



Formación Saldaña

» Cordillera Central y Oriental
Departamento de Tolima

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

Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia / Jurásico

Citación: Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2022). Formación de Saldaña. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Valle Superior del Magdalena*. Vol. 2. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/9789585313194.13>

El magmatismo jurásico del Valle Superior del Magdalena comprende batolitos, stocks y unidades volcanosedimentarias, espacialmente distribuidos en los bordes oriental de la cordillera Central y occidental de la cordillera Oriental de Colombia.

En este trabajo presentamos nuevos datos de petrografía, geoquímica de roca total y geocronología U-Pb (LA-ICP-MS) en circón, y se recopilan los publicados del magmatismo jurásico del Valle Superior del Magdalena, que permiten mejorar el conocimiento y la evolución geológica de la Formación Saldaña. Se determina el rango de edad de cristalización de la Formación Saldaña y se separan una nueva unidad volcano sedimentaria que cristalizó en el Jurásico medio y que se denomina Vulcanitas de Pitalito.

1. Proponente del nombre

Cediel, Mojica y Macía (1980).

2. Proveniencia del nombre y distribución geográfica

El nombre *Formación Saldaña* fue propuesto por Cediel *et al.* (1980 y 1981) para designar una secuencia de rocas volcano-sedimentarias que afloran a lo largo del río Saldaña, en la carretera Ataco-Planadas, al sur del departamento del Tolima, en el valle superior del Magdalena.

La Formación Saldaña aflora en ambos costados del valle superior del Magdalena y el Putumayo: en el flanco occidental de la cordillera Oriental, en la serranía de Las Minas y en el flanco oriental de la cordillera Central. Los afloramientos se han extendido en la literatura geológica desde Ibagué, en la parte norte, hasta Ecuador, por el sur (figura 1).

3. Reseña histórica

La Formación Saldaña fue propuesta por Cediel *et al.* (1980 y 1981) para reemplazar los nombres de Formación post-Payandé *red beds* (Renz, en Trumpy, 1943), post-Payandé (Nelson, 1959) y Formación Salitre de Geyer (1973).

Posteriormente, Mojica y Llinás (1984) y Mojica y Dorado (1987) separaron esta unidad en dos miembros: el superior, de carácter volcánico, llamado *Miembro Prado* (no definido formalmente) y el conjunto sedimentario inferior, llamado *Miembro Chicalá*.

Bayona *et al.* (1994) levantaron la sección tipo en la carretera Ataco-Planadas (departamento del Tolima) y dividieron la descripción en cinco intervalos

estratigráficos, constituidos por flujos de escombros, flujos de lava y depósitos epiclásticos o piroclásticos resedimentados.

Rodríguez *et al.* (1995) describieron las sedimentitas de Montefrío, al suroccidente de Natagaima, en la vía que conduce a la vereda Montefrío, unidad que ubicaron en la base de la secuencia volcano-sedimentaria, y describieron fauna fósil de ostrácodos de edad Liásica, estratigráficamente localizada por encima de la Formación Payandé y del miembro Chicalá, lo que los llevó a considerar al miembro Chicalá y las rocas sedimentarias de Montefrío como el techo de la Formación Payandé (acorde con la definición original de Renz (en Trumpy, 1943), y recomendaron considerarlas como parte de la Formación Payandé.

En el presente catálogo se considera únicamente como Formación Saldaña las secuencias de rocas volcano-sedimentarias en el sentido descrito por Rodríguez *et al.* (1995), que incluye principalmente tobas-aglomerados, derrames de lavas y cuerpos hipoabisales porfídicos; no se incluyen las unidades sedimentarias subyacentes (sedimentitas de Montefrío y miembro Chicalá), debido a que estas se consideran el techo de la Formación Payandé.

Además, se limita la Formación Saldaña a las rocas volcánicas y volcano-sedimentarias con edades entre 193 y 178 Ma, que afloran en el valle superior del Magdalena y el Putumayo, y se extraen de la definición los bloques de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias de edades menores a 178 Ma, como aquellas unidades que afloran al sur de Ibagué, en el sector de Payandé, y al oriente de Pitalito (Huila), que tienen características químicas, petrográficas y geocronológicas diferentes, que

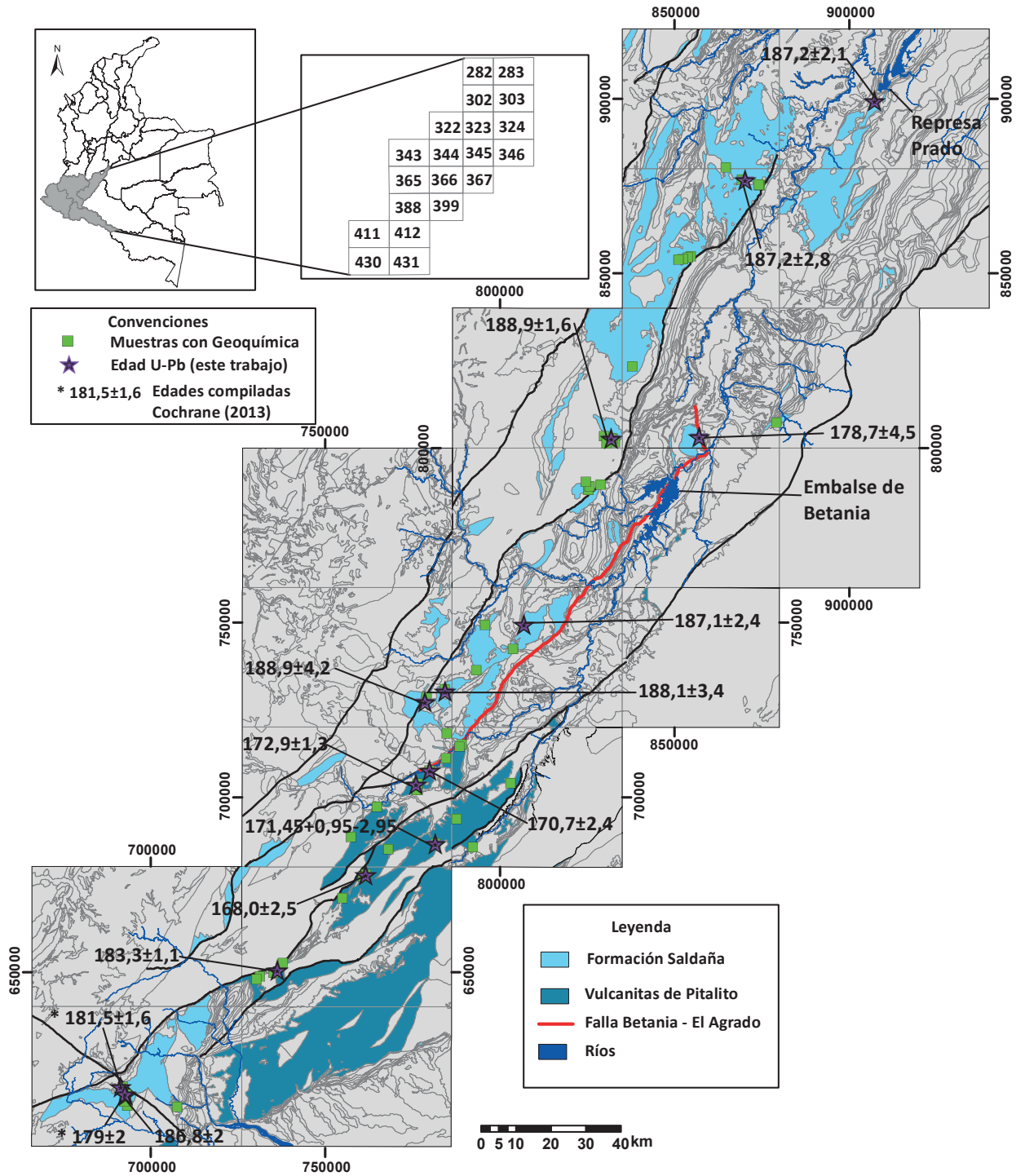


Figura 1. Localización de afloramientos de la formación Saldaña y edades U-Pb

permiten separarlas cartográficamente de la Formación Saldaña.

La sección tipo se localiza en la carretera Ataco-Plañadas (departamento del Tolima), entre los sitios El Pital-El Neme, y se remite en este catálogo al trabajo original de Bayona *et al.* (1994).

4. Descripción geológica

La parte volcánica de la Formación Saldaña es heterogénea; los productos volcánicos cambian de un lugar a otro, sin que se pueda definir una columna estratigráfica que represente la unidad regionalmente; es decir, en cada sitio las rocas son diferentes y representan los diferentes volcanes que las generaron, teniendo en cuenta que el vulcanismo tuvo diferentes focos. La Formación Saldaña está constituida por rocas piroclásticas, flujos de lava y cuerpos porfiríticos hipoabisales de composición dacítica a andesítica. Localmente se intercalan rocas sedimentarias como limolitas, arenitas y tobas.

Rocas piroclásticas. Corresponden a tobas, brechas y aglomerados. Las tobas se presentan en capas finas a muy gruesas, de espesores centimétricos a métricos, y forman paquetes de cientos de metros; están parcialmente fuertemente meteorizadas y desarrollan saprolitos de color rojo, violeta, rojo pálido, gris verdoso, morado, amarillo y anaranjado amarillento.

Los aglomerados y brechas piroclásticas aparecen en capas muy gruesas y están constituidos por fragmentos líticos de vulcanitas de variadas texturas, con formas angulares a redondeadas, mal seleccionados, de composición dacítica a andesítica, de tamaños *lapilli* a bloques, empaquetados de manera flotante a tangencial en matriz tobácea de tamaño ceniza y *lapilli*.

En la margen oriental del valle superior del Magdalena se reconocen algunos flujos de lava riolíticos de color rosado a anaranjado que no se observan en las vulcanitas del lado occidental.

Descripción microscópica. El estudio petrográfico de las tobas de la Formación Saldaña se hace a partir de 66 secciones delgadas, analizadas en los proyectos de cartografía de las planchas 283, 302, 322, 366 y 389, además de 14 muestras de tobas colectadas en el presente estudio. La clasificación se hace de acuerdo con los contenidos de fragmentos de cristales, líticos y vidrio (figura 2). El resumen de los resultados petrográficos se

presenta en la tabla 1. Los análisis petrográficos presentan porcentajes estimados y conteo de 300 puntos en las muestras colectadas en este proyecto.

Tobas. Las tobas se clasifican como vítreas, líticas y de cristales. Son de colores gris, verde, rojo y violáceo, y están compuestas por fragmentos cristalinos de cuarzo, plagioclasa, feldespatos alcalinos, con proporción variable de vidrio volcánico y fragmentos de rocas volcánicas. Presentan texturas fragmentales, porfiríticas, y menos frecuentemente, perlíticas, con tamaño de grano entre *lapilli* y ceniza gruesa.

