (figura 10). Estos diques están dispuestos en los campos de traquiandesitas (900666), andesitas basálticas y basaltos (figura 9), mayoritariamente en las series subalcalinas.

En el diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943), estas rocas se grafican en los campos metaluminoso y peraluminoso (figura 11a), lo que sugiere una

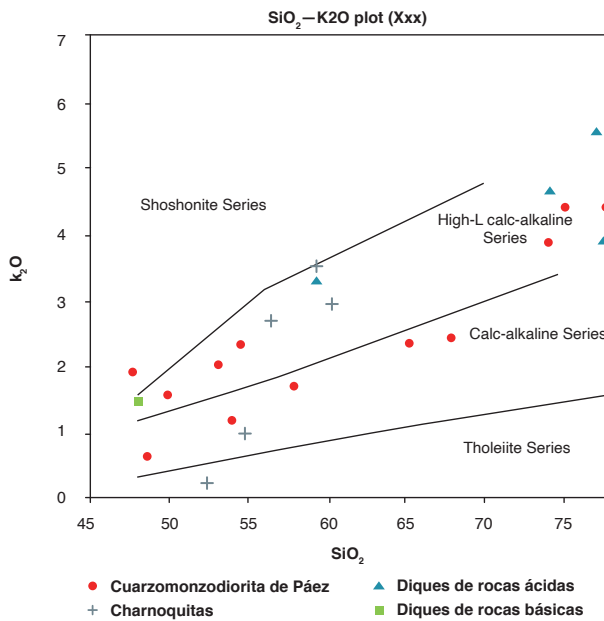


Figura 7. Diagrama K<sub>2</sub>O Vs SiO<sub>2</sub> (Peccerillo y Taylor, 1976) de rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez y diques ácidos e intermedios-básicos que la intruyen

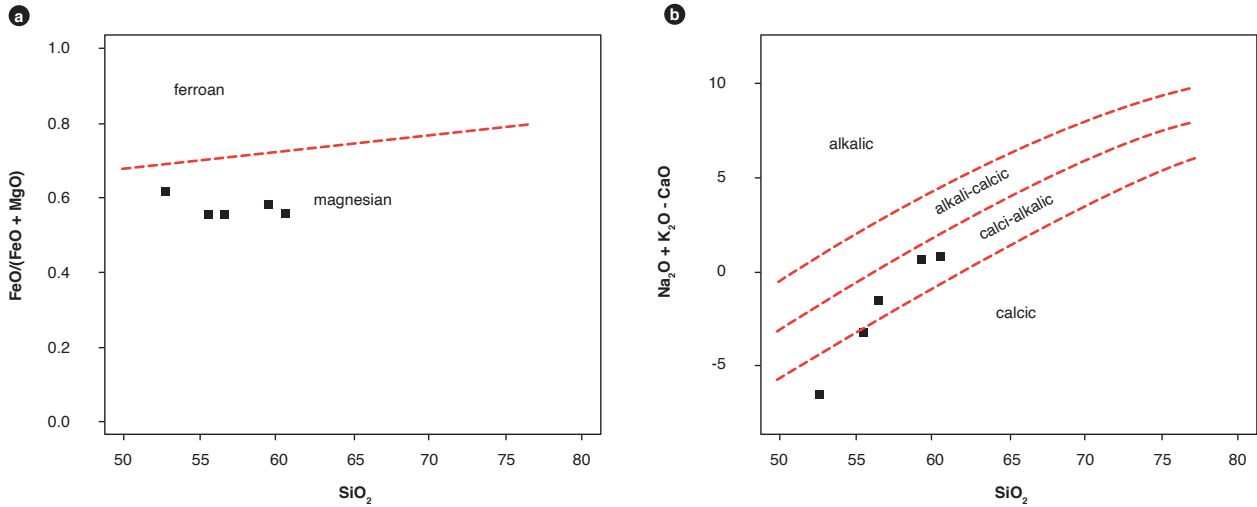


Figura 8. a) Diagrama Frost *et al.* (2011). b) Diagrama de (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O - CaO) vs SiO<sub>2</sub> (Frost *et al.*, 2001) para charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez

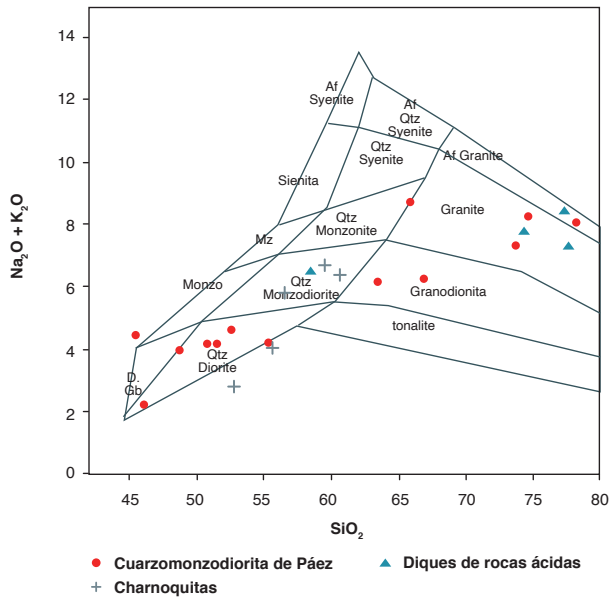


Figura 9. Diagrama de Middlemost (1985) correspondiente a rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez

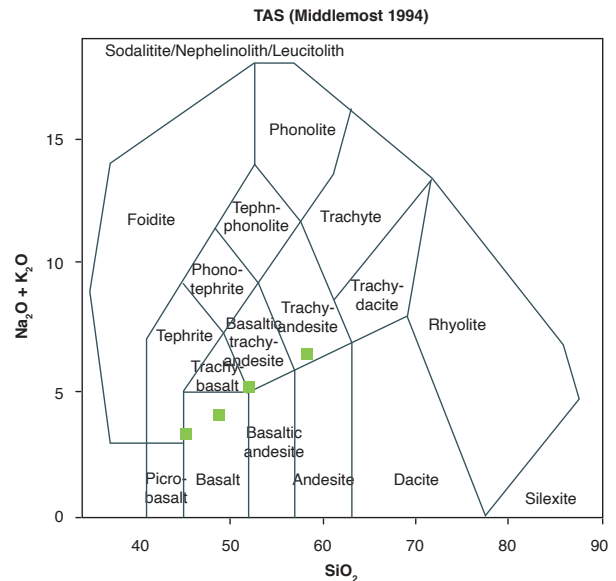


Figura 10. Diagrama TAS (Middlemost, 1994) correspondiente a rocas de diques de vulcanitas que atraviesan el monzogranito de Páez

posible contaminación del magma con rocas de caja o fusión de corteza continental. Las muestras peraluminosas (900725, 900730, 900737, 900770 y 900806) corresponden específicamente a rocas con los valores más altos de SiO<sub>2</sub> (>65%). Las charnoquitas se ubican en el campo de las rocas metaluminosas.

Los resultados presentados de análisis químicos de elementos mayores correspondientes a veinte muestras de diferentes litologías del batolito de Ibagué (Leal, 2011) tienen un contenido de SiO<sub>2</sub> entre 49 y 71% y muestran tendencia calcoalcalina. La mayoría de las

muestras presenta una clara tendencia metaluminosa (figura 11b). En Leal (2011) las muestras de la parte sur tienen una mayor coincidencia con la Cuarzomonzodiorita de Páez colectadas en este proyecto, agrupadas en rocas metaluminosas y límite inferior de las rocas peraluminosas.

Los diques intermedios-básicos de microdioritas, cuarzo latita y andesitas (figura 11a) hacen parte del campo metaluminoso, mientras que los diques ácidos son principalmente peraluminosos; es de notar que estos diques presentan valores altos de SiO<sub>2</sub>, entre 74,1% y



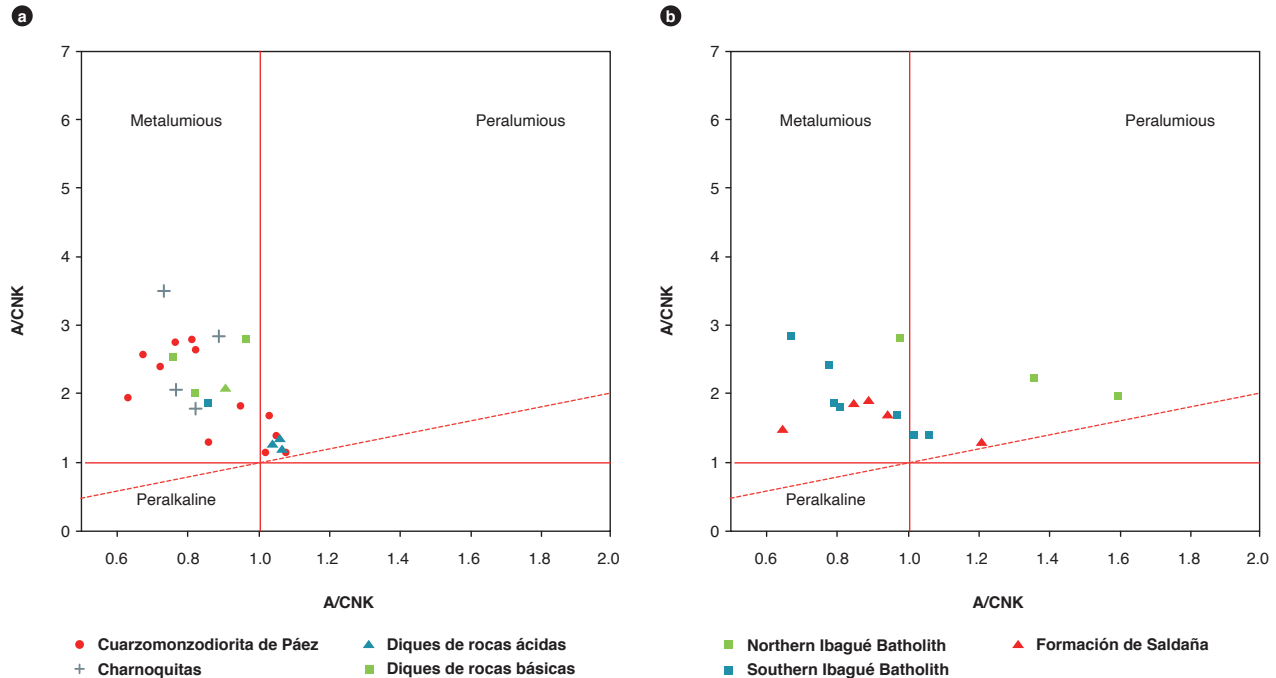


Figura 11. Diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943)  
 a) Rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez y diques. b) Muestras del batolito de Ibagué Sur. Fuente: autores y Leal (2011).

77,5%; solamente la muestra 900666 se ubica en el campo de las metaluminosas.

**5.2. Elementos trazas y tierras raras**

De los resultados de los análisis de elementos traza y tierras raras correspondientes a trece rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez, cinco, correspondientes a muestras de charnoquitas, son presentados en la tabla 6, y los de las ocho muestras de diques que atraviesan el plutón son expuestos en la tabla 7.

El diagrama de elementos de las tierras raras (REE) normalizado al condrito según Nakamura (1974) muestra concentraciones de elementos traza y tierras raras con valores inferiores o ligeramente superiores a 100 veces el valor del condrito, con enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) en las rocas granitoides y charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez (figura 12) y empobreciendo progresivo hacia las tierras raras pesadas (HREE), con una pendiente negativa. La relación (La/Yb)<sub>n</sub> varía entre 0,04 y 9,96, con los valores menores en las rocas más básicas y razones (Sm/Yb) entre 1,3 y 3,02. Los procesos de fusión parcial y de cristalización fraccionada en las rocas plutónicas producen un enriquecimiento relativo en las tierras raras livianas (LREE).

Las muestras presentan una tendencia paralela entre ellas; sin embargo, la muestra 900737 (monzogranito) presenta valores menores en tierras raras pesadas y livianas. Las muestras 900737 y 900730 tienen anomalía negativa para Eu (Eu/Eu\* < 1), que puede estar relacionada a cristalización fraccionada de plagioclasa empobreciendo las fases intrusivas finales en Eu. La mayoría de las muestras presentan anomalías positivas con valores de Eu/Eu\* > 1.

Las muestras 900722, 900726 (charnoquitas) y 900661 (granofelsa) también presentan anomalías positivas de Eu, con valores de Eu > 2 (Eu/Eu\* > 1). La relación (La/Yb)<sub>n</sub> tiene una marcada diferencia entre las rocas ácidas (< 0,1) e intermedias (> 5). La tendencia mostrada por estas rocas corresponde a rocas generadas en ambientes de arco. La muestra 900755 es la que presenta menores valores de tierras raras livianas (LREE) y una anomalía positiva para Eu; entre las charnoquitas, esta muestra es la que presenta menor contenido de SiO<sub>2</sub>. Las muestras anteriormente descritas presentan un patrón paralelo y relativamente plano de las tierras raras pesadas (HREE).