Las tobas de cristales están constituidas por fragmentos de plagioclasa, feldespatos y cuarzo; subordinados pueden aparecer biotita y hornblenda; como minerales accesorios se presentan circón, apatito, titanita y opacos. Los cristales se encuentran flotantes o empaquetados de manera tangencial en una matriz vítrea, junto a restos de fragmentos de vidrio parcialmente alterados (*shards*). La matriz puede presentar texturas de flujo, perlíticas, y generalmente se encuentra alterada a agregados de minerales secundarios como sericita, epidota, carbonatos y arcillas, o se desvitrifica a agregados de cuarzo y feldespatos que enmascaran y borran la textura primaria en las rocas. En algunas tobas predomina el vidrio alterado sobre los cristales y fragmentos líticos volcánicos; estas tobas son vítreas (figura 3).

Las tobas líticas son de tamaño ceniza a *lapilli*, o la combinación de ambos tamaños. Generalmente se presentan mal seleccionadas, constituidas por fragmentos líticos volcánicos de andesitas, riolitas, latitas, cuarzo-latitas, traquitas y dacitas, con texturas porfídica, microporfídica, vítrea, microlítica, fluidal, desvitrificada o amigdalar. Pueden estar junto a fragmentos de cristales de plagioclasa, cuarzo, sanidina, biotita y hornblenda. Flotan en una matriz vítrea por lo general alterada a agregados secundarios de arcilla, sericita, epidota, lo que enmascara la textura primaria de la matriz (figura 4).

Lavas. La Formación Saldaña presenta derrames de lavas de variada composición: lavas basálticas, andesíticas, dacíticas, traquiandesíticas, cuarzolíticas, riolíticas y riolíticas de feldespatos alcalinos. Se presentan como rocas de colores gris verdoso, rojo, rosado claro y violeta, en tonos claros a medios, generalmente moteadas de blanco y rosado por los fenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespatos alcalinos. Se encuentran intercaladas

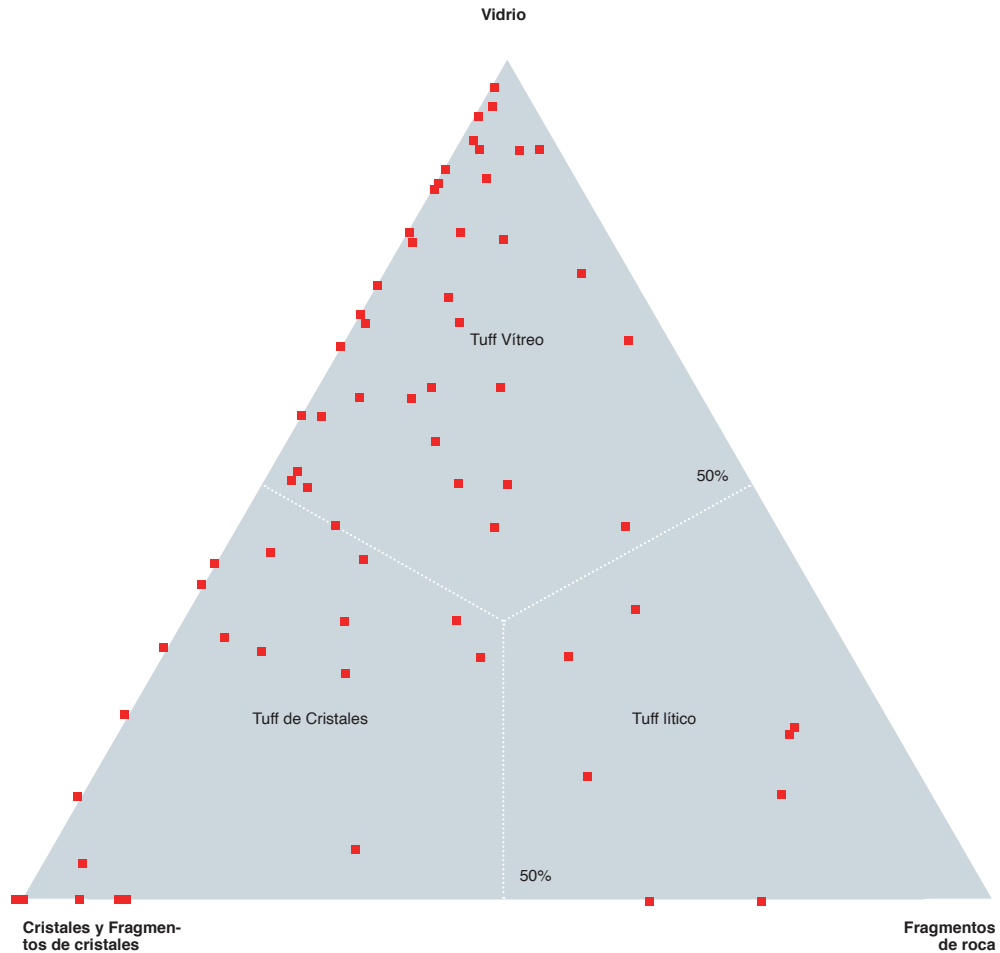


Figura 2. Clasificación de muestras de tobas de la Formación Saldaña
Fuente: según Schmidt (1981) y este trabajo.

con tobas, aglomerados, tobas y rocas detríticas arenosas y lodosas (figura 5).

Descripción microscópica. El estudio petrográfico de las lavas de la Formación Saldaña se hace a partir de 102 secciones delgadas, de las cuales 26 fueron colectadas en este trabajo; las restantes fueron analizadas en los proyectos de cartografía de las planchas 283, 302, 322, 366, 388 y 389. La clasificación se hace según Streckeisen (1978) de acuerdo a los contenidos de plagioclasa,

cuarzo y feldespato alcalino, contabilizando los fenocristales para las rocas con matriz vítrea o hialocristalina y los contenidos de fenocristales y microcristales en rocas con matriz microcristalina (figura 6); el resumen de los resultados petrográficos se presenta en la tabla 2. El 80% de las muestras grafican en el campo de las andesitas del triángulo de Streckeisen (1978), el 10,8% corresponden a riolitas, el 4,9% a dacitas, el 2,9% a latitas y el restante 1,4% a traquitas.

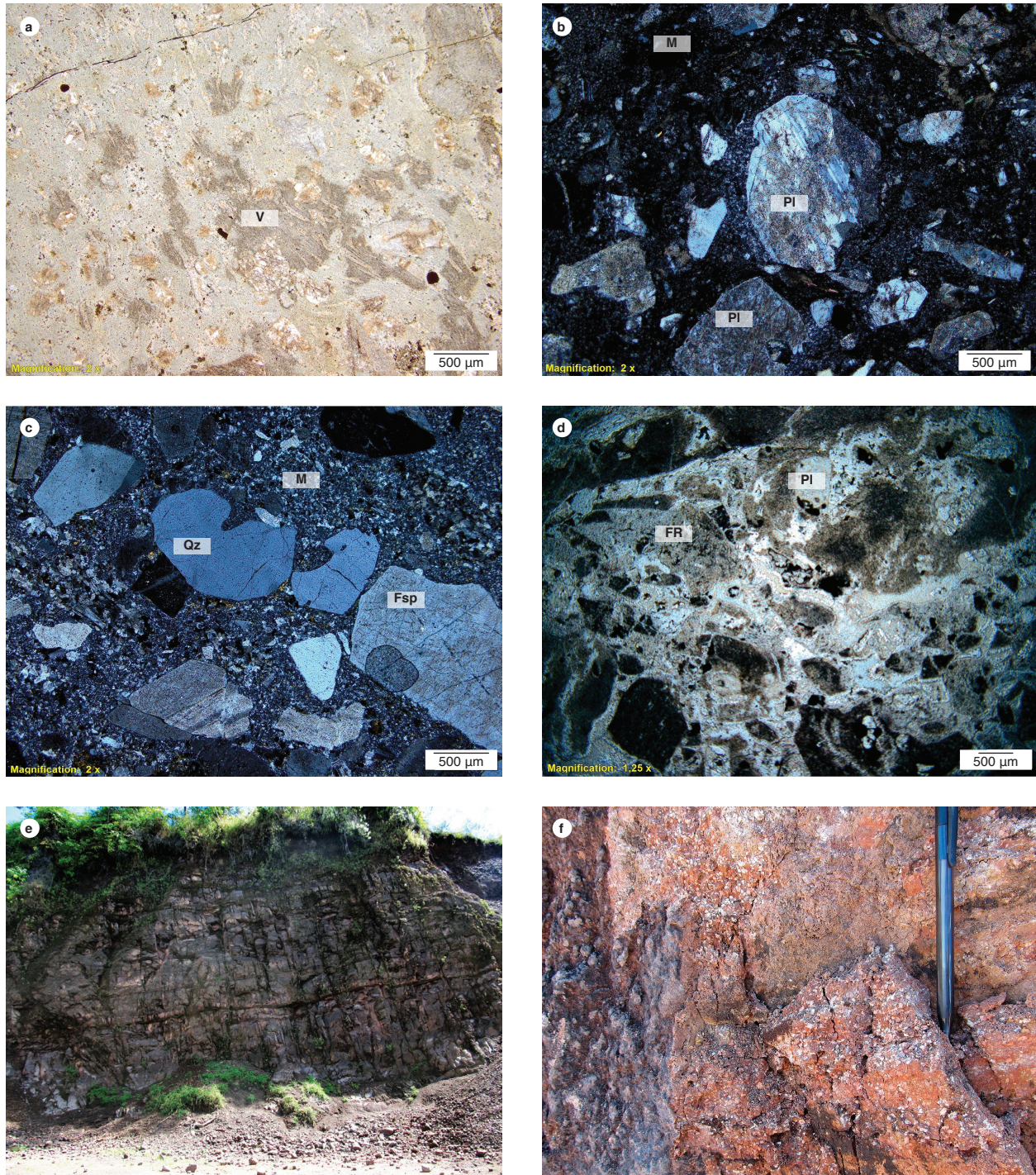


Figura 3. Aspecto microscópico y macroscópico de tobas de cristales, vítreas y vítreas cristalinas, de la Formación Saldaña
 a) Toba vítrea con cristales de plagioclasa. b) Toba de cristales en la que predominan los cristales de plagioclasa (PI). c) Toba de cristales de cuarzo (Qz) y plagioclasa (PI) flotantes en matriz desvitrificada (M). d) Toba vítrea con fragmentos de roca (FR). e) Afloramiento de tobas estratificadas en la vía Praga-Planadas. f) Detalle de tobas de cristales.

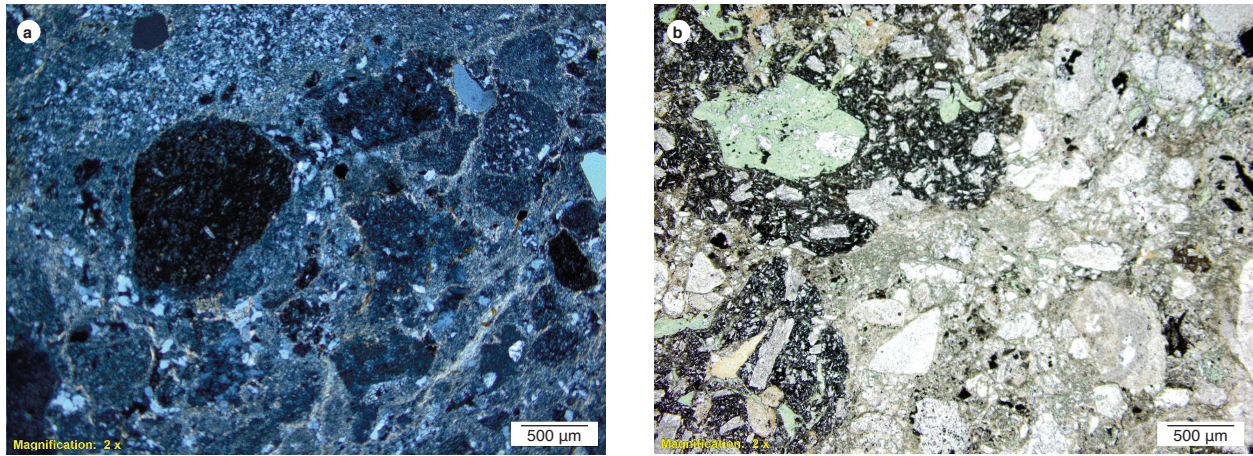


Figura 4. Aspecto microscópico de tobas líticas de la Formación Saldaña IGM-900669. Toba lítica de *lapilli* y ceniza. Nícoles cruzados. Obsérvense los fragmentos líticos flotando en una matriz alterada a sericita con algo de cuarzo. Fragmentos de diferente composición y textura. B) IGM 900689. Toba lítica de ceniza y *lapilli*. Nícoles paralelos. Textura fragmental dada por líticos angulosos de vulcanitas de composición andesítica y matriz arcillosa con fragmentos de cristales.

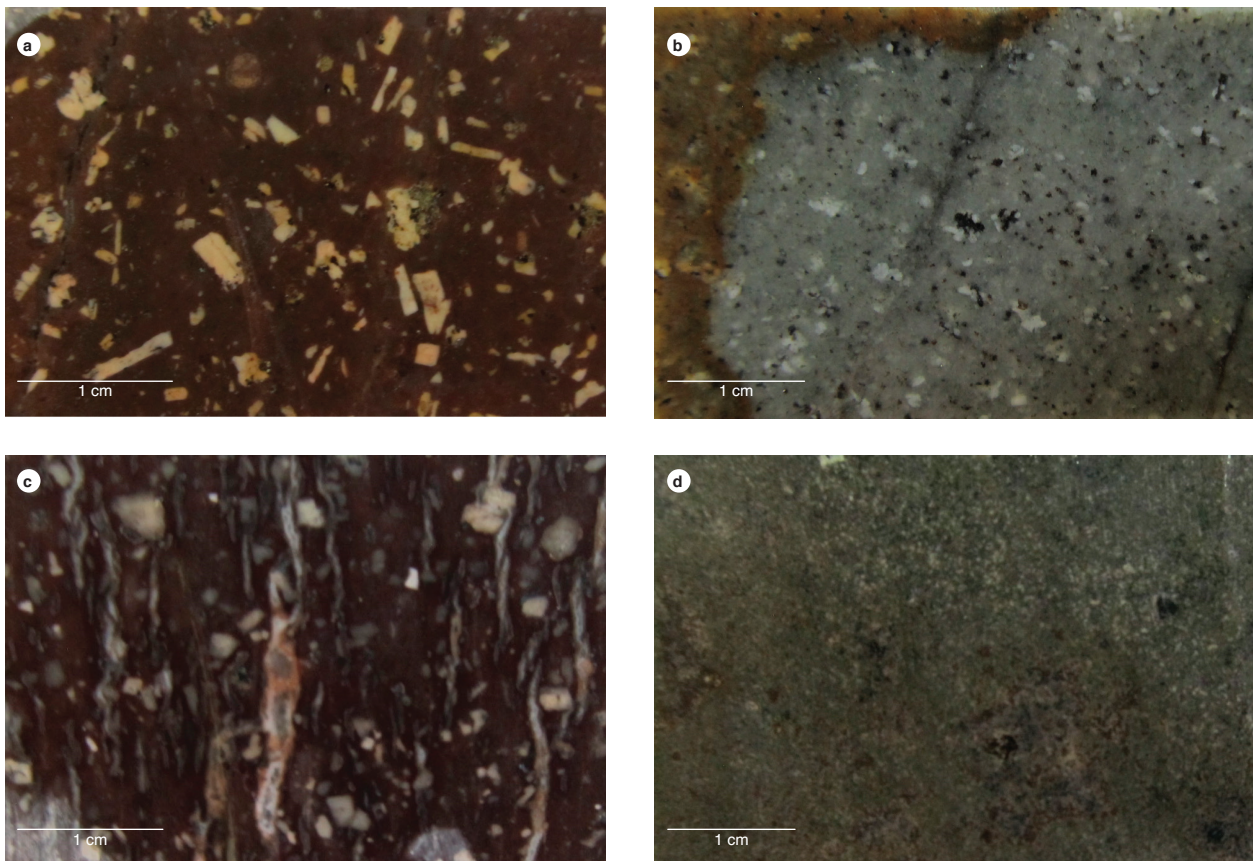


Figura 5. Aspecto macroscópico de lavas de la Formación Saldaña a) Andesita, IGM-900646. b) Traquita, IGM-900661. c) Andesita, IGM-900654. d) Andesita, IGM-900655.

Tabla 1. Composición y clasificación de las tobas de la Formación Saldaña, en porcentaje

IGM	W	N	Qz	Pl	Fps	Cpx	Hbl	Bt	Op	Ap	Zr	Ep	Vidrio	F. rocas	F. crist.	Otros	Clasificación petrográfica
900795	692048	617071		27			2,9		1		1		66,30	0,00	33,70		Toba vítrea
900803	784235	730824	4	24	18				1		TR	TR	51,00	3,00	46,00		Toba de cristales
900786	788968	715071	27	26	33								61,30	11,60	27,10		Toba de cristales
900793	692499	612780	0,6	19	1				1	TR	TR	2	78,50	1,00	20,50		Toba de cristales
900794	692996	614865	7,4	27	7	0,9			1	TR	TR	0	48,20	5,01	44,80	2,5	Toba de cristales
900669	837801	823245	1,7	2					1				67,30	28,50	4,20	0	Toba lítica
900689	825625	789058	4	5	2								21,00	68,00	11,00		Toba lítica
900804	776266	701927		16		3			1				61,50	18,50	20,00		Toba vítrea
900690	824553	790265	15	9	5				TR				45,00	26,00	29,00		Toba vítrea
900736	768031	685007		5	9				1				85,40	0,00	14,60		Toba vítrea con cristales
900771	784789	718240		10	1				1				87,2	0,0	12,8		Toba vítrea con cristales
900775	757359	688506	7,3	8	Tr				TR		TR		85,1	0,0	14,9		Toba vítrea con cristales
900776	792208	685637	0,7	13	2				tr		TR		45,0	38,9	16,1		Toba vítrea con líticos
900779	730269	647758		8	2	0	0	0	0	0	0	0	86,2	4,8	9,0		Toba vítrea
161199	887900	880900	20	40					TR	TR			40,0	0,0	60,0		Toba de cristales
161203	891425	884700		30					TR			TR	50,0	20,0	30,0		Toba vítrea con cristales
161797	881525	893075	0	50	30				10	TR			0,0	10,0	80,0	10,0	Toba cristalolítica
161794	881425	891175	3	50	20					TR	TR		0,0	5,0	73,0	22,0	Toba cristalolítica
161243	893220	880190	30	20	1				TR		TR		40,0	5,0	51,0	4,0	Toba de cristales y vidrio
161211	889480	882500	10	60								10	10,0	0,0	70,0	20,0	Toba de cristales
161210	882900	880450		25			5	3					20,0	0,0	33,0	47,0	Toba de cristales
161206	894700	882500	3	50					15	TR		TR	27,0	20,0	53,0		Toba de cristales
161205	893310	883320		85					5				0,0	10,0	85,0	5,0	Toba de cristales
161204	892000	882610		30					20			10	20,0	10,0	30,0	40,0	Toba de cristales
161209	880375	881600	10	10									0,0	60,0	20,0	20,0	Toba lítica
161209	880375	881600	20				5						25,0	35,0	25,0	15,0	Toba lítica con cristales
161202	888500	880995	0	30					1			5	0,0	64,0	36,0		Toba lítica con cristales
162239	894320	886105	3	2					TR	TR	TR		75,0	20,0	5,0		Toba vítrea lítica
161201	887885	880150	5						1			TR	93,0	0,0	6,0	1,0	Toba vítrea sericitizada
161784	881800	889700	12	21	2				5		TR	TR	55,0	0,0	40,0	5,0	Toba lítica con cristales
160601	874322	875605	35										60,0	5,0	35,0		Toba vitrocrystalina
160436	841028	855030	1	90	TR				TR	TR	TR		4,0	5,0	91,0		Toba de cristales
160422	837164	847833	14	85					TR	TR	TR		0,0	1,0	99,0		Toba de cristales
160957	874300	860000	5	55	TR				TR				30,0	10,0	60,0		Toba de cristales y vidrio
160959	869000	883000	5	55					5		TR		30,0	5,0	60,0	5,0	Toba de cristales y vidrio
160586	864540	856180	2	38					10	TR		TR	5,0	25,0	50,0	20,0	Toba de cristales
160469	874720	842520	5	24	TR		TR	1			TR		60,0	10,0	30,0		Toba vítrea y cristales
160574	864500	863375	53	0								TR	15,0	0,0	53,0	32,0	Toba de cristales
160435	837193	857563	17	83					TR	TR			0,0	0,0	100,0		Toba de cristales
160595	878750	877150		80									0,0	0,0	80,0	20,0	Toba de cristales
160690	842050	841800	4	40					TR	TR	TR	TR	41,0	15,0	44,0		Toba vitro-cristalina
160441	843603	858497	TR	12	3				TR	TR	TR		80,0	5,0	15,0		Toba vítrea
160433	840552	864005	7						TR		TR		80,0	1,0	7,0	12,0	Toba vítrea
160444	843165	855709	38	1					1		TR		58,0	2,0	40,0		Toba vítrea
160602	875500	874250	3						1	TR	TR		95,0	1,0	4,0		Toba vítrea
160607	873500	870625	3	1					TR	TR	TR		90,0	6,0	4,0		Toba vítrea
160446	846306	854181	15	12	7	1			10		TR	T%R	30,0	25,0	35,0	10,0	Toba vítrea (toba soldada)
163037	832770	804059											13,0	70,6	16,4		Toba lítica
163040	831905	826897											90,0	8,0	2,0		Toba vítrea
163269	820115	815556	1		6				TR			TR	81,0	2,0	7,0	10,0	Toba vítrea
163273	814627	805108		24	40				5			10			79,0	21,0	Toba de cristales
163294	831625	825173	3	3	5							TR	79,0	10,0	11,0		Toba vítrea
163296	834373	818147	18	4	8								69,0	1,0	30,0		Toba vítrea con cristales
162034	815640	721533	3,0	5,0	7,0				5,0			3,0	67,0	10,0	20,0	3,0	Toba vítrea
162042	833364	743300	1,0	##		1,0	5,0	2,0	1,0	TR	TR		29,0	32,0	38,0	1,0	Toba de cristales