En los diagramas de elementos de las tierras raras (REE) normalizado a condrito según los valores de Naka-



Tabla 6. Resultados de elementos traza y tierras raras correspondientes rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez

IGM	Li	Be	Sc	Ni	Rb	Sr	Y	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
900658	6,357	0,8	23,26	29,77	37,972	799,58	15,342	1,395	563,346	16,2	32,99	4,5	20,1	4,423	1,87
900664	12,17	1,6	11,87	12,99	73,673	744,54	13,668	3,517	1195,39	21,8	45,47	5,31	19,51	4,078	1,98
900665	3,201	1,1	44,97	50,51	64,157	602,83	19,247	0,687	486,161	17,7	38,9	4,71	18,47	4,3	1,58
900667	5,069	2,98	14,87	8,21	151,334	391,69	35,978	2,428	1520,83	45,7	92,1	11,39	42,47	9,007	2,80
900673	24,069	2,091	3,10	3,33	123,345	336,81	9,387	1,888	1310,42	26,9	49,1	5,08	16,15	2,848	1,61
900678	13,11	0,531	43,25	51,74	28,223	671,97	10,873	0,911	222,87	5,6	11,67	1,59	7,345	2,048	1,19
900679	13,158	1,282	33,62	38,98	48,754	499,51	20,396	1,321	524,54	16,99	36,66	4,52	17,1	4,353	1,59
900681	9,729	1,396	32,35	223,98	121,92	488,92	20,058	3,267	728,29	21,29	48,13	6,12	23,89	5,438	1,99
900683	14,07	0,8	28,79	190,1	47,114	612,82	13,714	0,704	637,07	13,1	27,08	3,75	15,92	3,739	1,72
900725	13,25	1,3	9,665	16,73	53,237	371,48	83,478	1,341	538,23	18,5	36,08	4,48	16,59	3,165	1,22
900730	5,672	2	5,954	5,374	142,33	110,26	34,822	1,218	479,75	30,4	61,39	7,93	30,99	6,389	1,24
900737	3,95	4,3	2,462	5,714	147,12	26,561	94,259	1,936	226,646	29,1	54,1	5,52	17,47	3,137	0,28
900738	14,25	0,7	48,39	30,54	63,425	488,3	21,447	0,914	521,187	13,4	32,08	4,32	19,36	4,931	1,79
900722	16,96	1,37	19,78	18,61	160,08	492,76	21,43	8,97	679,14	25,92	54,85	7,02	29,79	5,52	1,71
900726	13,40	1,34	20,41	21,30	154,04	485,08	26,38	5,21	707,16	32,36	62,80	8,22	33,22	6,61	2,02
900728	12,80	1,34	29,60	22,25	105,99	530,13	26,80	3,54	656,91	26,37	54,37	7,14	28,22	6,15	2,15
900755	4,16	0,76	68,66	13,34	5,46	268,95	17,53	0,42	142,83	6,93	13,77	2,04	10,25	2,71	1,34
900761	27,51	1,22	24,36	17,56	30,13	640,26	17,85	2,15	446,09	16,65	35,33	4,94	22,15	4,46	1,77

IGM	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Th	U	Nb	Zr	Eu/Eu*	La/Ybn	Sm/Yb
900658	3,53	0,647	3,27	0,65	1,919	0,243	1,63	0,245	5,283	3,0456	0,79	2,5	< 130	1,46	0,05	2,71
900664	3,03	0,555	2,65	0,52	1,547	0,203	1,4	0,212	10,84	5,6318	1,14	4,4	< 130	1,73	7,22	2,91
900665	3,34	0,653	3,44	0,71	2,103	0,287	1,95	0,298	8,762	5,4292	1,34	3,3	< 130	1,28	4,07	2,21
900667	6,83	1,333	6,58	1,36	4,129	0,56	3,77	0,582	13,68	17,096	3,21	12,7	207,28	1,38	4,18	2,39
900673	2,27	0,35	1,54	0,29	0,942	0,129	0,95	0,16	15,37	15,107	1,486	6,4	< 130	1,95	0,09	3,00
900678	1,68	0,37	2,02	0,43	1,216	0,164	1,13	0,17	<2	0,207	0,055	< 2	< 130	1,97	0,04	1,81
900679	3,43	0,69	3,57	0,73	2,183	0,295	1,98	0,299	7,06	5,212	1,439	3,6	< 130	1,27	4,51	2,20
900681	4,23	0,77	3,67	0,71	2,10	0,27	1,85	0,28	3,98	6,003	0,673	5,5	< 130	1,26	3,31	2,94
900683	2,8	0,529	2,6	0,51	1,455	0,187	1,24	0,187	4,612	1,003	0,26	1,9	< 130	1,63	6,21	3,02
900725	3,01	0,449	2,33	0,45	1,39	0,188	1,26	0,194	4,406	6,0563	1,87	7,5	140,7	1,21	0,07	2,51
900730	6,4	1,044	5,94	1,22	3,779	0,542	3,55	0,527	17,84	12,352	2,73	11,4	170,3	0,60	4,68	1,80
900737	3,19	0,445	2,33	0,48	1,587	0,243	1,71	0,264	10,76	23,195	3,4	17,8	< 130	0,27	9,96	1,83
900738	4,76	0,785	4,19	0,86	2,55	0,34	2,2	0,33	5,275	3,5407	0,61	2,3	< 130	1,14	0,06	2,24
900722	5,36	0,78	4,02	0,80	2,40	0,32	2,14	0,32	11,05	27,92	3,21	7,40	< 130	0,97	0,07	2,58
900726	6,23	0,96	4,89	0,98	2,98	0,41	2,65	0,42	13,38	15,48	3,71	8,70	318,3	0,97	0,04	2,49
900728	6,03	0,93	4,98	0,98	3,03	0,41	2,74	0,42	11,42	9,80	2,77	5,60	115,5	1,09	5,47	2,24
900755	2,98	0,59	3,55	0,75	2,21	0,32	2,09	0,33	3,25	0,67	0,19	1,99	< 130	1,45	5,37	1,30
900761	4,44	0,70	3,66	0,73	2,12	0,29	1,86	0,28	6,27	1,72	0,58	3,80	< 130	1,22	0,05	2,40

Tabla 7. Resultados de elementos traza y tierras raras correspondientes a diques que atraviesan la Cuarzomonzodiorita de Páez

IGM	Li	Be	Sc	Ni	Rb	Sr	Y	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
900666	5,471	2,1	19,88	15,56	101,42	579,25	27,104	1,313	1189,91	35,9	72,82	8,91	34,68	7,426
900668	34,58	1,741	25,31	99,88	23,6	952,8	18,88	0,317	501,8	16,4	37,55	5,26	23,27	5,491
900677	23,75	1	44,56	70,7	27	613,86	17,814	1,574	1291,13	13,5	27,67	3,98	17,91	4,424
900684	2,584	1,6	3,114	3,193	127	460,54	10,496	1,093	1859,76	26	45,49	4,69	15,08	2,454
900727	3,513	2	2,674	1,785	128,92	98,621	18,551	2,392	300,058	25	45,49	5,86	21,57	3,921
900731	1,525	2,5	2,393	2,834	215,74	57,703	17,731	2,818	326,817	67,3	93,32	12,5	37,22	5,253
900753	28,97	1,9	28,52	24,94	29,744	774,56	24,886	0,431	569,414	48,7	104,2	14,3	59,95	10,58
900756	17,86	0,7	60,15	23,94	3,3035	466,15	43,724	0,109	755,57	7,98	18,15	3,08	15,74	4,797

IGM	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Th	U	Nb	Zr	Eu/Eu*	La/Ybn	Sm/Yb
900666	2,5	5,71	1,061	5,25	1,03	3,05	0,4	2,65	0,387	10,54	10,675	2,19	8,5	199,9	1,18	0,05	2,71
900668	2,173	4,11	0,775	3,895	0,748	2,129	0,275	1,808	0,262	13,68	1,199	0,534	3,0	1,73	7,22	2,91	
900677	2,43	3,44	0,675	3,49	0,68	1,946	0,255	1,69	0,25	7,296	1,4749	0,46	2,6	1,28	4,07	2,21	
900684	2,32	2,17	0,343	1,57	0,32	1,025	0,144	1,04	0,17	9,428	7,2685	1,26	6,1	3,09	4,18	2,39	
900727	0,62	3,72	0,581	3,1	0,62	2,056	0,303	2,11	0,333	12,79	17,846	4,22	7,6	0,5	0,09	3,00	
900731	0,84	5,28	0,615	2,85	0,55	1,946	0,295	2,26	0,388	11,13	36,635	7,15	14	0,48	0,04	1,81	
900753	3,27	9,66	1,327	5,94	1,08	2,925	0,341	2	0,273	8,208	6,4469	1,52	26,5	192,5	1,27	4,51	2,20
900756	2,45	5,37	1,079	6,34	1,32	3,732	0,507	3,14	0,431	2,977	0,9109	0,44	3,4	1,26	3,31	2,94	

mura (1974) (figura 13), correspondientes a las ocho rocas de dique, se observa que los diques de composición ácida muestran un patrón general con mayor enriquecimiento en elementos incompatibles de las tierras raras livianas (LREE), y que se va empobreciendo levemente hacia las tierras raras pesadas (HREE). La muestra 900684 (monzogranito) presenta anomalía positiva de Eu. Entre los diques, las muestras 900727 y 900731

tienen los mayores contenidos de SiO<sub>2</sub> y presentan anomalías negativas para Eu relacionadas con el fraccionamiento de cristales de plagioclasa. La muestra 900666 está enriquecida en tierras raras pesadas, presenta una pendiente suave inclinada hacia los elementos menos compatibles. La relación (La/Yb)<sub>n</sub> para los diques ácidos varía de 7,93 a 19,94, y la razón (Sm/Yb) oscila entre 1,86 y 2,81. La tendencia de las muestras de diques áci-

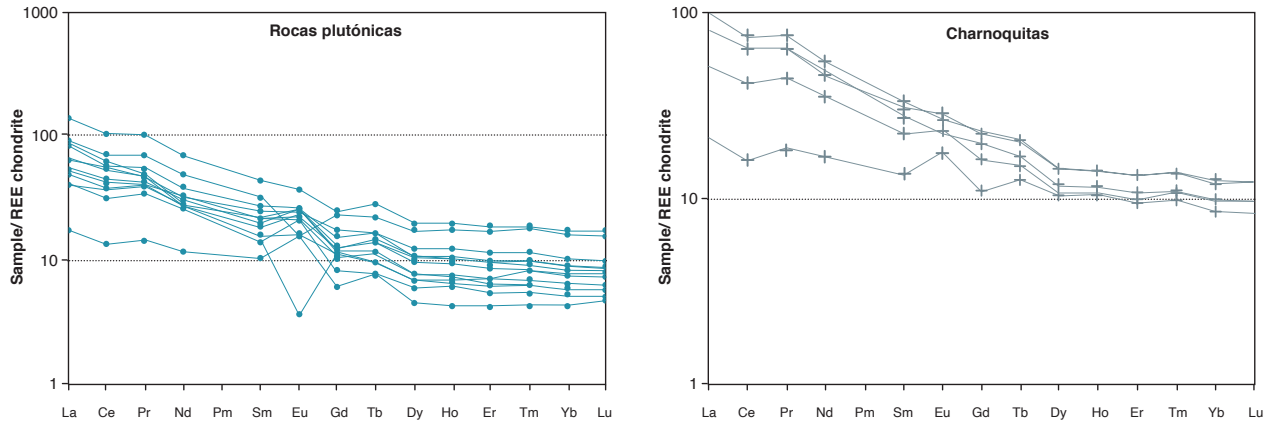


Figura 12. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito (Nakamura, 1974), correspondiente a rocas granitoides y charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez

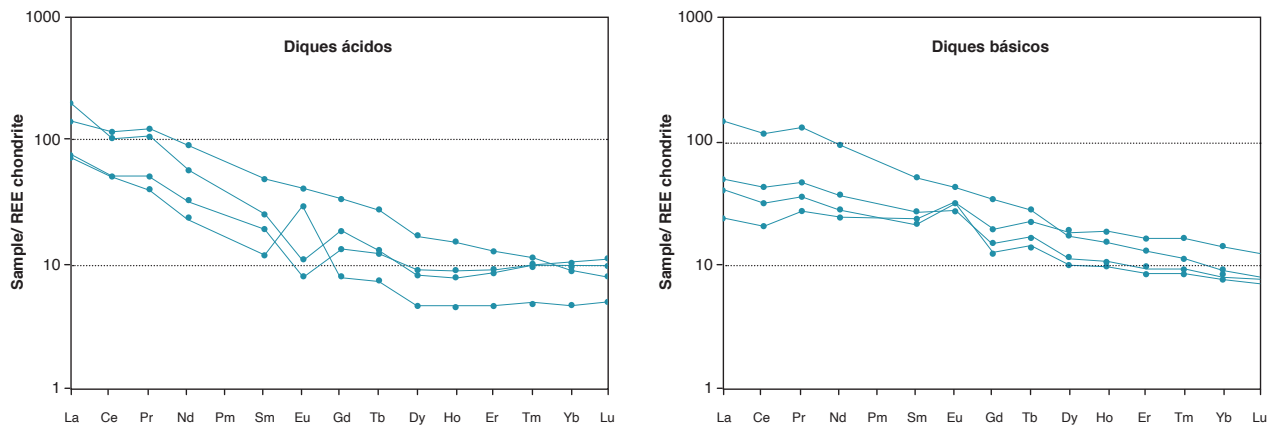


Figura 13. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito (Nakamura, 1974) correspondiente a diques de la Cuarzomonzodiorita de Páez

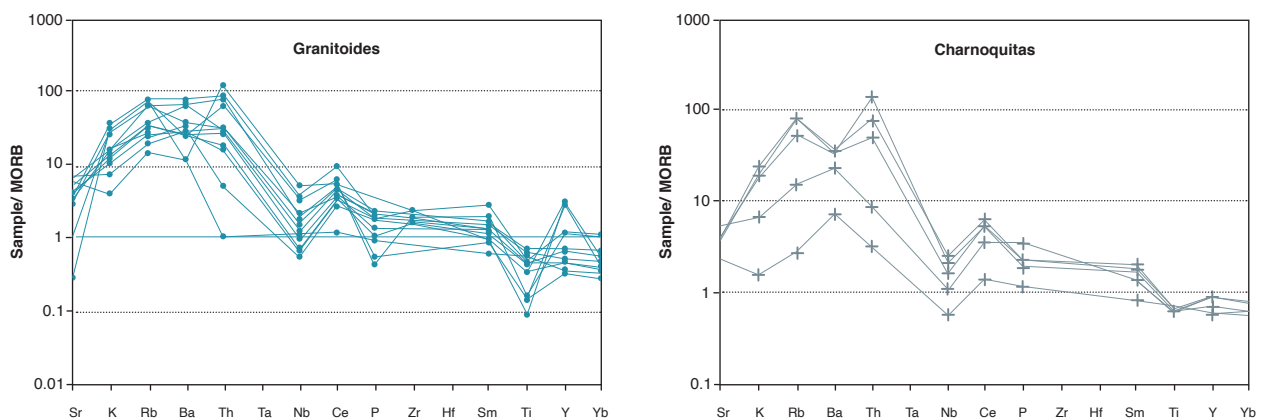


Figura 14. Diagrama multielemental de la Cuarzomonzodiorita de Páez normalizado a MORB (Pearce, 1983)

dos corresponde a rocas generadas en ambientes de subducción por encima de la placa subducida.

Las rocas granitoides y charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez muestran buena coincidencia en-

tre sí, con empobrecimiento de los elementos inmóviles Nb, P y Ti en los diagramas multielementales normalizados a MORB (figura 14) y N-MORB (figura 15), principalmente en las muestras 900730 y 900737; esto puede

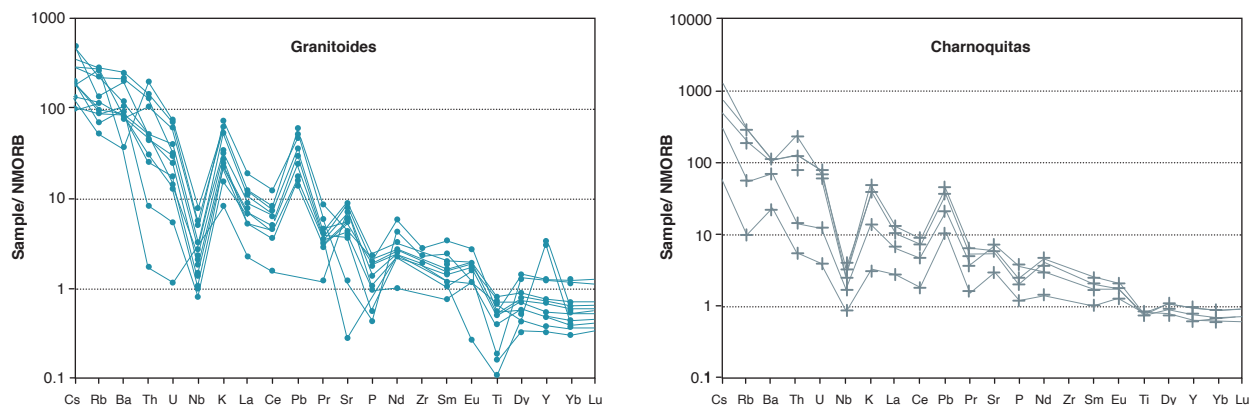


Figura 15. Diagrama multielemental correspondiente a rocas granitoides de la Cuarzomonzodiorita de Páez normalizado a NMORB (Sun y McDonough, 1989)

corresponder a separación de fases minerales accesorias como titanita, rutilo y apatito, y manifiesta una cristalización fraccionada en la cámara magmática (Winter, 2001).

Las anomalías negativas de Nb, Ti y P son características de arcos magmáticos relacionados con ambientes de subducción, con empobrecimiento progresivo hacia los elementos pesados (figuras 14 y 15). La anomalía negativa de Nb con respecto al Th y Ce, con un patrón semiparalelo para todas las muestras, es una señal geoquímica típica de magmas originados en ambientes de subducción. La muestra 900678 (gabro uralitizado) presenta los menores valores de elementos traza en el diagrama de MORB.

Los valores altos de elementos litófilos de alto radio iónico (LILE) Cs, Ba y Th indican una afinidad con corteza continental (márgenes convergentes), donde hay abundancia de estos elementos incompatibles. Los valores altos de Sr, K, Ba y Rb se presentan por la movilización desde los fluidos que interactúan en la zona de subducción hacia el magma (figura 15). Las muestras 900737 y 900725 presentan anomalía positiva para Y, con los valores más bajos para Ti.

En los diagramas multielementos normalizados a MORB (Pearce, 1983) correspondientes a los diques que atraviesan la Cuarzomonzodiorita de Páez (figura 16) se observa que los diques correspondientes a rocas ácidas tienen anomalía negativa en Ba, Nb, Sr, P y Ti; el empobrecimiento en P y Ti se relaciona con la sustracción de minerales como el apatito, ilmenita y esfena (Winter, 2001) y anomalía positiva para Th. Los diques de rocas básicas tienen una pronunciada anomalía positiva para Ba, y negativa para Nb; se observa dispersión en Y. La relación  $(La/Yb)_n > 1$  (1,7-16,25) nos muestra que estos magmas no son cogenéticos.

En el diagrama NMORB (Sun y McDonough, 1989) correspondiente a los diques ácidos se destacan las anomalías negativas de Nb, Sr, P y Ti y anomalías positivas para Th, K, Pb. En los diques básicos se observa dispersión en los elementos trazas Cs, Rb, Nb, La y Ce, con anomalías positivas para Ba, Pb y Sr, y anomalías negativas para Nb, Pr y P (figura 17). La muestra 900756 presenta un comportamiento diferente al del grupo de los diques de composición intermedia-básica, con anomalías negativas para Nb-Rb y anomalía positiva para Ba. La muestra 900753 presenta los mayores valores de elementos traza en este grupo de diques y un trazado más suave, decreciente hacia las tierras raras pesadas.

Las diferencias entre los dos grupos, e incluso entre las muestras de un mismo grupo, indican que no son comagmáticos.

Las tendencias que presentan las dos familias de diques corresponden a rocas generadas en ambientes de subducción (arcos). El empobrecimiento en Ba, Sr, Nb, P, Ti y Eu puede estar indicando procesos de cristalización fraccionada.

Los mayores valores de Cs, Rb, Ba y Th, elementos litófilos de radio iónico grande (LILE), indican una similitud con corteza continental (márgenes convergentes), con anomalías positivas de Rb, Ba, K y Pb. De manera similar se comportan los diques intermedios-básicos en lo relacionado con los elementos de radio iónico grande, excepto la muestra 900677, que presenta los valores menores para K y Rb y un enriquecimiento notorio en Ba.

Para los elementos más inmóviles y de radio iónico pequeño, las disposiciones de ambos grupos de diques se apartan, y muestran menores valores de Pr, Sr, P, Eu y Ti en los diques ácidos, que están empobrecidos con relación al NMORB, y los diques básicos están enrique-

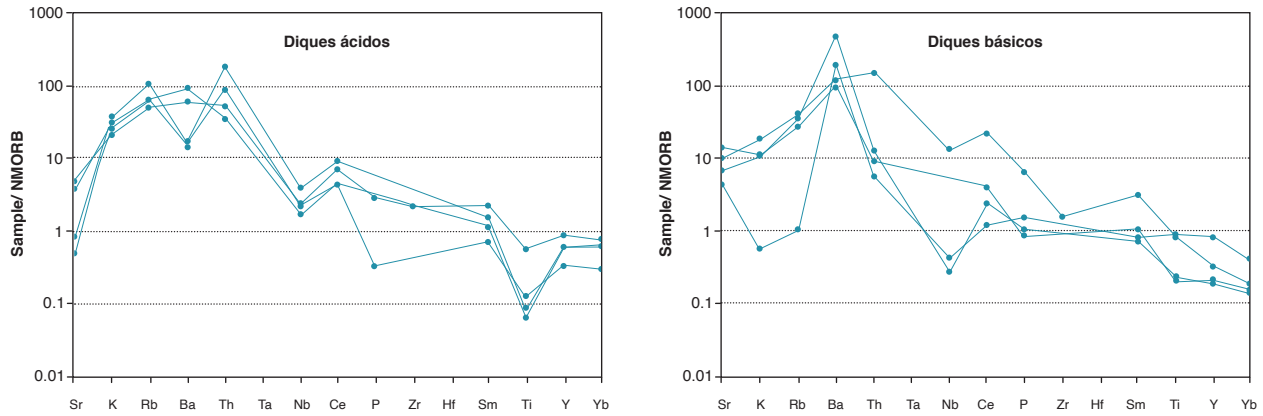


Figura 16. Diagramas multielementales correspondientes a diques de la Cuarzomonzodiorita de Páez normalizado a MORB (Sun y McDonough, 1989)

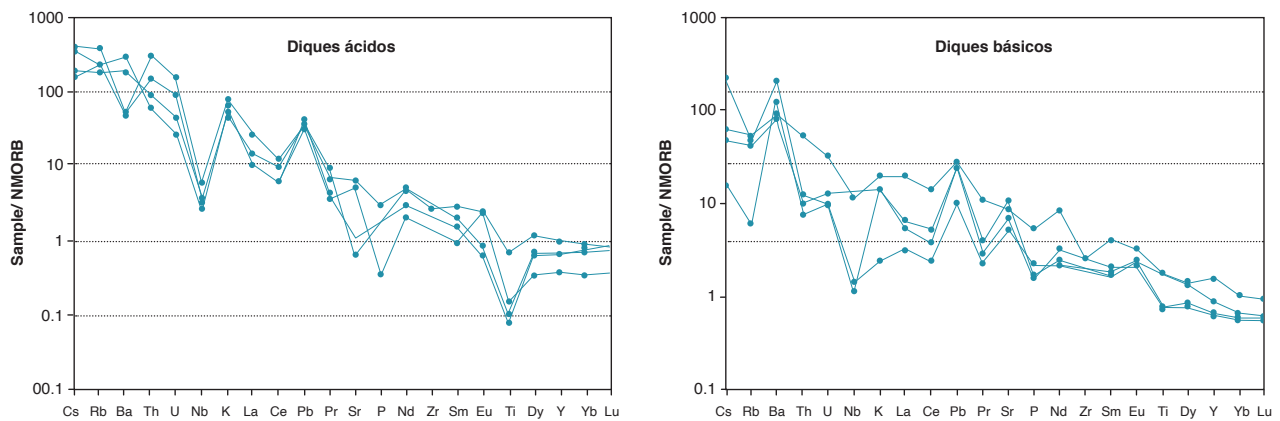


Figura 17. Diagramas multielementales correspondientes a diques de la Cuarzomonzodiorita de Páez normalizados a NMORB (Pearce, 1983)

cidos con relación al mismo. En el diagrama normalizado a MORB (Pearce, 1983), los diques ácidos exhiben un comportamiento similar, con empobrecimiento en Sr, Nb y Ti (figuras 16 y 17).