IGM	W	N	Qz	Pl	Fps	Cpx	Hbl	Bt	Op	Ap	Zr	Ep	Vidrio	F. rocas	F. crist.	Otros	Clasificación petrográfica
162211	802454	740363											20,0	68,0	12,0		Toba vítrea con líticos
162220	807514	744153	TR		TR		TR	TR	TR				50,0	25,0	25,0		Toba vítrea
162229	812841	744892							##				65,0	7,0	18,0	10,0	Toba vítrea
162306	808281	752293											97,0	0,0	3,0		Toba vítrea
162017	816520	721381											73,5	0,0	26,5		Toba vitro-cristalina
162215	8147525	748789											45,0	10,0	45,0		Toba vitrocrystalina
162221	810367	745748							TR				50,0	3,0	47,0		Toba vitrocrystalina
R007	704131	1000000	0,6	14	15			1	0	TR	TR		55,0	15,0	30,0		Toba vitrocrystalina
V045	685531	1000000											35,0	45,0	20,0		Toba de líticos y vidrio
J417	698945	1000000		27					3				70,0	0,0	30,0		Toba vítrea y cristales
J479	713587	1000000		38	3		TR	3	2		TR		50,0	0,0	50,0		Toba vítrea y cristales
J082	699568	1000000	3	7	15				TR				70,0	0,0	30,0		Toba vítrea y cristales
J414	698801	1000000	TR	20					TR			TR	80,0	0,0	20,0		Toba vítrea y cristales
V027b	690601	1000000											15,0	50,0	35,0		Toba de cristales
V143	705101	1000000	5	20									30,0		70,0		Toba de cristales

Las lavas presentan texturas porfírica, traquítica, pilotaxítica, glomeroporfídica, felsítica microgranular, fluidal y perlítica, si bien predominan las lavas con textura porfídica. En ocasiones muestran amígdalas rellenas de calcita, cuarzo, calcedonia y prehnita. Las lavas están constituidas por fenocristales de cuarzo, plagioclasa

o sanidina, y pueden aparecer biotita, hornblenda y clinopiroxeno dentro de una matriz vítrea, hialocristalina o microcristalina, frecuentemente desvitrificada o alterada a agregados de sericita, epidota y arcilla; los accesorios más comunes son opacos, apatito, hematita y circón.

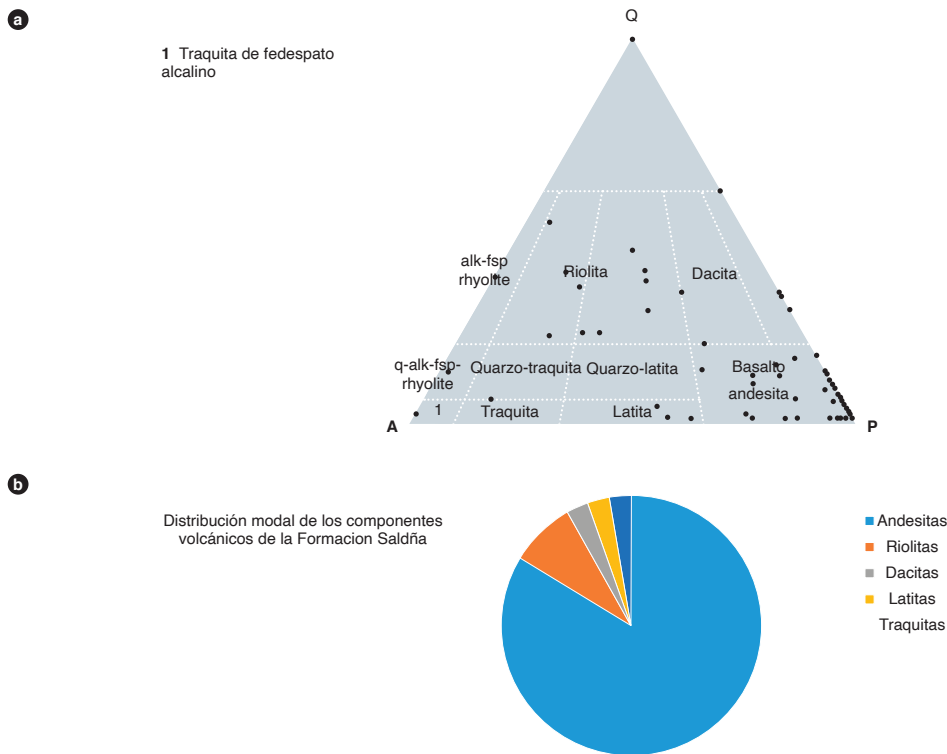


Figura 6. Clasificación petrográfica de lavas de la Formación Saldaña
a) Clasificación petrográfica de 128 muestras de lavas de la Formación Saldaña. b) Distribución porcentual por tipo de roca. Fuente: este trabajo y Streckeisen (1978).

Tabla 2. Composición modal de lavas y cuerpos de pórfidos de la Formación Saldaña, en porcentaje

IGM	W	N	Qz	Pl	Fk	Cpx	Opx	OI	Hbl	Bt	Op	Ap	Zr	Ep	Tnt	Vidrio	Otros	Clasificación petrográfica
900655	853735	854480		37	1						3					58	1	Andesita
900657	851085	853880		82		10		5			2					1	0	Basalto
900676	879160	807226	2	90			2,5			1		0,8	0,2			2	1,5	Andesita
900687	828825	789343		27	1				7,5		2	1,5	0,5		1	48	11,5	Andesita
900743	793273	736323	2,4	27,2						8,8	1,6	0	0		0	60		Andesita
900778	731263	648604		86,2					0,8		8				5			Andesita
900791	754847	671076	0,0	14,2							0,0					80,5	5,3	Andesita
900792	693310	611651	0,0	78,7	1,3				10,7		6,7			1,3			1,3	Andesita
900805	776513	703864		31,5				2,0			1,0			0,5		63,5	1,5	Andesita
900812	737898	652545	1,0	88,0		1,0					1,5	0,5	0,0	0,5		1,5	6,0	Andesita
161798	882300	886750	20,0	50,0		10,0					5,0			2,0			13	Andesita
161795	881475	892000		68,0		22,0				0,5	9,0		0,0	0,5				Andesita
161214	896980	883000	3,0	35,0		10,0			9,0	3,0						40,0		Andesita
161801	880000	886250	5,0	40,0	10,0	5,0					15,0	1,0				10	14	Andesita
161393	910500	901780		100,0								0,0						Andesita
161208	896610	881330		78,0		10,0					12,0	0,0	0,0					Andesita
161207	898180	882810	10,0	63,0	15,0						2,0	0,0		10,0				Andesita
161200	887900	880990		37,0		3,0					2,0	1,0	0,0			57,0		Andesita
161783	880075	885250	5,0	80,0							10,0			5,0				Andesita
160430	836556	860933	0	85							1	0		1	0	13		Andesita
160449	847113	851050		77	11	8					1					3	0	Andesita
160453	857320	848800	1	0	89						1		0			3	6	Andesita
160473	865980	843000		93	3	2					2		0				0	Andesita
160474	866880	848650		93	5												2	Andesita
160684	843020	847800	1	75					10		1	0			3		10	Andesita
160610	879875	868560		60							10				5	10	15	Andesita
160585	865000	864800	0	70													20	Andesita
160606	812750	866500	2	70							2				1	40	8	Andesita
160605	873750	866925		70		3			4		15						8	Andesita
160606	872750	866500		65							7				5		23	Andesita
160565	856400	847950	3	35	1					4	0		0			57	0	Andesita
160596	879200	876250	5	70												5	20	Andesita
160596	879200	876250	1	60	19	10					10	0			0			Andesita
160603	875500	867500	0	91	0				1		1	0	0		1		6	Andesita
160604	874375	867000	5	83							0	0					12	Andesita
160701	870100	861500		65	0	17				0	10	0			5		3	Andesita
160950	872300	864550	0	84		6					10	0					0	Andesita
160616	851360	850820	4	83	2						3	1	0				7	Andesita
160605	873750	866925		86		8			1		5							Andesita
160439	836270	846478	5	44	0						1	0	0		0	50		Andesita
160572	855775	856950	2	31						0	2	0	1		2	60	2	Andesita
160580	855800	856080	5	73							2	0	0		0		3	Andesita
160429	835976	861372	7	71	0				15	7	0	0	0		0		0	Andesita
160583	866700	864000	8	60		7									8	10	7	Andesita
161900	724500	1158900		90			5				3						2	Andesita
162296	755750	1127900		56		4			40									Andesita
J110	702560	1131051		97							2			1				Andesita
J468	715143	1123079		60	35					5								Andesita
J110a	702560	1131051		90													10	Andesita
R422	752456	845422		95													5	Andesita
160424	839309	850055	0	70		20			0	8	0	0	0		0		2	Andesita
160450	855400	848980	1	16	2	1					1					79	0	Andesita
160617	850820	860300	8	58	5						1	0					10	Andesita
160442	844909	851288		72		12					1					5	10	Andesita
160425	839249	849561	5	95							0	0	0				0	Andesita