En general, las rocas de diques muestran un modelo comparable a los patrones de rocas generadas en arcos continentales, y claramente forman dos grupos con comportamientos geoquímicos diferentes.

### 5.3. Discriminación de ambiente tectónico y tipo de granitoide

La mayoría de las rocas granitoides, charnoquitas y diques de la Cuarzomonzodiorita de Páez se ubican en los diagramas de ambiente tectónico de Pearce *et al.* (1984) (figura 18) en el campo de los granitos de arco volcánico. En el diagrama (Rb vs Y+Nb), excepto las muestras 900737 (monzogranito) y 900725 (granodiorita), que grafican en los campos de los granitos intraplaca. En el diagrama (Nb vs Y), la mayoría de las muestras forman

parte del campo de los granitos de arco volcánico, incluyendo la muestra 900753 (microdiorita propilitizada) y la muestra 900737. La muestra 900725 se acomoda en el campo de los granitos de dorsal oceánica, posición que no es coherente con el ambiente geotectónico de la Cuarzomonzodiorita de Páez y los diques que la intruyen.

En el diagrama de Batchelor y Bowden (1985), la mayoría de las rocas granitoides y charnoquitas de la Cuarzomonzodiorita de Páez se ubican en el campo de los granitos de placa precolisión (figura 19a), caracterizados por su geoquímica alcalina. Los diques ácidos están en el campo de rocas sin colisión, y los diques de rocas más básicas, en el campo de poscolisión. En la figura 18 se observa buena coincidencia de la Cuarzomonzodiorita de Páez con el *Southern Ibagué Batholith* (Leal, 2011) (B).

Las rocas y diques en el diagrama de ambiente tectónico de Whalen *et al.*, 1987 (figura 20) muestran

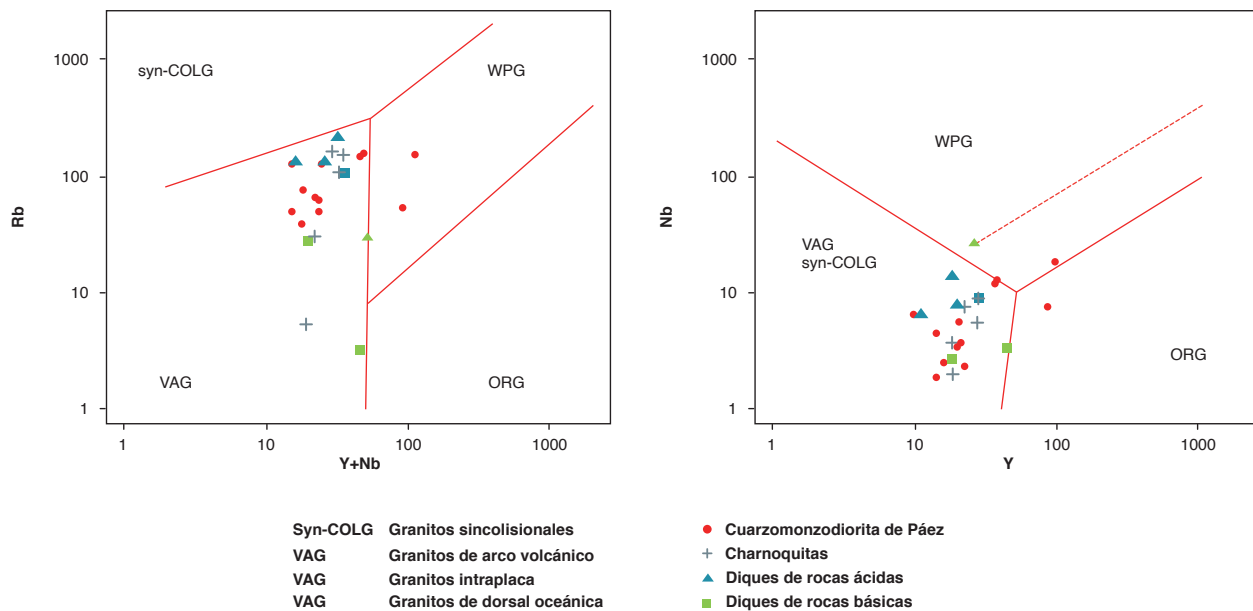


Figura 18. Diagramas ambiente de Pearce *et al.* (1984) para las rocas y diques de la Cuarcomonzodiorita de Páez

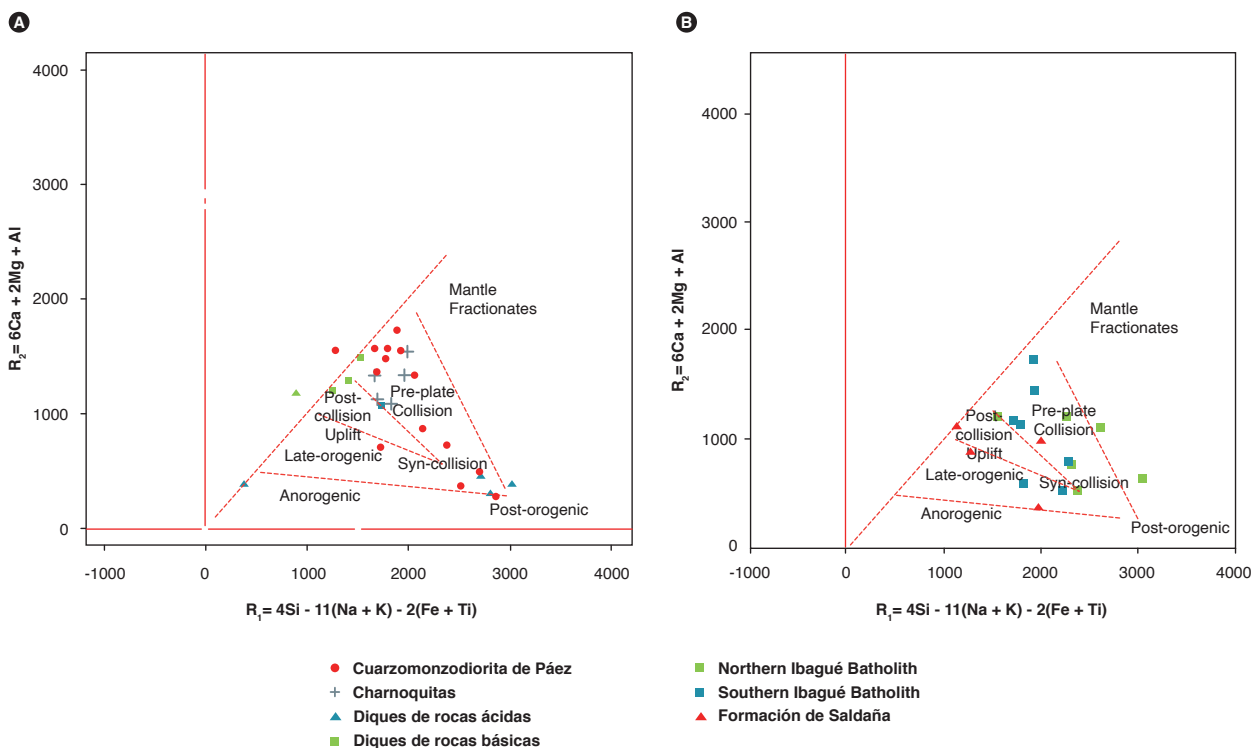


Figura 19. Diagrama de Batchelor y Bowden (1985) para la clasificación de granitoides  
 a) Rocas de la Cuarcomonzodiorita de Páez y diques. b) Muestras del batolito de Ibagué Sur. Fuente: autores y Leal (2011).

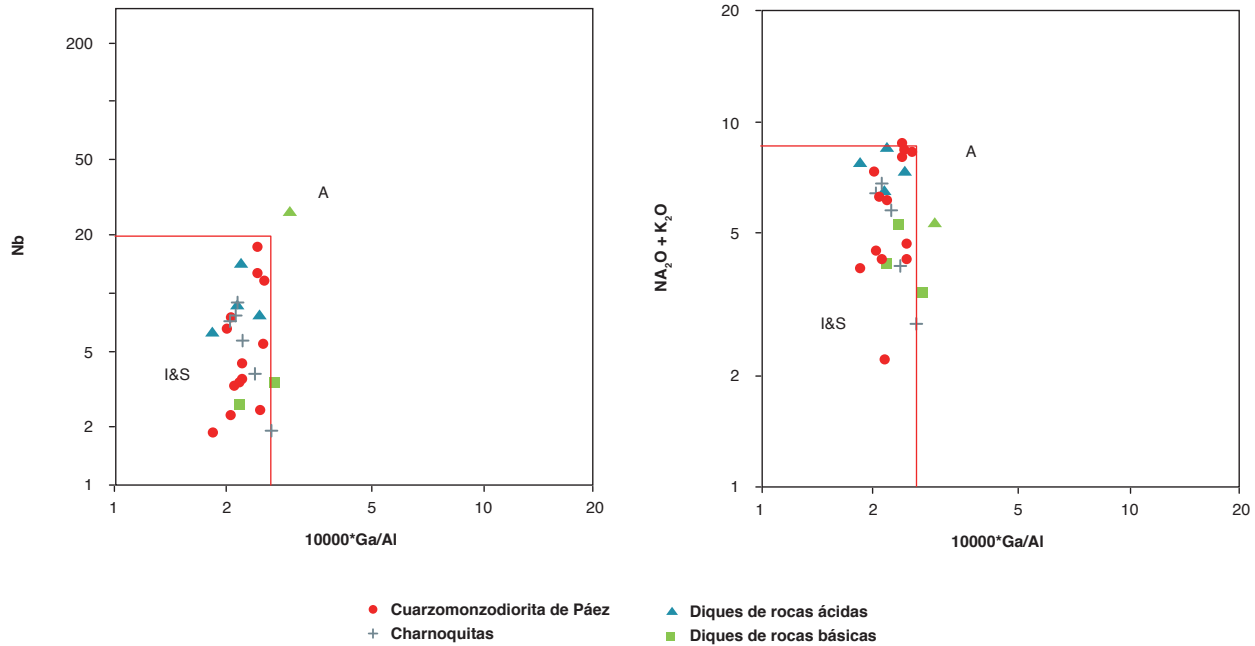


Figura 20. Diagramas Whalen *et al.* (1987) para elementos trazas en la Cuarzomonzodiorita de Páez, charnoquitas, diques de composición intermedia-básica y diques de rocas ácidas

características de magmas tipo I (cordillerano) de las series magnesianas, con composición metaluminosa que corresponde a los granitos andinos. Algunas muestras de diques de composición intermedia-básica se ubican en el campo A de granitos alcalinos anorogénicos.

### 6. Posición estratigráfica y edad

La Cuarzomonzodiorita de Páez intruye la formación Saldaña y las metamorfitas del complejo Aleluya al norte, intruye migmatitas y granitoides pérmicos del granito de La Plata al sur. Al occidente está delimitada por la falla de Avirama, que la separa del Granito de Ortega, y al noroeste de los neises y anfibolitas de Tierradentro; al oriente, la falla de Chusma la delimita de las sedimentitas cretácicas y paleógenas. La Cuarzomonzodiorita de Páez es suprayacida por ignimbritas y piroclastos recientes de la formación Guacacallo (figura 1).

En el proyecto “Magmatismo jurásico del valle superior del Magdalena y de la cuenca del Putumayo” se realizó la datación radiométrica U-Pb de cinco muestras. En el sector noreste, la muestra MIA-454 arrojó una edad de  $193,1 \pm 1,4$  Ma; en el sector sureste, la muestra GR-6645 presentó una edad de  $191,9 \pm 1,4$  Ma; ambas edades corresponden al Jurásico inferior (Sinemuriano). En el sector central del flanco occidental se obtuvo una edad de  $180,2 \pm 1,6$  Ma para la muestra GR-6634, y en el cen-

tro del cuerpo se obtuvo una edad de  $181,7 \pm 3,8$  (muestra MIA-499), ambas correspondientes al Toarciano. De otros trabajos se tomaron edades U-Pb; cuatro muestras de Leal (2011) y otra muestra de Bustamante (2010). En total se tienen diez edades para la cuarzomonzodiorita, complementadas con la descripción petrográfica y el análisis litogeoquímico. Su localización se presenta en la tabla 8 y la figura 21.