IGM	W	N	Qz	Pl	Fk	Cpx	Opx	OI	Hbl	Bt	Op	Ap	Zr	Ep	Tnt	Vidrio	Otros	Clasificación petrográfica
160427	843047	850293	0	94	0				0	0	0	0	0		1		5	Andesita
160573	857500	858050	1	90						0	0	0	0		5		4	Andesita
160686	843140	848880		70							0				0		10	Andesita
160423	837834	851321		8						1	0	0	0		0	91	0	Andesita
160426	840500	850084	3	77						0	1	0			0	7	12	Andesita
160428	842168	850070	1	99	0						0	0	0				0	Andesita
160566	863100	857450		15					10		0					70	5	Andesita
160445	860880	847350	0	90	0						3				1		6	Andesita
160448	849823	859236	1	7	1						1					90	0	Andesita
V120	704234	1122481	1	20			9				5					65		Andesita
162015	724250	1157500	11,5	52,2	24,5					7,8							4	Cuarzolaita
900748	802985	704016		20	14,5				0,5	0		1		0	0,5	62,5	1	Cuarzotraquita
162219	742400	1139700	7	1	48	1					0	0				43		Cuarzotraquita
900744	787537	693760	10,4	30	12,8					2,4		0	0	0	1,6	42,8	0	Dacita
900787	788347	714432	57,1	37,8							1,4	0					3,7	Dacita
900788	779868	707555	30,8	64,4							1,4				1,3		2,1	Dacita
900789	761678	677867	27,2	37,3	30,8						0,8	0					3,9	Dacita
161242	892200	882200	0,0		0,0						0,0	0,0				99,0	1	Dacita
160960	873400	856100	35	30	25						0	0					10	Dacita
160616	851360	850820	10	70							5					10	5	Dacita
160679	843640	844060	15	75							2	0	0			6	2	Dacita
160678	841300	842280	1	69		4					6	0			0	5	15	Espilita?
900646	869175	876856	0	16,2		4,7					0,7	0,2				78,2		Fenoandesita
900654	854602	854836		11	2					2	1,5	0,5		1	1,2	75	5,8	Fenoandesita
900688	825256	787922		17	5						1	1,5		0		71	4,5	Fenoandesita
900733	781562	686705	0,6	17,1	0					2,9	0,6	0				78,8		Fenoandesita
900772	784514	711132	0,6	25,2		9,9					2,1					62,2		Fenoandesita
900777	735256	649710	0,3	14,3		1,6				4	0	0	0			79,8		Fenoandesita
160420	836825	855681	10	90						0	0	0	0					Fenoandesita
160570	864750	858800	0	70	10						0				0	20	0	Fenoandesita
160600	874625	875375	15	75	5					5	0	0	0				0	Hialoandesita
160689	844300	839400	14	74	10					0	0	0	0				2	Hialoandesita
160680	842900	845740	0	97							1	0	0		1		1	Hialoandesita
160688	847250	844250	0	57							3					40		Hialoandesita
900760	803753	742360	5	3	6,5						1	0				83	1,5	Hialodacita
160431	837957	859700	25								0					70	5	Hialorriolita
160577	857600	850600	3	50	40						7	0	0		0		0	Latita porfídica
900762	779042	728643	5	6	11						0,5	0		1		73,5	3	Riolita
900790	760795	677220	19,0	18,2	15,0						0,6					46,2	1,0	Riolita
160472	876320	842100	15	20	10					0	0	0				55	0	Riolita
160700	871700	879500	22	20	58						0				0		0	Riolita
160695	840900	845080	38	15	45						2	0	0					Riolita
V026	690954	1125924	40	25	25						10							Riolita
V023	691725	1125046	22	30	45						0	0	0				3	Riolita
R475A	754953	843970	5	15	78,9					1	0,1							Riolita
900742	795744	749255	16,4	1,6	13,6				1,6		2	0			0,4	64,4		Riolita de fps alcalino
900763	764789	697235	2,5	5	0						1					88,5	3	Traquita
162035	721400	1148880	15		25				5		5					50		Traquita
R256	718198	1121060	3	90							5	0,5			0,5		1	Traquita

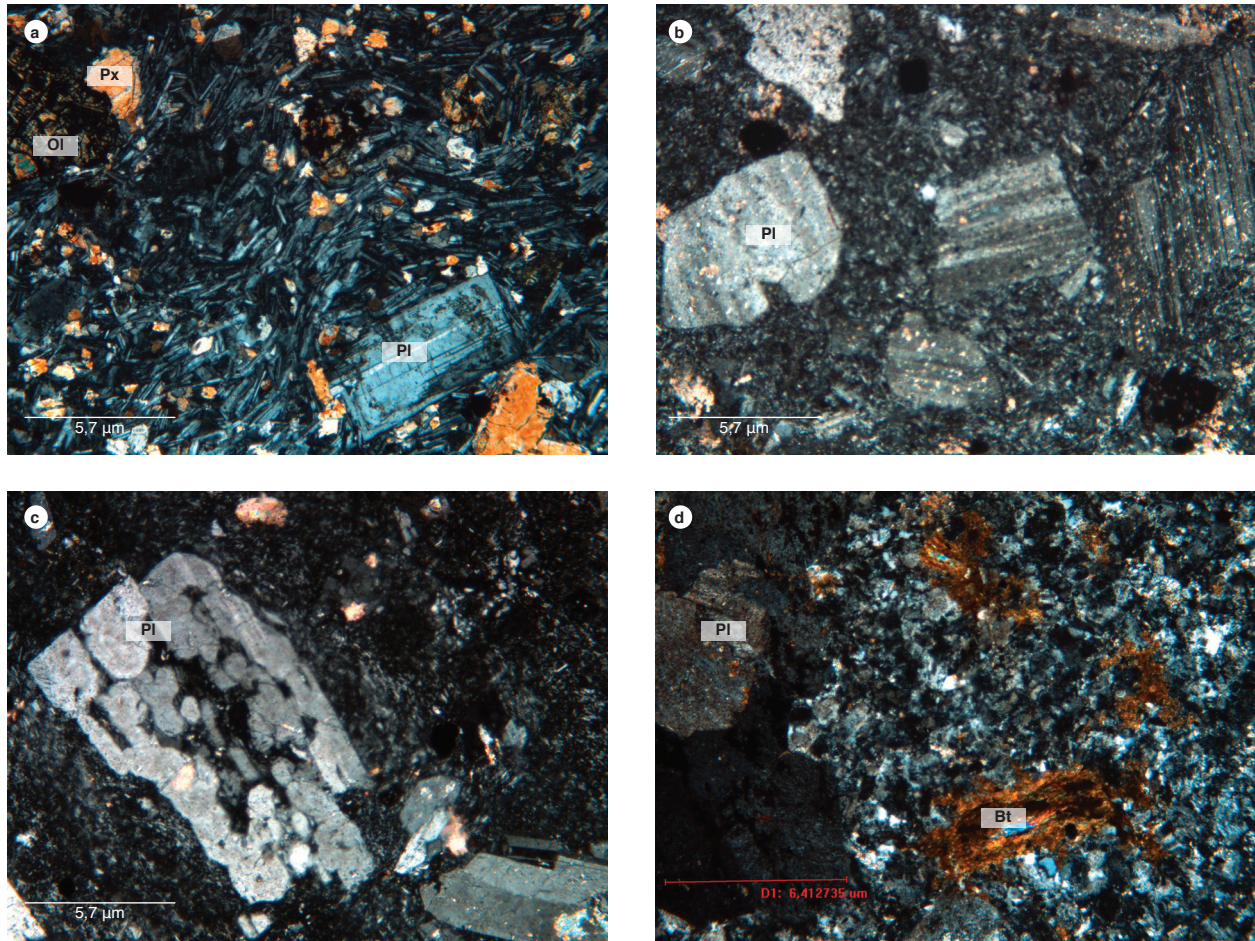


Figura 7. Aspecto microscópico de lavas andesíticas de la Formación Saldaña

a) IGM 900657. Basalto. Fenocristales de olivino (Ol) alterados a serpentina. Matriz traquítica constituida por microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno. b) IGM 900676. Andesita. Matriz microcristalina felsítica y fenocristales de plagioclasa (Pl). c) IGM 900688. Andesita. Reabsorción de fenocristal de plagioclasa (Pl) por la matriz vítrea. d) IGM 900733. Fenoandesita. Fenocristales y glomerofenocristales de plagioclasa (Pl) y biotita (Bt) flotando en matriz felsítica microgranular.

La plagioclasa es el mineral más frecuente en las lavas, y se encuentra como fenocristales y en microcristales en la matriz. Los fenocristales generalmente son euhedrales a subhedrales, de forma tabular, de tamaños menores de 2,5 mm. Pueden ser inequigranulares seriados, con los bordes corroídos por la matriz, maclados según la ley de albíta, Carlsbad y albíta-Carlsbad. El relieve generalmente es mayor que el del bálsamo, y ocasionalmente tiene zonación oscilatoria. Se altera a saussurita y sericita en láminas finas que les imprimen, en conjunto, un aspecto sucio a los fenocristales. En la matriz puede aparecer en microlitos, algunas veces con texturas traquitoides fluidales (figura 7).

El cuarzo generalmente no alcanza a conformar más del 5% del total de la roca, y aparece como fenocristales con inclusiones de “polvo” a manera de líneas. Presenta

extinción ondulatoria, y en algunos casos está parcialmente asimilado por la matriz como texturas de reabsorción con desarrollo de bahías y gotas en el interior de los cristales.

La sanidina se presenta en fenocristales y esferulitos; es subhedral a anhedral, con extinción ondulante. Ocasionalmente presenta macla de Carlsbad y con frecuencia está fuertemente alterada a caolín.

Pueden aparecer lavas de andesitas basálticas con fenocristales de clinopiroxeno y ocasionalmente olivino (<3%). El clinopiroxeno por lo general es augita, los fenocristales son euhedrales a subeuhedrales prismáticos cortos, incoloros y con ángulos de extinción variables de 32° a 47°. Por su parte, el olivino se presenta en fenocristales euhedrales a anhedrales, generalmente menores de 1,5 mm, incoloros, con relieve alto, y presentan inclu-

siones de opacos; pueden estar parcialmente alterados a minerales del grupo de la serpentina y a iddingsita; tienen fracturas irregulares en las que se hospedan opacos.

La biotita puede estar en algunas lavas como fenocristales y como microcristales en la matriz. Los fenocristales son subhedrales a euhedrales de colores pardos a ocre, corroídos por la matriz y parcialmente asimilados, de tamaños entre 0,3 y 1 mm. En la matriz aparece como nidos laminares de color marrón.

Rocas hipoabisales. Corresponden a cuerpos de pórfidos que intruyen las lavas y rocas piroclásticas de la Formación Saldaña. Generalmente son plutones hipoabisales andesíticos, con área de afloramiento menor de 2 km². Buenos afloramientos se encuentran en la carretera Prado-Dolores, en los alrededores del sitio Los Colorados, en la quebrada Nacaroco, al oeste de Natagaima, sobre la vía que conduce a la vereda Montefrío y en la vía Aipe-Praga.

Los cuerpos de pórfido son homogéneos, masivos, de color gris moteado de blanco, gris verdoso moteado

de blanco verdoso y rosado moteado de verde claro; el moteado lo dan los fenocristales de plagioclasa (figura 8). Presentan meteorización esferoidal, están constituidos por fenocristales de plagioclasa que pueden alcanzar tamaños de hasta 2 cm, euhedrales a subhedrales, y ocupan de 35 a 40% de la roca. En menor proporción se presentan fenocristales de hornblenda, piroxeno y olivino con tamaños de 2 a 4 mm, en cantidades de 5 a 10%. La plagioclasa, en algunos casos, tiene una tonalidad rosada, manchada por óxidos de hierro o verde debido a alteración a saussurita y sericita; la matriz es afanítica, de colores gris, gris verdoso y rosado. Ocasionalmente se observan amígdalas blancas rellenas con calcedonia y calcita; en algunos cuerpos se presenta cobre nativo asociado a las amígdalas.