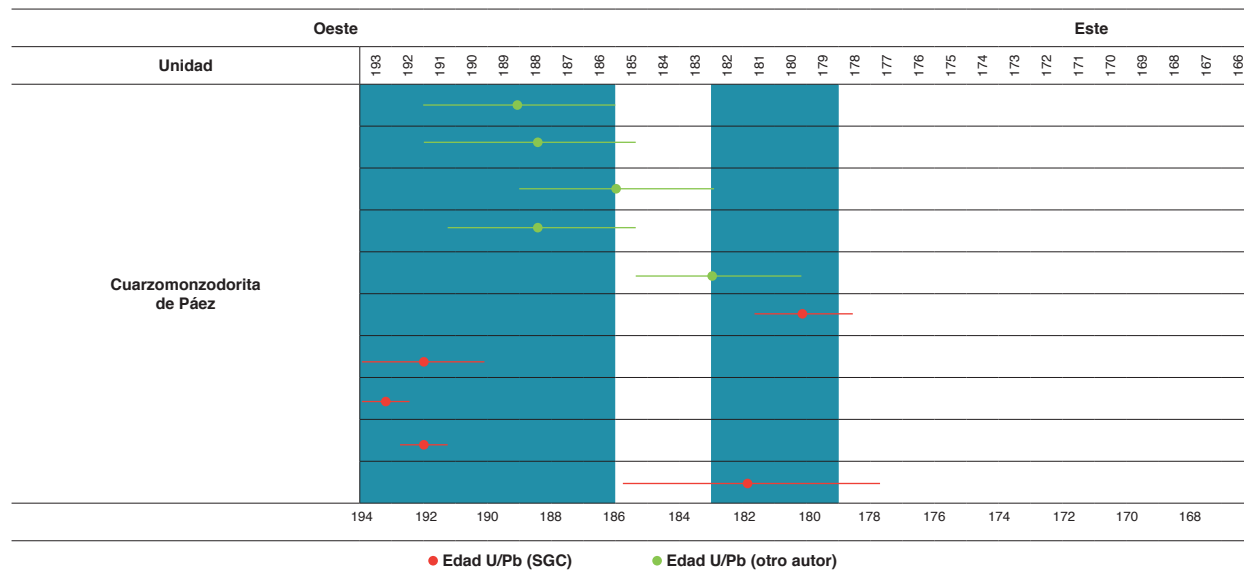
Los datos obtenidos de las muestras GR-6634, GR-6645, MIA-454, MIA-499 y GR-6639 fueron manipulados en el software de Isoplot/Ex, vers. 4.15 (Ludwig, 2008). Para su interpretación, inicialmente se realizó un filtro de los datos para mejorar el rango de confiabilidad de la edad y descartar los circones con discordancia >20%, de acuerdo con la relación  $[(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) - (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}]$ . Finalmente se trabajó, para la muestra GR-6634 con 29 circones (figura 22a), para la muestra GR-6645 con 11 circones (figura 23b), la muestra MIA-454 con 17 circones (figura 22c), la GR-6639 con 66 circones y la MIA-499 con 54 circones (figura 23).

La información tomada de Leal (2011) corresponde a cuatro edades U-Pb de los granitoides del denominado *Southern Ibaqué Batolith*, redefinido en este trabajo como Cuarzomonzodiorita de Páez, por su correspondencia geográfica, litológica, química y geocronológica. La diferencia en la edad del *Southdern Ibaqué Batolith* (182-188



Tabla 8. Dataciones isotópicas U-Pb de la Cuarzomonzodiorita de Páez

N.º muestra	Litología	W	N	Método	Edad	Referencia
WR-291	Granodiorita	796156	760655	U-Pb LA-MC-ICP-MS	182,7 ± 2,7	Leal (2011)
WR-167	Diorita	831790	808544	U-Pb LA-MC-ICP-MS	186,0 ± 3,1	Leal (2011)
WR-214	Diorita	818685	782750	U-Pb LA-MC-ICP-MS	188,4 ± 2,8	Leal (2011)
WR-166	Granodiorita	827149	812238	U-Pb LA-MC-ICP-MS	188,5 ± 3,3	Leal (2011)
CB0010	Cuarzomonzodiorita	796250	757662	U-Pb LA-MC-ICP-MS	189,1 ± 2,9	Bustamante (2010)
GR-6634	Granodiorita	794362	786706	U-Pb	180,2 ± 1,6	Este trabajo
GR-6639	Charnoquita-jotunita	815600	782629	U-Pb	181,83 ± 0,91	Este trabajo
MIA-499	Cuarzomonzodiorita	804803	773609	U-Pb	181,7 ± 3,8	Este trabajo
GR-6645	Granodiorita	789221	740939	U-Pb	191,9 ± 1,4	Este trabajo
MIA-454	Monzodiorita	817368	840555	U-Pb	193,13 ± 1,4	Este trabajo



Ma) con respecto al *Northern Ibagué Batolith* (131-169 Ma) varía entre 13 Ma y más de 50 Ma. La edad presentada por Bustamante *et al.* (2010) de 189,1 ± 2.9 Ma en el sector sur, cerca del municipio de La Plata, corresponde a la Cuarzomonzodiorita de Páez.

La muestra WR-214 (Leal, 2011), tomada en la quebrada Damitas, municipio de Íquira, a unos 3-4 km al occidente de la muestra GR-6639, está clasificada como diorita (tabla 8), compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, ortopiroxeno, clinopiroxeno, cuarzo y anfíbol, con cantidades menores de biotita, cuarzo, magnetita, apatito y circón con desarrollo de mirmequitas y micropertitas. Por su composición mineralógica y texturas, corresponde a las rocas descritas en este trabajo como charnoquitas (granitos con clinopiroxeno). La edad U-Pb de esta roca, reportada por Leal (2011), es de 188,4 ± 2,8, más antigua que la edad de la muestra GR-6639 (IGM 900728), de 181,8 ± 0,9 Ma, clasificada como charnoquita-jotunita.

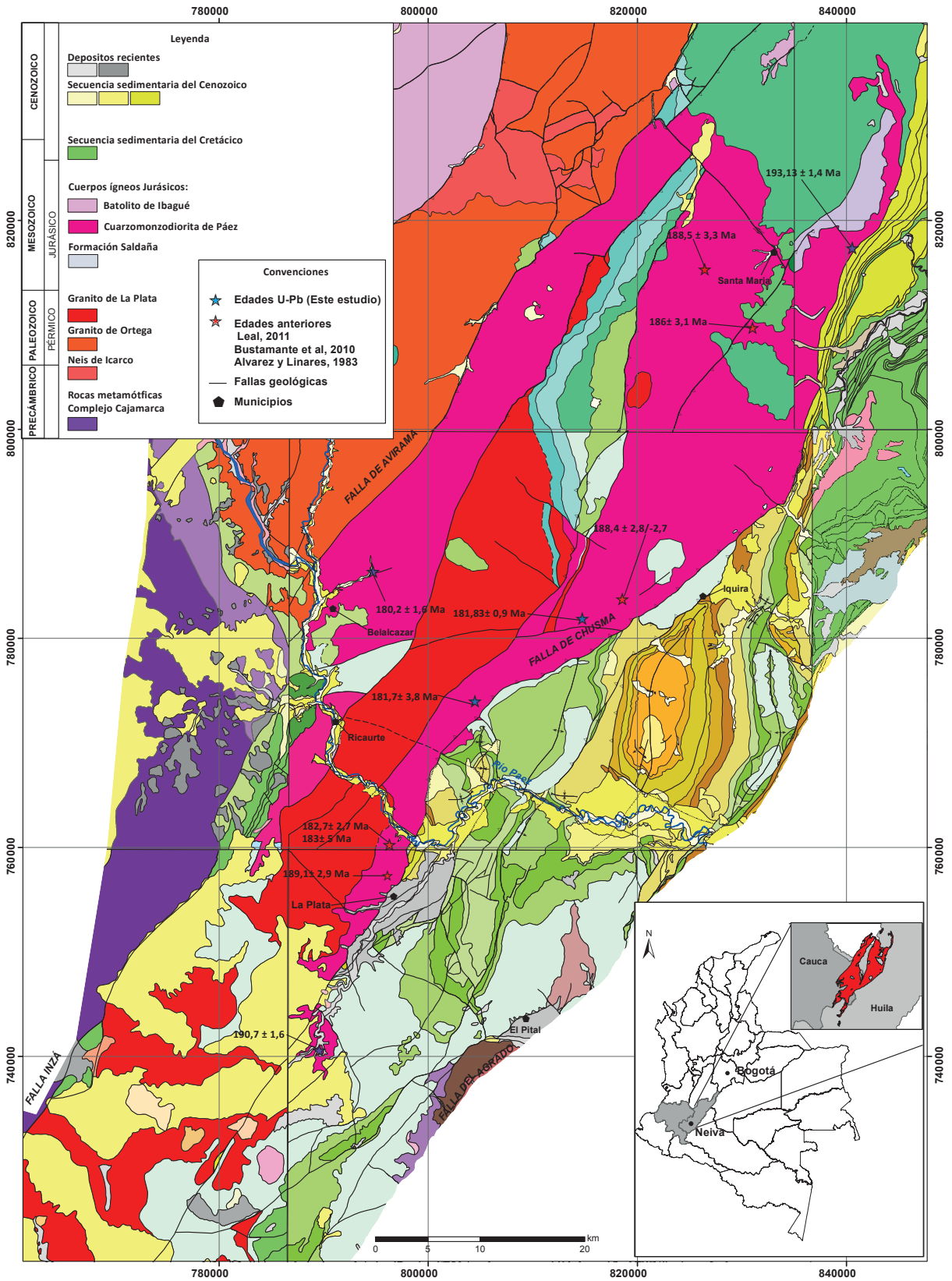
La información presentada indica la edad de cristalización de la roca, teniendo en cuenta que la temperatura de cierre del circón es cercana a los 900 °C. Esta temperatura está asociada a eventos de cristalización

magmática. De acuerdo con la información compilada, las edades de diferentes rocas de la Cuarzomonzodiorita de Páez están en un intervalo de 180,2 a 193,1 Ma, lo que indica que se trata de un cuerpo compuesto por al menos tres plutones o pulsos magmáticos: el primero, entre 192 y 193 Ma, el segundo entre 186 y 189 Ma, y el más reciente entre 180 y 182 Ma.

Los circones de la muestra GR-6634 son de formas prismáticas y su tamaño es mayor de 200 um. En ellos frecuentemente se observan terminaciones bipiramidales. En las imágenes de catodoluminiscencia se observan zonamientos oscilatorios. Tienen edades comprendidas entre ca. 170 y ca. 199 Ma.

Los circones de la muestra GR-6645 tienen formas cortas, con pirámides moderadamente desarrolladas. En la imagen de catodoluminiscencia se observan zonas de núcleos más oscuros, pero sin discontinuidad con los zonamientos oscilatorios hacia los bordes. Los circones analizados tienen edades relacionadas con una nube que va desde los ca. 184 a los ca. 200 Ma.

Los circones de la muestra MIA-454 son cristales piramidales cortos, con caras moderadamente desarro-



**Figura 21.** Localización de edades U-Pb de la Cuarzomonzodiorita de Páez  
 Fuente: modificado de la cartografía 1:100.000: plancha 322 (Gómez *et al.*, 1999), plancha 345 (Caicedo *et al.*, 2002), plancha 344 (Marquín *et al.*, 2006), Plancha 343 (Marquín *et al.*, 2002), plancha 365 (Marquín *et al.*, 2003), plancha 366 (Rodríguez *et al.*, 1998).