Descripción microscópica. De los cuerpos de pórfido se analizaron cuatro secciones delgadas, cuyos resultados se muestran en la tabla 3.

De las cuatro muestras analizadas, tres corresponden a andesitas y una a latita. En general, presentan tex-

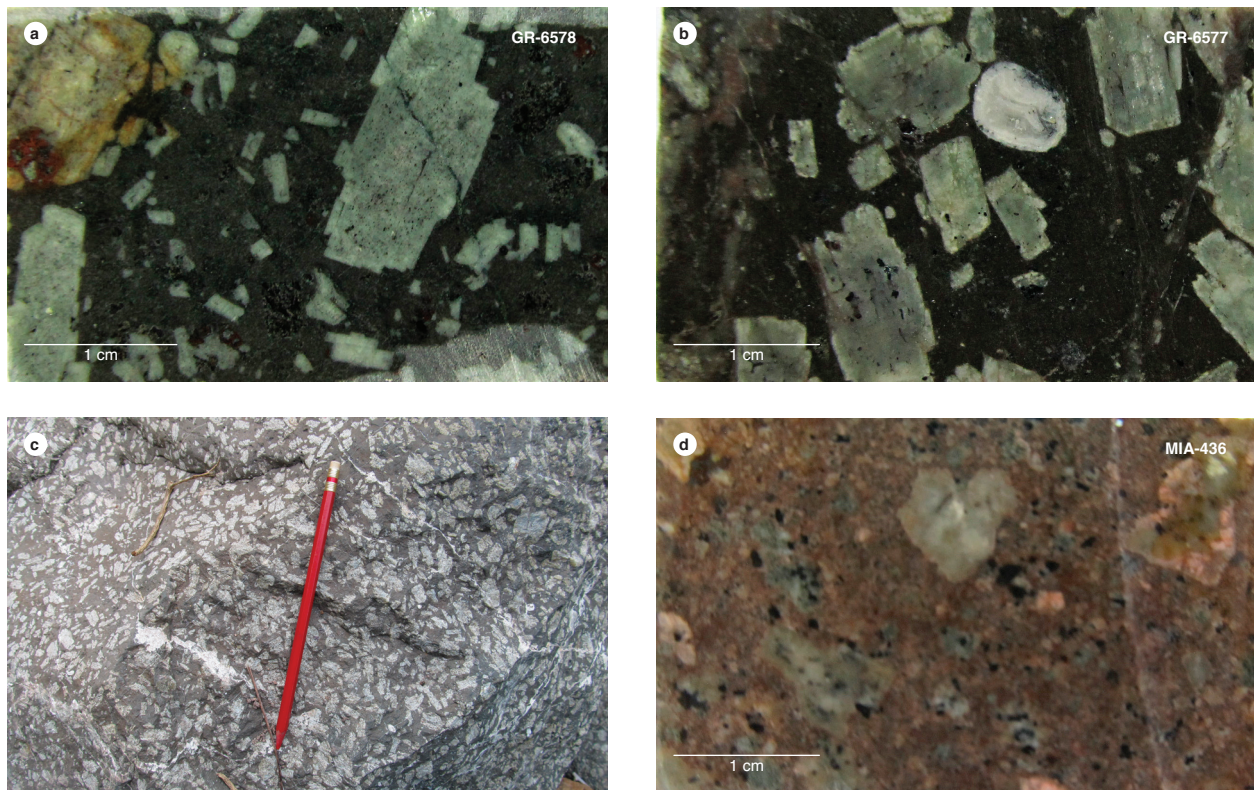


Figura 8. Aspecto macroscópico de los cuerpos de pórfido de la Formación Saldaña GR-6578 y GR-6577 Andesitas basálticas con fenocristales de plagioclasa flotando en matriz afanítica. c) Afloramiento de porfido andesítico. MIA-436 andesita con fenocristales de plagioclasa con tinción rosada.

Tabla 3. Clasificación modal de cuerpos de porfido de la Formación Saldaña, en porcentaje

IGM	W	N	Qz	Pl	Fps	Cpx	OI	Op	Tnt	Ap	Matriz	Otros	Clasificación petrográfica
900644	874439	875174		9		TR	TR	0,7			90,3	8,1	Fenoandesita
900645	874009	875441		75,6		9,3	2,3	0,6		0,6	57,1		Andesita basáltica
900656	852317	853985	2,5	55	28	7		2	0,5	1	68	4	Latita
900823	878480	897068		29,2	3	2	TR	TR	2		62,8		Andesita

tura porfídica y matriz microcristalina felsítica microgranular o microlítica. Los fenocristales principalmente son de plagioclasa, junto a fenocristales de augita, olivino y sanidina, que están subordinados y son de menor tamaño. Como accesorios en la roca se presentan opacos, apatito y, en algunas muestras, titanita y circón. El contenido de fenocristales varía entre 10 y 40% del total de la roca.

La plagioclasa es de tipo andesina, varía entre An_{32} y An_{36} , se encuentra en fenocristales y como microcristales en la matriz. Los fenocristales son euhedrales a subhedrales tabulares, de tamaños entre 1 y 2 cm, aunque se presentan algunos de menor tamaño (1 a 2 mm), con bordes corroídos por la matriz, maclados según la ley de albita, Carlsbad y albita-Carlsbad. El relieve es mayor que el del bálamo. Se encuentran empolvados por

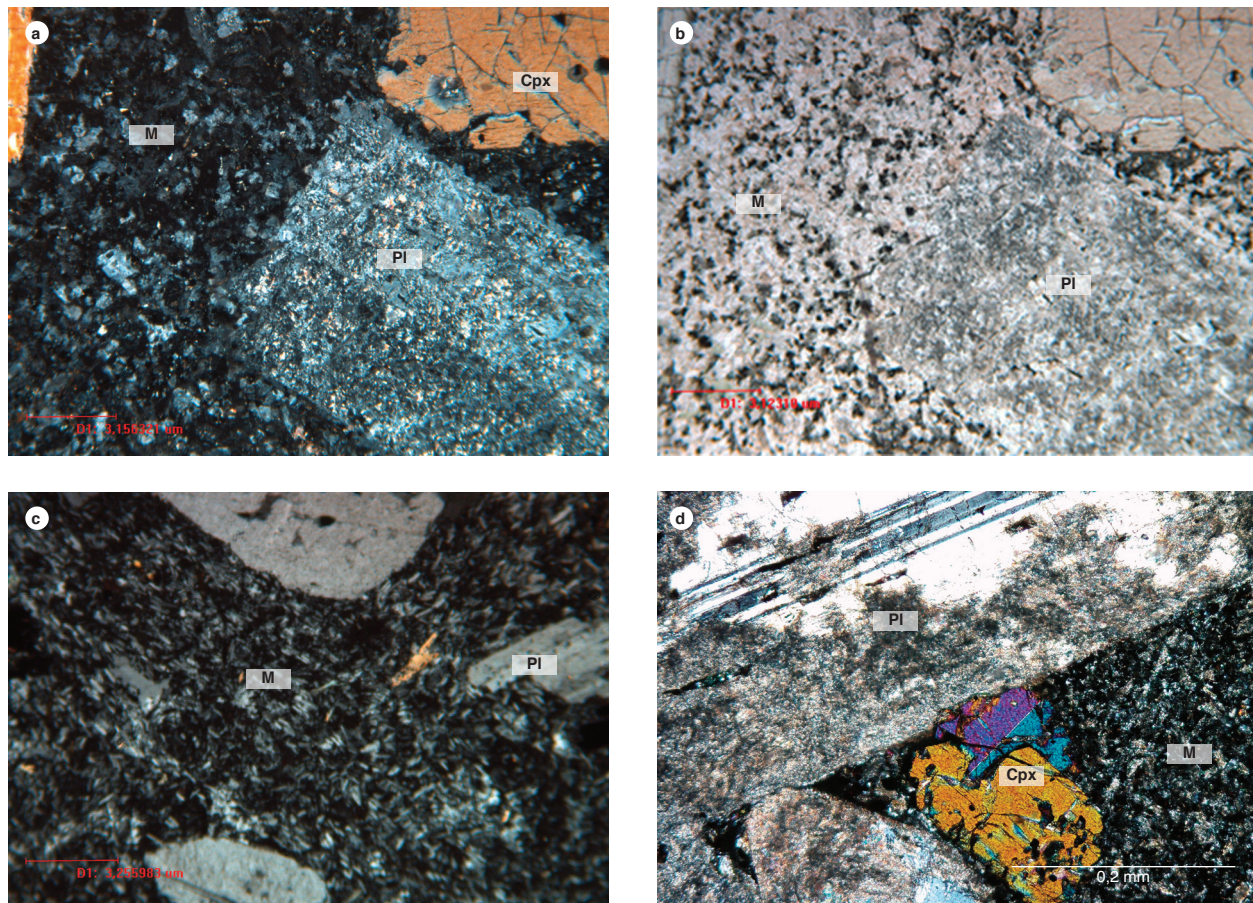


Figura 9. Aspecto microscópico de cuerpos de pórfido de la Formación Saldaña a y b) IGM-900645. Andesita porfídica. Escala: 2,1 x 1,6 mm. Fenocristales euhedrales de plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (Cpx) flotando en una matriz microcristalina que corroe los fenocristales. c) IGM- 900644 fenoandesita. Escala: 2,1 x 1,6 mm. Fenocristales de plagioclasa (Pl) con bordes corroídos por la matriz microcristalina (M). d) IGM-900823 andesita. Fenocristales de plagioclasa (Pl) con macla de albita y albita-Carlsbad junto a fenocristal de clinopiroxeno (Cpx).

alteración a sericita principalmente, arcilla y saussurita, tiene inclusiones de opacos, pasta de la matriz y máficos serpentinizados. Los microcristales en la matriz son anhedral, mal desarrollados, empolvados por alteración a arcilla y sericita, que le imprimen el aspecto sucio a la matriz (figura 9).

El clinopiroxeno es augita, se encuentra en microfenocristales y en microcristales en la matriz. Los fenocristales son euhedrales a anhedral, de menor tamaño que la plagioclasa (0,2 a 0,6 mm), incoloros, con relieve alto ($n > b$). El color de birrefringencia máximo es el azul del segundo orden. Presenta microfracturas irregulares y contornos de los cristales corroídos por la matriz. Los microcristales de la matriz se presentan en agregados anhedral mal desarrollados, de color pardo amarillento.

Pueden aparecer fenocristales de olivino totalmente alterados a serpentinita y a minerales arcillosos, parcialmente reabsorbidos por la matriz, de color verde y tamaños entre 0,2 y 0,7 mm, con inclusiones de opacos y apatito, así como fracturas concoideas con magnetita residual a lo largo de las fracturas. Los opacos se encuentran en cristales finos anhedral diseminados en la matriz de la roca y como escasos microfenocristales. Los microcristales de la matriz son de tamaños menores de 0,02 mm. Abundantes, le imprimen un aspecto moteado fino a la pasta de la roca. El tamaño de los microfenocristales varía entre 0,1 y 0,3 mm. Pueden estar incluidos en los fenocristales máficos.

Se presentan amígdalas de tamaños entre 2 y 5 mm, de formas ovaladas a irregulares, con estructura interna concéntrica: hacia los bordes tienen bandeado de capas de carbonatos y en el núcleo cuarzo en cristales drusiformes.

5. Litogeoquímica

La caracterización litogeoquímica de la Formación Saldaña se realiza teniendo en cuenta las diferentes litologías que la componen (lavas, pórfidos y tobas). Además, se separan según la localización geográfica y tectónica, es decir, se agrupan las muestras de lavas y tobas que afloran al occidente de la falla Betania-El Agrado de aquellas que afloran al oriente de dicha falla. La falla Betania-El Agrado separa la serranía de Las Minas y la cordillera Central del bloque que conforma la cordillera Oriental; se junta al norte con el sistema de fallas de Chusma y continúa al sur hasta Ecuador, separando el valle superior del Magdalena en dos bloques, donde

afloran rocas volcánicas de la Formación Saldaña de diferente edad, como se mostrará más adelante en el análisis de las edades.

El objeto de separar las lavas y tobas que afloran en la cordillera Oriental de las que afloran en la serranía de Las Minas y la cordillera Central es mostrar diferencias químicas entre ambos sectores, que representan pulsos magmáticos de diferente edad.

Para el análisis litogeoquímico de la Formación Saldaña se tomaron 49 muestras de roca: 31 muestras son lavas, 4 son de cuerpos de pórfido y 14 son tobas. A todas las muestras se les realizó análisis petrográfico. Los análisis químicos se hicieron en el laboratorio del Servicio Geológico Colombiano. Para la determinación de los óxidos mayores se utilizó el método de fluorescencia de rayos X, incluso en los elementos trazas V, Mo, Nb, Ta, W, Zr y Hf, con el uso de un espectrómetro Panalytical Axios Mineral, y en el resto de elementos traza y tierras raras se utilizó ICP-MS Perkin Elmer Nexion. En la disolución de la muestra se realizó un ataque por pasos utilizando ácidos inorgánicos fuertes (HF, HNO₃, HClO₄ y HCl). El proceso se llevó a cabo en sistema abierto, empleando distintas rampas de temperatura y tiempos de calentamiento. Para la interpretación de los óxidos mayores se realizó el recalcado a 100% base anhidra, teniendo en cuenta los valores de LOI (pérdidas por ignición). Los resultados de óxidos mayores se muestran en la tabla 4, donde se discrimina el tipo de roca y su localización geotectónica.

Oxidos mayores. Al comparar los contenidos de óxidos mayores que conforman la Formación Saldaña se encuentran algunas diferencias entre las lavas occidentales (serranía de Las Minas y cordillera Central) y las lavas orientales (cordillera Oriental): los valores de SiO₂ en las lavas occidentales varían entre 53,4 y 79,1 %, y en las orientales varían entre 62,5 y 75,4%; el contenido de K₂O en las lavas occidentales varía entre 0,8 y 6,2 %, y en las lavas orientales, entre 4 y 6,4 %, siendo más ricas en K₂O estas últimas; el 45 % de las lavas occidentales presentan valores de K₂O < 4%; los contenidos de Al₂O₃ correspondientes a valores de SiO₂ por encima de 62 %, en las lavas occidentales son de 11 a 15 %, y en las orientales varían entre 14 y 18 %; los valores de Fe₂O₃, CaO, Na₂O, MgO son similares en las lavas de ambos sectores correspondientes a valores comparables de SiO₂.

Tabla 4. Valores recalculados de óxidos mayores en rocas de la Formación Saldaña, en porcentaje

IGM	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO
Lavas al oeste de la falla El Agrado-Betania										
900772	53,37	0,94	18,35	9,48	4,54	7,59	3,74	1,57	0,40	0,02
900657	53,43	0,80	15,17	8,97	9,10	8,93	2,52	0,82	0,25	0,02
900792	54,60	0,74	19,27	8,71	4,04	6,25	3,97	2,11	0,30	0,02
900686	55,03	0,82	15,36	8,33	7,64	7,68	3,02	1,87	0,23	0,01
900663	57,41	1,04	16,65	8,09	3,93	6,69	2,95	2,84	0,39	0,01
900655	62,28	1,57	15,27	8,95	2,46	2,26	3,05	3,33	0,81	0,02
900805	66,19	0,71	15,73	5,09	1,60	0,81	4,78	4,93	0,16	0,01
900688	66,51	0,77	15,46	4,52	1,66	2,21	4,98	3,67	0,22	0,01
900687	69,06	0,69	14,60	4,11	1,14	1,81	5,64	2,75	0,19	0,01
900787	70,53	0,39	15,49	2,40	0,48	1,11	4,89	4,61	0,10	0,01
900760	70,94	0,51	15,92	2,77	0,29	0,12	3,16	6,23	0,05	0,00
900646	71,39	0,70	14,18	3,45	0,90	1,20	3,14	4,91	0,13	0,00
900788	71,39	0,25	14,59	1,80	0,35	5,39	3,03	3,08	0,10	0,01
900743	72,76	0,42	15,28	2,17	0,43	0,63	2,84	5,38	0,08	0,00
900654	73,23	0,46	14,06	2,14	0,44	0,84	3,61	5,13	0,09	0,00
900662	73,32	0,26	13,79	2,29	0,54	1,13	4,47	4,12	0,08	0,00
900660	73,68	0,27	13,32	2,13	0,63	0,95	3,92	5,02	0,07	0,00
900762	76,84	0,14	12,97	0,99	0,09	0,23	4,33	4,37	0,02	0,00
900685	77,20	0,15	12,70	1,39	0,38	0,43	5,05	2,67	0,04	0,00
900742	77,86	0,17	12,28	1,51	0,09	0,45	2,92	4,71	0,02	0,00
900661	77,99	0,12	12,19	1,16	0,21	0,38	3,54	4,38	0,03	0,00
900659	79,05	0,08	11,81	0,63	0,16	0,22	3,87	4,16	0,02	0,00
Lavas al oriente de la falla El Agrado-Betania										
900676	62,49	0,81	15,57	5,86	1,80	4,44	3,46	5,22	0,33	0,01
900812	63,38	0,72	16,93	5,36	1,95	3,11	4,12	4,17	0,24	0,01
900778	67,05	0,35	18,18	2,26	0,09	1,14	6,30	4,57	0,04	0,01
900777	70,02	0,45	16,39	3,18	0,69	1,66	3,45	4,03	0,13	0,00
900789	70,48	0,38	15,48	2,34	0,45	1,17	4,69	4,90	0,10	0,01
900748	71,29	0,35	15,24	2,15	0,22	1,03	4,17	5,47	0,07	0,01
900790	71,80	0,55	17,87	1,99	0,62	0,09	0,68	6,37	0,04	0,00
900744	74,22	0,30	14,78	2,11	0,19	0,27	3,52	4,48	0,11	0,01
900733	75,44	0,24	14,01	1,55	0,21	0,11	3,71	4,67	0,04	0,01
Cuerpos hipoabisales										
900645	57,62	0,96	18,08	6,84	2,42	5,91	3,90	3,76	0,51	0,01
900640	57,78	0,97	17,75	6,98	2,61	6,44	3,15	3,88	0,44	0,01
900644	60,10	0,75	18,55	5,42	1,85	4,10	5,19	3,53	0,50	0,01
900656	61,29	0,96	16,83	6,14	1,68	2,46	4,76	5,45	0,44	0,01
Tobas										
900689	63,30	0,81	16,45	6,71	2,44	2,00	4,20	3,82	0,26	0,01
900669	65,30	0,24	20,63	2,72	0,84	0,09	0,21	9,93	0,04	0,00
900776	68,28	0,53	16,62	3,59	0,90	1,89	4,02	4,02	0,16	0,01
900794	68,52	0,47	16,47	3,38	0,90	2,56	3,85	3,71	0,12	0,01
900771	69,86	0,70	16,02	3,96	0,79	1,35	2,26	4,85	0,20	0,01
900795	70,18	0,29	16,60	2,45	0,57	1,83	4,96	3,01	0,11	0,01
900786	71,26	0,36	15,00	2,48	0,39	2,22	3,22	4,95	0,10	0,01
900793	71,52	0,40	15,46	2,59	0,29	1,09	4,43	4,08	0,13	0,01
900804	71,69	0,64	14,56	4,64	1,30	0,29	3,42	3,30	0,15	0,02
900736	73,65	0,34	14,52	1,63	0,12	0,23	4,23	5,24	0,02	0,01
900775	74,60	0,41	13,99	2,69	1,06	1,62	2,69	2,83	0,09	0,01
900779	76,25	0,25	13,92	1,22	0,19	0,13	4,26	3,75	0,02	0,01
900803	77,16	0,23	12,47	1,72	0,11	0,42	4,03	3,82	0,03	0,00
900690	81,80	0,03	9,97	0,92	0,14	0,16	2,21	4,75	0,02	0,00

Las tobas no muestran diferencia entre los dos bloques, con valores ligeramente mayores en K_2O en tobas del lado oriental del valle superior del Magdalena, variando entre 3,7 y 5,2%, y en el lado occidental, entre 2,8 y 4,9%. La muestra IGM-900669 del lado occidental presenta un valor anómalo de 9,9% de K_2O .

Los cuerpos de pórfido presentan contenidos de SiO_2 más bajos que la mayoría de las lavas, entre 57,6 y 61,2%; valores de Al_2O_3 altos entre 16,8 y 18,6%, y P_2O_5 altos y mayores que las lavas, entre 0,4 y 0,5%.

En el diagrama K_2O contrastado con SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976) se muestran los resultados correspon-

dientes a las lavas occidentales, lavas orientales, tobas y cuerpos porfídicos que afloran en el sector occidental. La mayoría de las muestras de lavas que afloran al occidente de la falla Betania-El Agrado corresponden a la serie calcoalcalina alta en K, con algunas muestras que se clasifican en los campos de la serie calcoalcalina media en K y la serie shoshonítica. Estas lavas presentan valores de SiO_2 menores que las lavas orientales. Las lavas orientales pertenecen al campo de la serie shoshonítica, y unas pocas a la serie calcoalcalina alta en K, con una composición y afinidad diferente de las de las lavas occidentales (figura 10).