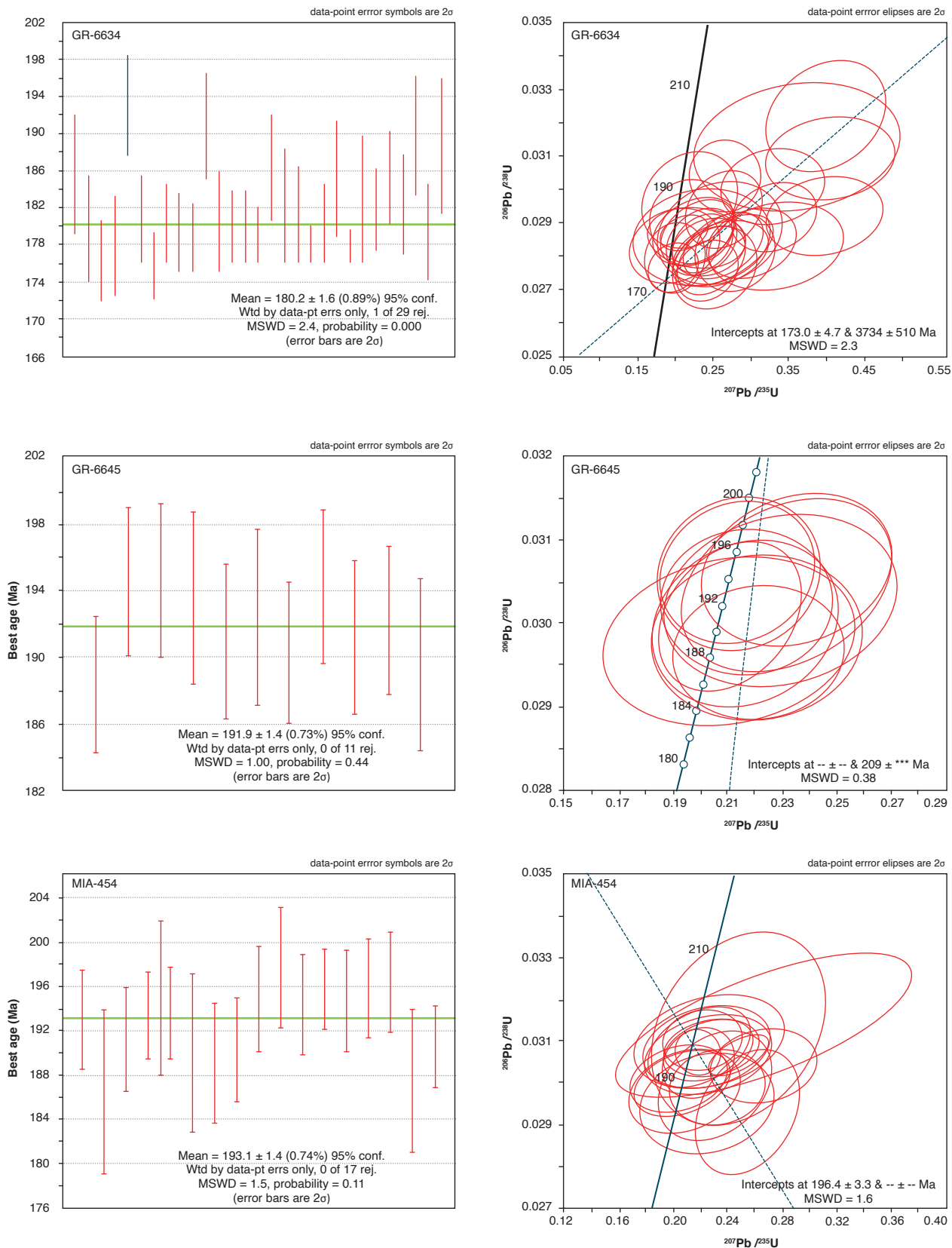


Figura 22. Diagrama de concordia y diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar de edades U-Pb en circones de tres muestras de la Cuarzomonzodiorita de Páez: GR-6634, GR-6645, MIA-454

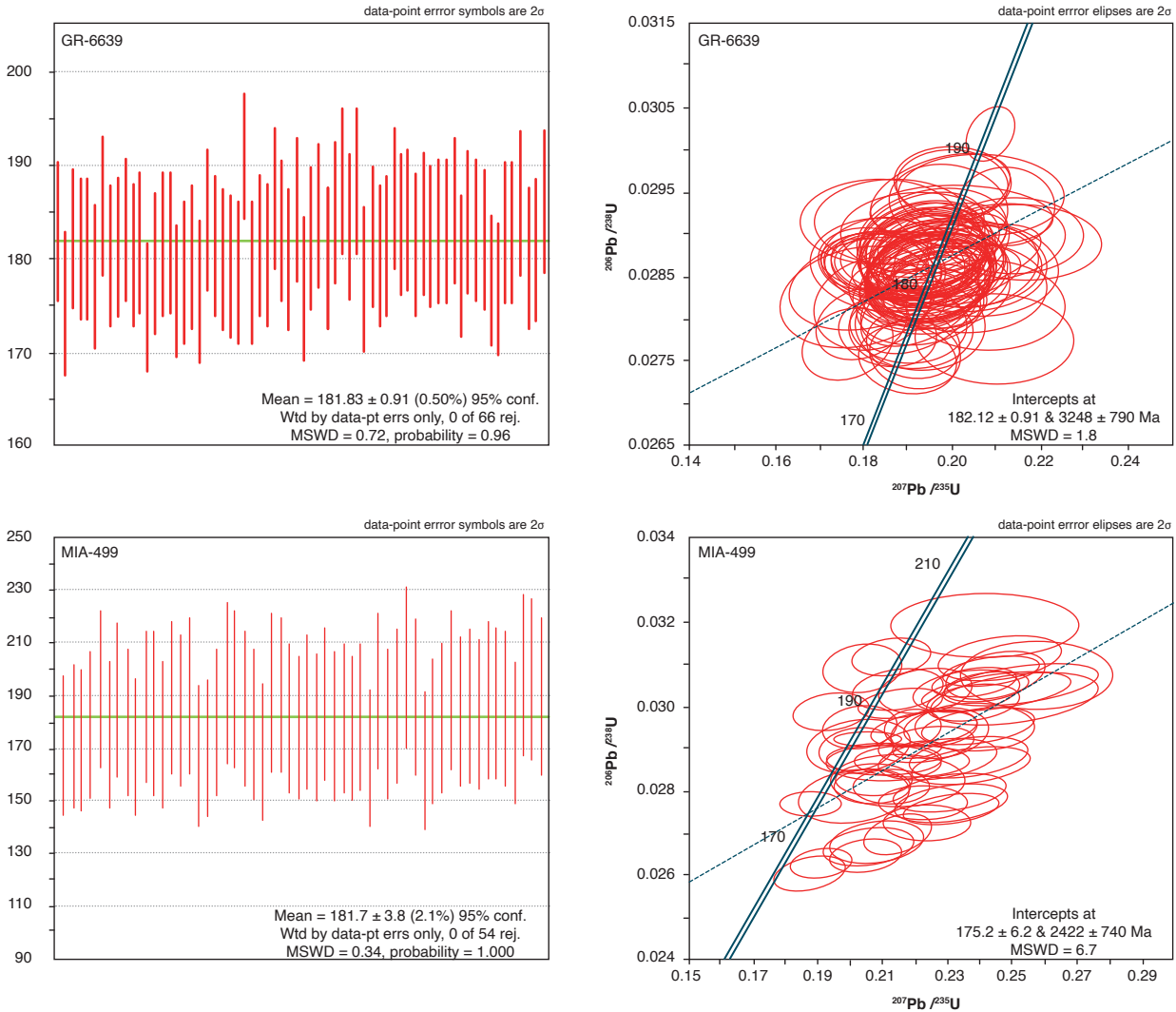


Figura 23. Diagrama de concordia y diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar de edades U-Pb en circones de las muestras GR-6639 y MIA-499

lladas, con tamaño menor de 200  $\mu\text{m}$ . En la catodoluminiscencia se observan zonas de núcleos más oscuros, pero sin continuidad con los zonamientos oscilatorios hacia los bordes.

En la muestra GR-6639 (900728) los circones son transparentes e incoloros, de formas variadas, desde anhedrales, piramidales con extremos bipiramidales a subredondeados. Los tamaños van desde 100  $\mu\text{m}$  hasta 300  $\mu\text{m}$  (figura 24). En la imagen de catodoluminiscencia se observa la presencia de zonamientos oscilatorios hacia los bordes y núcleos más oscuros, a veces también zonados, y algunos, corroídos. Algunos cristales tienen características de circones magmáticos con crecimiento bien desarrollado y zonación de los cristales, con proporcionalidad de la relación longitud y grosor; otros tienen

formas ovaladas. Además, se encuentran circones xenomórficos cuya forma no es prismática, donde la zonación no es uniforme. En algunos, la estructura interna es simétrica; en otros es irregular. En unos pocos circones se observan núcleos de color marrón oscuro, posiblemente de xenocristales (figura 25). Las edades radiométricas medidas en los núcleos y en los bordes de los circones de esta muestra no revelan diferencias.

Los análisis de ICP-MS permitieron determinar la cantidad de elementos traza en los circones de tres muestras de granitoides (tablas 9, 10 y 11), los valores de REE se normalizaron a condrito (McDonough y Sun, 1995) y se calcularon las relaciones de los elementos Pm y Tm en cada uno de los circones. Se observa un comportamiento homogéneo en la mayoría de circones de las tres mues-

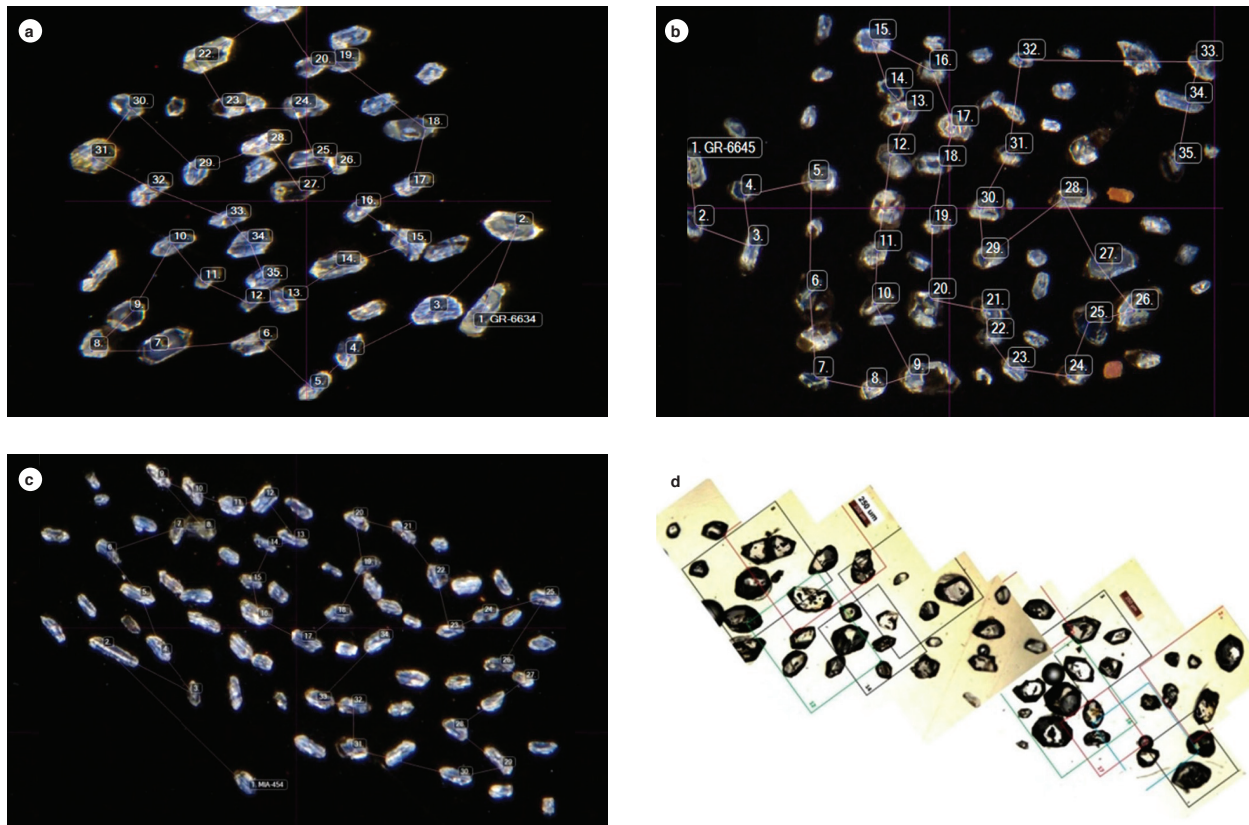


Figura 24. Imágenes de catodoluminiscencia de las muestras a) GR-6634. b) GR-6645. c) MIA-454. d) Vista microscópica de la roca GR-6639.

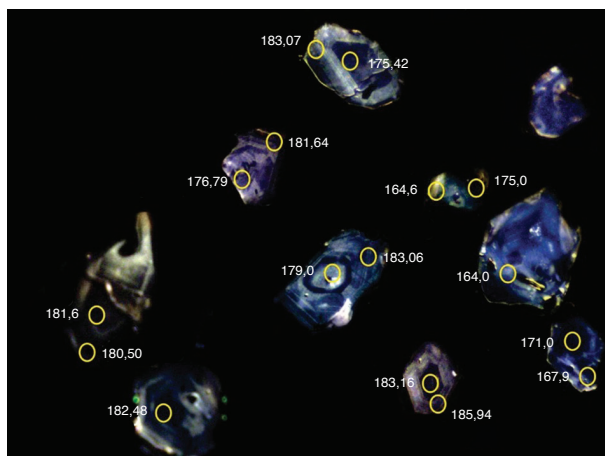


Figura 25. Imágenes de catodoluminiscencia de la muestra GR-6639 (charnoquita-jotunita), detalles de algunos cristales

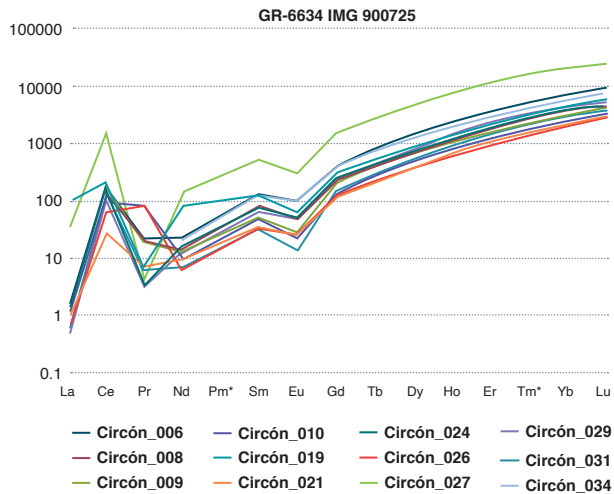


Figura 26. Patrón de análisis de tierras raras de circones de la muestra GR-6634 (IGM 900725) normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995)

tras, enriquecidos en tierras raras pesadas (HREE) y circones con anomalía positiva para Ce, donde se destaca en la muestra GR-6634 un circón (0\_27) que muestra valores superiores a cien veces el valor del condrito, lo

que muestra el mayor enriquecimiento en tierras raras (figuras 26, 27 y 28). Las anomalías positivas de Ce generalmente indican cristalización en las primeras fases de fraccionamiento magmático (Nardi *et al*, 2013).



Tabla 9. Resultados de elementos traza para la muestra GR-6634

Circón	La	Ce	Pr	Nd	Pm*	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm*	Yb	Lu
006	1,33	175,04	31,36	22,32	51,52	118,92	96,98	410,55	775,62	1325,20	2293,04	3500,00	4916,70	6906,83	8670,73
008	0,54	117,46	23,06	13,57	32,33	77,03	47,42	226,13	399,45	685,37	1124,54	1740,00	2357,60	3194,41	4077,24
009	0,78	145,35	18,97	11,60	25,35	55,41	28,77	203,52	373,96	630,08	1089,74	1631,25	2221,32	3024,84	3747,97
010	1,22	93,31	17,35	8,86	20,62	47,97	23,45	140,20	274,52	460,98	823,44	1315,63	1871,02	2660,87	3508,13
019	89,03	199,02	77,59	80,96	96,72	115,54	62,70	287,44	498,61	873,98	1472,53	2225,00	3008,66	4068,32	5321,14
021	1,10	28,22	6,79	9,15	18,10	35,81	27,00	116,58	196,40	353,66	620,88	986,88	1452,10	2136,65	2930,89
024	0,96	149,27	6,63	17,07	35,45	73,65	55,95	287,44	508,86	888,62	1461,54	2200,00	2975,68	4024,84	5174,80
026	0,46	64,93	3,37	6,08	14,15	32,91	24,87	116,08	218,56	365,04	648,35	1019,38	1434,04	2017,39	2581,30
027	31,52	1570,96	84,16	144,64	275,21	523,65	310,83	1567,84	2833,80	4768,29	7432,23	11275,00	15266,41	20670,81	24264,23
029	0,31	119,41	4,17	12,45	27,21	59,46	49,20	236,68	429,36	769,51	1399,27	2231,25	3134,62	4403,73	5735,77
031	0,47	117,29	3,13	6,87	14,58	30,95	13,14	147,24	296,95	531,71	945,05	1456,88	2042,44	2863,35	3691,06
033	0,42	69,17	2,90	7,37	15,07	30,81	28,06	136,68	250,14	410,98	728,94	1107,50	1560,49	2198,76	2902,44
034	0,75	143,56	6,25	20,35	47,63	111,49	95,91	387,44	678,67	1195,12	2036,63	3062,50	4165,07	5664,60	7345,53

Tabla 10. Resultados de elementos traza correspondientes a la muestra GR-6645

Circón	La	Ce	Pr	Nd	Pm*	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm*	Yb	Lu
0106	0,30	25,50	0,56	2,25	4,62	9,46	3,46	36,68	82,55	135,77	287,00	525,63	855,55	1392,55	2174,80
0107	1,56	166,07	7,00	18,82	34,20	62,16	35,35	331,16	636,84	1133,33	1998,17	3156,25	4628,95	6788,82	8825,20
0111	0,14	55,46	5,50	12,47	26,76	57,43	18,83	185,43	326,87	592,28	1029,30	1643,75	2337,12	3322,98	4504,07
0113	1,60	41,92	1,26	3,63	8,96	22,09	7,99	88,44	157,62	345,12	677,66	1142,50	1826,27	2919,25	4126,02
0114	0,018	26,7	0,143	2,53	13,91	5,17	1,19	29,6	10,23	128,3	51,5	256	807,99	575	118,9
0120	0,40	46,33	7,54	21,23	44,49	93,24	36,77	302,51	503,32	837,40	1351,65	2031,25	2705,10	3602,48	4593,50
0121	0,68	61,99	8,51	22,76	52,90	122,97	46,71	351,76	584,49	1004,88	1646,52	2462,50	3357,45	4577,64	5699,19
0125	0,38	58,40	4,64	13,61	30,02	66,22	23,62	239,70	408,86	723,17	1241,76	1881,25	2558,02	3478,26	4658,54
0130	0,55	38,34	0,40	2,28	4,51	8,92	2,24	34,17	67,59	151,22	319,05	641,88	1221,09	2322,98	4016,26
0134	0,53	87,11	1,75	8,07	18,08	40,47	15,99	176,38	325,21	626,02	1170,33	1956,25	2899,69	4298,14	5833,33
0138	0,54	46,49	1,62	6,54	15,31	35,81	17,94	135,18	252,08	463,41	877,29	1356,25	1968,50	2857,14	3825,20

Tabla 11. Resultados de elementos traza correspondientes a la muestra MIA-454

Circones	La	Ce	Pr	Nd	Pm*	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm*	Yb	Lu
075	194,09	213,70	165,95	148,80	121,16	98,65	21,14	201,51	322,99	600,81	1111,72	1753,75	2543,69	3689,44	5126,02
078	0,29	17,98	0,92	2,52	6,29	15,74	9,24	86,93	177,29	356,10	642,86	1090,63	1595,52	2334,16	3235,77
079	3,29	47,63	5,71	9,63	21,94	50,00	17,94	202,01	412,19	784,15	1402,93	2265,00	3180,43	4465,84	5857,72
080	16,03	94,45	16,70	28,23	53,67	102,03	38,37	393,47	778,39	1402,44	2399,27	3662,50	5076,81	7037,27	9105,69
081	121,10	154,98	104,53	109,41	130,68	156,08	46,00	500,00	878,12	1467,48	2470,70	3575,00	4716,92	6223,60	7979,67
083	0,19	6,92	1,63	4,49	11,34	28,65	17,94	126,13	231,30	424,80	751,65	1203,13	1678,25	2340,99	3223,58
087	0,29	20,07	1,52	5,32	13,09	32,23	21,67	160,80	313,02	642,28	1210,62	1856,25	2630,15	3726,71	5052,85
088	25,74	60,36	30,17	35,67	58,50	95,95	44,05	396,48	714,68	1239,84	2148,35	3256,25	4311,25	5708,07	7406,50
089	29,96	73,41	32,33	43,76	57,55	75,68	30,37	315,08	612,19	1076,42	1919,41	2939,38	4003,70	5453,42	7158,54
090	14,77	38,99	15,19	15,97	26,89	45,27	21,67	179,40	342,11	672,36	1238,10	2000,00	2806,38	3937,89	5487,80
093	0,61	26,80	2,06	6,48	16,12	40,14	24,87	197,99	395,84	782,93	1474,36	2363,13	3333,33	4701,86	6341,46
094	6,75	30,83	9,05	11,16	22,76	46,42	23,09	204,02	408,86	783,74	1445,05	2292,50	3228,47	4546,58	6020,33
097	206,75	247,96	197,20	179,43	171,29	163,51	28,95	311,06	498,34	870,73	1481,68	2208,13	2999,51	4074,53	5329,27
0101	94,94	120,72	82,11	79,65	83,96	88,51	20,78	237,19	434,07	764,63	1384,62	2106,25	2929,50	4074,53	5252,03
0102	0,51	16,39	1,41	7,13	17,45	42,70	29,48	192,96	379,78	728,86	1324,18	2118,75	2962,71	4142,86	5613,82
0103	0,11	17,00	1,42	5,19	11,94	27,50	11,55	171,36	323,82	622,76	1168,86	1870,00	2606,67	3633,54	4914,63
0105	0,14	18,61	0,26	1,71	4,68	12,84	7,82	70,85	156,79	315,04	611,72	1025,00	1559,48	2372,67	3443,09

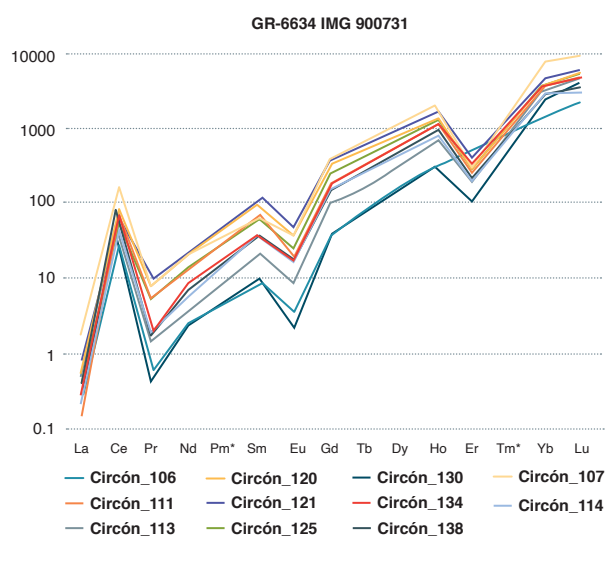


Figura 27. Patrón de análisis de tierras raras de circones de la muestra GR-6645 (IGM 900731) normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995)

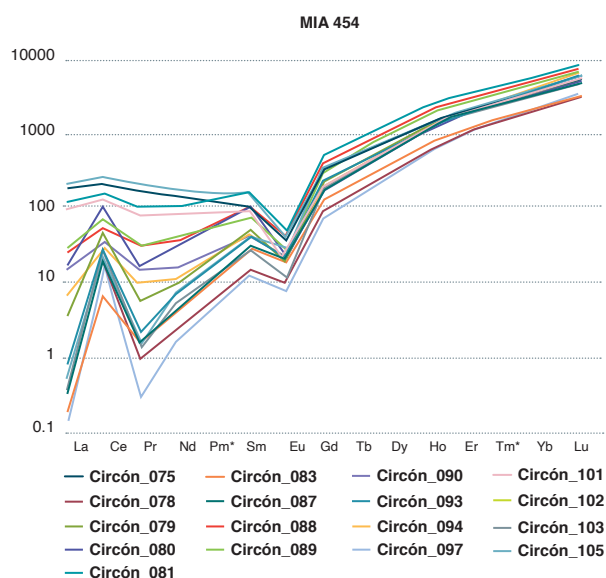


Figura 28. Patrón de análisis de tierras raras de circones de la muestra MIA-454 normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995)



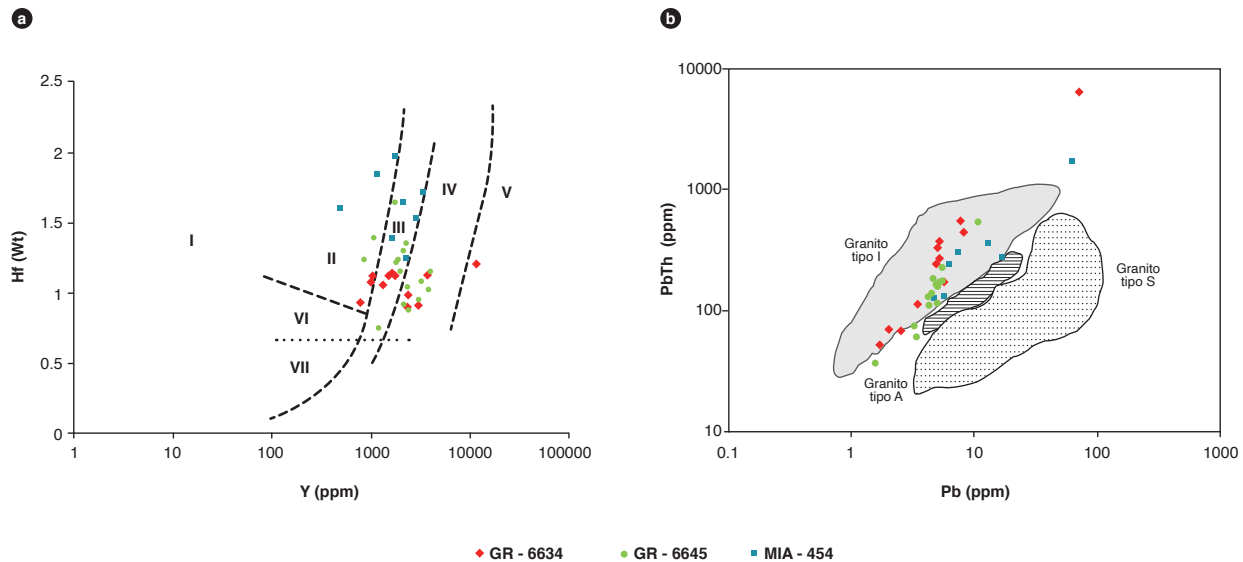


Figura 29. a) Diagramas de discriminación de ambientes de los circones de la Cuarzomonzodiorita de Páez. b) Diagrama de discriminación para la identificación de la fuente de los circones de la Cuarzomonzodiorita de Páez

I: kimberlitas, II: rocas, III: rocas intermedias con cuarzo e intermedias, IV: rocas félsicas con alto contenido de  $\text{SiO}_2$ , V: greisen, VI: rocas alcalinas, VII: carbonatitas. Fuente: a) modificado de Shnukov *et al.* (1997 en Belousova *et al.*, 2002); b) modificado de Nardi *et al.* (2013).

En la muestra MIA-454, cuatro circones muestran un patrón diferente con enriquecimiento mayor de cien veces el condrito, pero sin la anomalía positiva para Ce ni la anomalía negativa para Pr y con una tendencia plana en los elementos de las tierras raras livianas y paralela con los otros circones para las HREE.

Los circones en las tres muestras presentan una anomalía negativa para Eu, que se interpreta como rocas que han sufrido fraccionamiento magmático con tendencia hacia las rocas félsicas (Belousova *et al.*, 2012); también las muestras tienen tendencia negativa para Pr y Er. Tienen una tendencia de menores concentraciones de LREE y mayores concentraciones hacia las HREE.

En el diagrama de discriminación de ambientes de los circones de Shnukov *et al.*, 1997 (en Belousova *et al.*, 2012), las relaciones Hf-Y muestran la afinidad de los circones de la Cuarzomonzodiorita de Páez con respecto a su magma generador (figura 29a). Estos se concentran entre los campos III y IV, que corresponden a rocas intermedias con cuarzo, y rocas félsicas con alto contenido de  $\text{SiO}_2$ . En el diagrama de Nardi *et al.*, 2013 (figura 29b), la concentración de circones de las tres muestras se presenta en el campo de los granitos tipo I, lo cual es coherente con lo observado en el diagrama de ambiente tectónico de Whalen *et al.* (1987).

## 6.1. Contactos

La Cuarzomonzodiorita de Páez, en el sector occidental, está en contacto fallado con las metamorfitas de Mazamoras y cubierta por la formación Guacacallo y depósitos recientes; en la parte sur intruye el Granito de La Plata, de edad Pérmica. El contacto con las rocas de la formación Saldaña es intrusivo, y en algunos sectores está fallado. En el sector oriental está en contacto discordante con la formación Caballos; el contacto con las sedimentitas del grupo Chicoral, formación Seca, grupo Olini y la formación Loma Gorda está marcado por el sistema de fallas de Chusma. Al noreste intruye las rocas del complejo Aleluya.

Los depósitos volcanoclásticos del Neógeno de la formación Guacacallo, vulcanitas intermedias y depósitos cuaternarios de diferente origen yacen discordantes sobre este plutón.

## 7. Correlaciones

La Cuarzomonzodiorita de Páez se correlaciona por composición litológica, química, edad (en el rango de 180-193 Ma) y posición tectónica con la Cuarzomonzonita de Anchique, con edad U/Pb de  $186,4 \pm 1,4$  (Arango *et al.*, 2015a), la Cuarzomonzodiorita de Los Naranjos (180-193 Ma) (Rodríguez *et al.*, 2015), la Cuarzomonzonita de El Astillero ( $187 \pm 3,3$  Ma) (Rodríguez *et al.*, 2015)

y la Monzodiorita de Las Minas ( $181,6 \pm 3,4$ - $187,4 \pm 2,3$  Ma) (Arango *et al.*, 2015b). Estos plutones afloran en la margen occidental del valle superior del Magdalena. Asimismo, el plutonismo se asocia con el evento magmático de extrusión de rocas volcánicas de la formación Saldaña en el borde oriental de la cordillera Central. En el borde occidental de la cordillera oriental afloran rocas volcánicas más jóvenes que también han sido incluidas cartográficamente en la formación Saldaña, pero estas no se correlacionan con la Cuarzomonzodiorita de Páez.

### 8. Localidad tipo

Los principales cortes que pueden definirse como secciones de referencia de la Cuarzomonzodiorita de Páez son la carretera Vitoncó-Belalcázar-Nátaga, la carretera Santa María-Mesitas-San Luis y la vía Santa María-vereda San Francisco, que bordea el río Bache. También se encuentran buenos afloramientos de las charnoquitas en la vía Íquira-río Chiquito y en los alrededores del municipio de La Plata (Huila).

### 9. Génesis

De acuerdo con los resultados de los análisis químicos en roca y circones de la Cuarzomonzodiorita de Páez, este es un granito metaluminoso tipo I (cordillerano), formado en un ambiente de arco magmático, de las series calcoalcalina alta en K y calcoalcalina, afín con magmas magnesianos.

Los datos geocronológicos disponibles por el método U-Pb revelan la existencia de al menos tres pulsos principales de actividad magmática en la Cuarzomonzodiorita de Páez, un pulso inicial de 193 Ma a 191 Ma, un segundo pulso de 188 Ma a 186 Ma y un tercer pulso de 182 a 176 Ma. Es un plutón compuesto, con variada litología (tabla 8).

### 10. Recursos minerales

Hasta el momento no se conoce ninguna mineralización asociada a la Cuarzomonzodiorita de Páez.

### Referencias

Álvarez, J. y Linares, E. (1983). Edad K/Ar del plutón granitoide de La Plata, departamento del Huila (Colombia). *Geología Norandina*, 7, 35-38.

Arango M., I., Rodríguez, G., Bermúdez, J. y Zapata, G. (2015). *Catálogo cuarzomonzonita de Anchique, cor-*

*dillera Central, Huila*. Informe. Servicio Geológico Colombiano.

- Batchelor, R. y Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1-4), 43-55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S. y Fisher, N. (2002). Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5), 602-622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G. y Vervoort, J. (2010). U-Pb LA-ICP-MS geochronology and regional correlation of Middle Jurassic intrusive rocks from the Garzon Massif, Upper Magdalena Valley and Central Cordillera, Southern Colombia. *Boletín de Geología*, 32(2), 93-109.
- Caicedo, J., Morales, C., Núñez, A. y Velandia, F. (2002). *Geología de la plancha 345 Campoalegre, escala 1:100.000*. Ingeominas.
- Ferreira, P., Núñez, A. y Rodríguez, M. (2002). *Memoria explicativa levantamiento geológico de la plancha 323 Neiva. Escala 1:100.000*. Ingeominas.
- Fettes, D. y Desmons, J. (2007). *Metamorphic rocks a classification and glossary terms*. Cambridge University Press.
- Frost, B., Arculus, R., Barnes, C., Collins, W., Ellis, D. y Frost, C. (2001). A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Gómez, J., Morales, C., Marquínez, G. y Velandia, F. (1999). *Geología de la plancha 322 Santa María, escala 1:100.000*. Ingeominas.
- Grosse, E. (1935 [1930]). *Acerca de la geología del sur de Colombia: informe rendido al Ministerio de Industrias sobre un viaje al Huila y alto Caquetá*. Compilación de Estudios Geológicos Oficiales de Colombia. Tomo III. Servicio Geológico Nacional.
- Hubach, E. y Alvarado, B. (1932). *Estudios geológicos en la ruta Popayán-Bogotá*. Informe 213. Servicio Geológico Nacional.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC). (1994). *International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/9780813774022>

- International Subcommission on Stratigraphic Classification. (1987). Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies. *GSA Bulletin*, 99(3), 440-442. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<440:SCANOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<440:SCANOI>2.0.CO;2)
- Julivert, M. (1968). *Lexique stratigraphique international: Amérique Latine. Fascicule 4a Colombie (première partie): Précambrien, Paléozoïque, Mésozoïque et intrusions d'âge mésozoïque-tertiaire*. Centre National de la Recherche Scientifique.
- Leal Mejía, H. (2011). *Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: A tectono-magmatic approach* [Tesis de doctorado]. Universitat de Barcelona.
- Ludwig, K. (2008). *Isoplot version 4.15: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Special Publication n.º 4. Berkeley Geochronology Center.
- Marquínez, G. y Ruíz, S. (2002). *Geología de la plancha 343 Silvia, escala 1:100.000*. Ingeominas.
- Marquínez, G. y Velandia, F. (2001). *Mapa geológico departamento del Huila. Escala 1:300.000*. Ingeominas.
- Marquínez, G., Morales, C. J. y Núñez, A. (2006). *Geología de la plancha 344 Tesalia, escala 1:100.000*. Ingeominas.
- Marquínez, G., Rodríguez, G., Terraza, R. y Martínez, M. (2003). *Geología de la plancha 365 Coconuco, escala 1:100.000*. Ingeominas.
- Mcdonough, W. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Middlemost, E. (1985). *Magma and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. Longman.
- Middlemost, E. (1985). *Magma and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*. Longman.
- Middlemost, E. (1994). Naming materials in magma-igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3-4), 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Morales, C., Caicedo, J., Velandia, F. y Núñez, A. (1999). *Memoria explicativa levantamiento geológico de la plancha 345 Campoalegre. Escala 1:100.000*. Ingeominas.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Nardi, L., Formoso, M., Müller, I., Fontana, E., Jarvis, K. y Lamarão, C. (2013). Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chemical Geology*, 335, 1-7. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.10.043>
- Nelson, W. (1962). Contribución al conocimiento de la geología de la cordillera Central de Colombia, sección entre Ibagué y Armenia. *Boletín Geológico*, 10 (1-3), 161-202.
- Núñez, A. (1978). *Petrogénesis del batolito de Ibagué*. II Congreso Colombiano de Geología. Bogotá.
- Núñez, A. (2001). *Mapa geológico departamento del Tolima. Escala 1:250.000*. Memoria explicativa. Ingeominas.
- Núñez, A. (2002). *Batolito de Ibagué, cordillera Central, departamentos de Tolima y Huila: catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia*. Ingeominas.
- Pearce, J. (1983). Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En C. Hawkesworth y J. Norry (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (pp. 230-249). Shiva.
- Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccerillo, A. y Taylor, S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Priem, H., Kroonenberg, S., Boelrijk, N. y Hebeda, E. (1989). Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of 1.6 Ga basement underlying the 1.2 Ga Garzón-Santa Marta granulite belt in the Colombian Andes. *Precambrian Reserch*, 42(3-4), 315-324. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90016-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90016-8)
- Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2015a). *Catálogo monzodiorita de Las Minas, serranía de Las Minas, cordillera Central, departamento Huila*. Informe. Servicio Geológico Colombiano.
- Rodríguez, G., Arango, M., Bermúdez, J. y Zapata, G. (2015b). *Catálogo Cuarzomonzonita de Los Naranjos, cordillera Central, departamento Huila*. Informe. Servicio Geológico Colombiano.
- Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2015c). *Catálogo Cuarzomonzodiorita de El Astillero*,

- serranía de Las Minas, Huila. Informe. Servicio Geológico Colombiano.
- Rodríguez, G; Ferreira, P; Velandia, F. y Núñez, A. (1998). Geología de la plancha 366 Garzón, escala 1:100.000. Ingeominas.
- Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.
- Sillitoe, R., Jaramillo, L., Damon, P., Shafiqullah, M. y Escobar, R. (1982). Setting, characteristics and age of the porphyry copper belt in Colombia. *Economic Geology*, 77(8), 1837-1850. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.8.1837>
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Sun, S. y McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En A. Sanders y M. Norry (eds.), *Magmatism in oceanic basins*. Special Publications 42. The Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Velandia, F., Núñez, A. y Marquínez, G. (2001). *Mapa geológico departamento del Huila. Escala 1:300.000*. Memoria explicativa. Ingeominas.
- Vesga, C. y Barrero, D. (1978). *Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la cordillera Central de Colombia y su implicación geológica*. II Congreso Colombiano de Geología.
- Villagómez Díaz, D. (2010). *Thermochronology, geochronology and geochemistry of the Western and Central Cordilleras and Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia: The tectonic evolution of NW South America* [Tesis de doctorado]. Université de Genève.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W. y Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3-4), 875-896. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.05.003>
- Whalen, J., Currie, K. y Chappell, B. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4), 407-419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Whitney, D. L. y Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.
- Wood, D., Joron, J., Treuil, M., Norry, M. y Tarney, J. (1979). Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70(3), 319-339. <https://doi.org/10.1007/BF00375360>