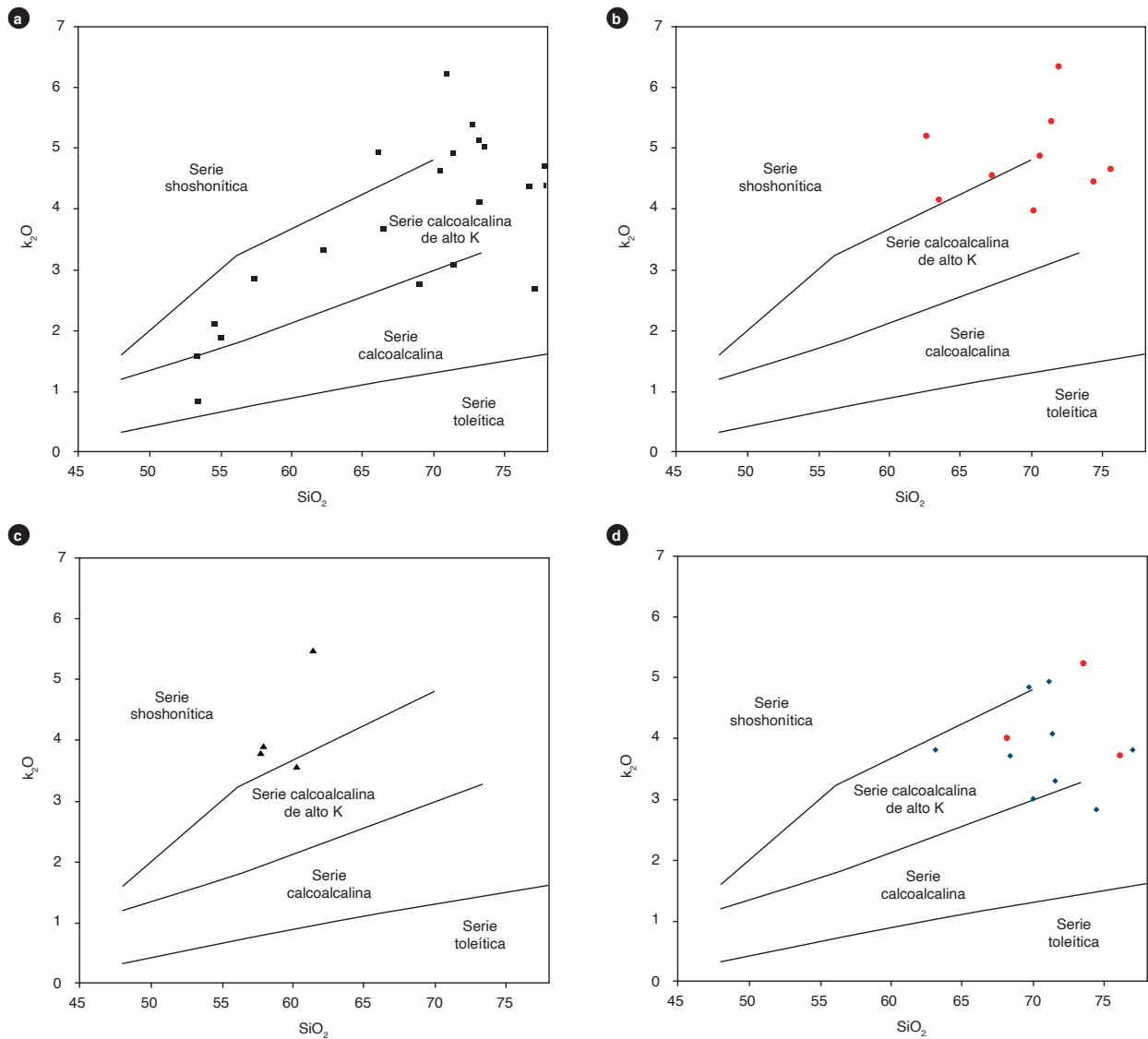


Figura 10. Diagrama K_2O Vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976), correspondiente a diferentes rocas de la Formación Saldaña a) Lavas occidentales. b) Lavas orientales. c) Cuerpos de pórfido. d) Tobas orientales (rojo) y occidentales (azules).

Los cuerpos de pórfidos grafican dentro de la serie shoshonítica, y una muestra de roca, en la serie calcoalcalina alta en K (muestra IGM-900644), cerca del límite con la serie shoshonítica. Las tobas orientales y occidentales grafican en el campo de la serie calcoalcalina alta en K (figura 10).

En el diagrama AFM, las lavas occidentales se dividen en dos poblaciones, con un vacío de datos entre ambas: una población con valores mayores en álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) y un tren de diferenciación dentro de la serie calcoalcalina similar al que muestran las lavas orientales y las tobas; la otra población, con mayores contenidos de

MgO y Fe_2O_3 , con un tren de diferenciación dentro de la serie calcoalcalina, pero menos diferenciadas. La distribución espacial de ambas poblaciones se da conjuntamente en el lado occidental de la falla Betania-El Agrado.

Los cuerpos de pórfido en el diagrama AFM muestran un tren de diferenciación dentro de la serie calcoalcalina intermedio entre las dos poblaciones de lavas occidentales (figura 11).

En el diagrama TAS, de Le Bas, Le Maitre *et al.* (1986) (figura 12), las muestras de lavas occidentales, en su mayoría pertenecen al campo de las riolitas y dacitas subalcalinas, con dos muestras pertenecientes al cam-

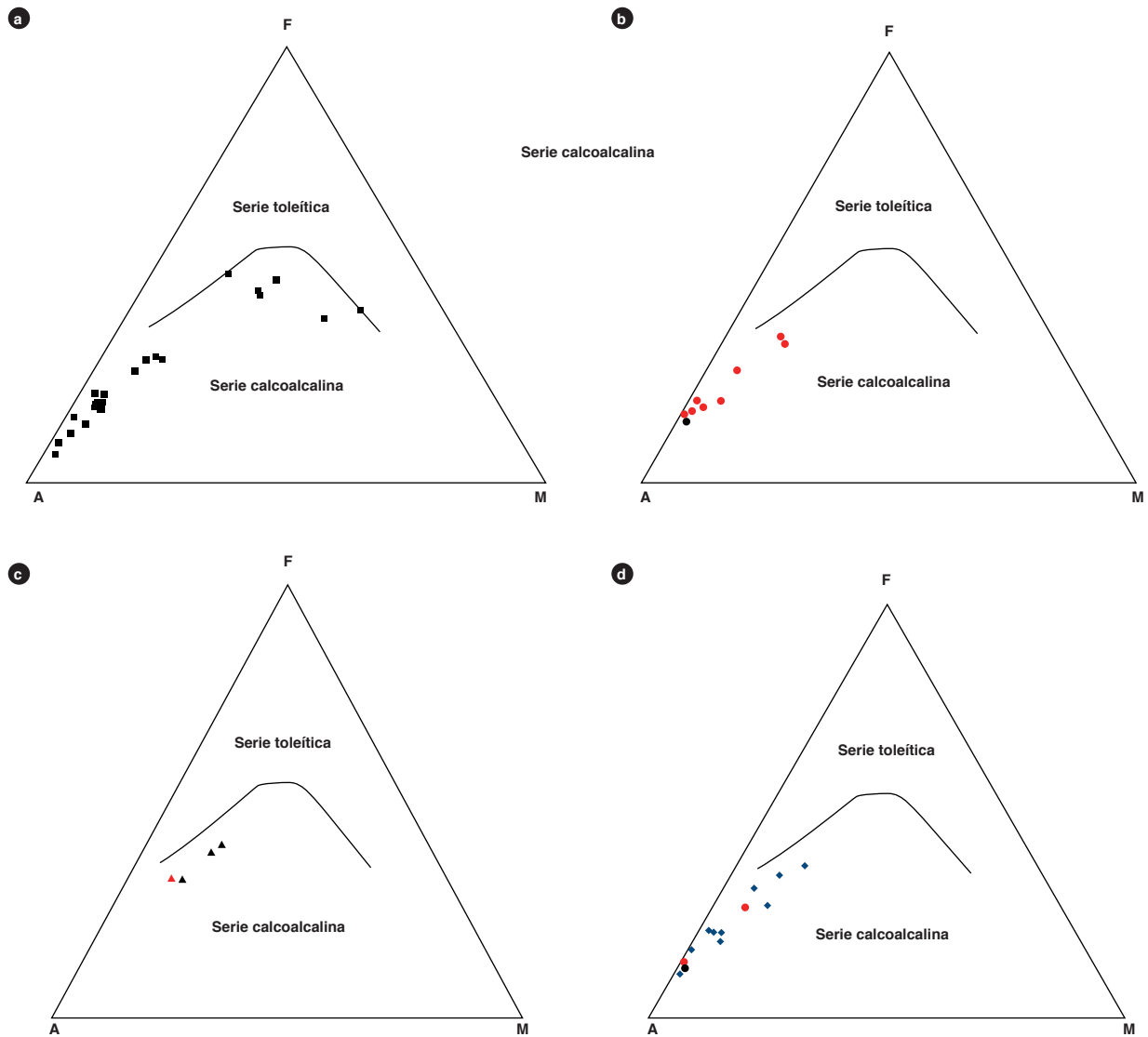


Figura 11. Diagrama AFM para rocas de la Formación Saldaña
 a) Lavas occidentales. b) Lavas orientales. c) Cuerpos de pórfido. d) Tobas orientales (rojo) y occidentales (azules).

po alcalino. Existe un grupo de estas lavas que se separa y se localiza en los campos de las andesitas y andesitas basálticas de afinidad subalcalina (IGM-900792, IGM-900772, IGM-900686, IGM-900663, IGM-900657 e IGM-900655). Las muestras de lavas orientales se clasifican en el campo de las riolitas y traquidacitas, en los campos de rocas subalcalinas y unas pocas alcalinas (IGM-900789, IGM-900778, IGM-900748 e IGM-900676).

Al comparar la clasificación química con la clasificación petrográfica de las lavas, se observa una moderada concordancia entre ambas clasificaciones, debido a que la clasificación petrográfica se fundamenta principal-

mente en los fenocristales, y predominan las lavas con fenocristales de plagioclasa que flotan en una matriz vítrea desvitrificada, que son clasificadas petrográficamente como fenoandesitas. En estas mismas rocas, la clasificación química indica que se trata de riolitas y traquidacitas, con menores cantidades de rocas de composición andesítica.

Las muestras de cuerpos hipoabisales porfídicos granifican, en el diagrama TAS, en el campo de las traquian-desitas y en el campo de las traquidacitas con valores de $Na_2O - 2,0 < K_2O$, que permite subdividir las y clasificarlas químicamente como latitas cercanas al campo de las

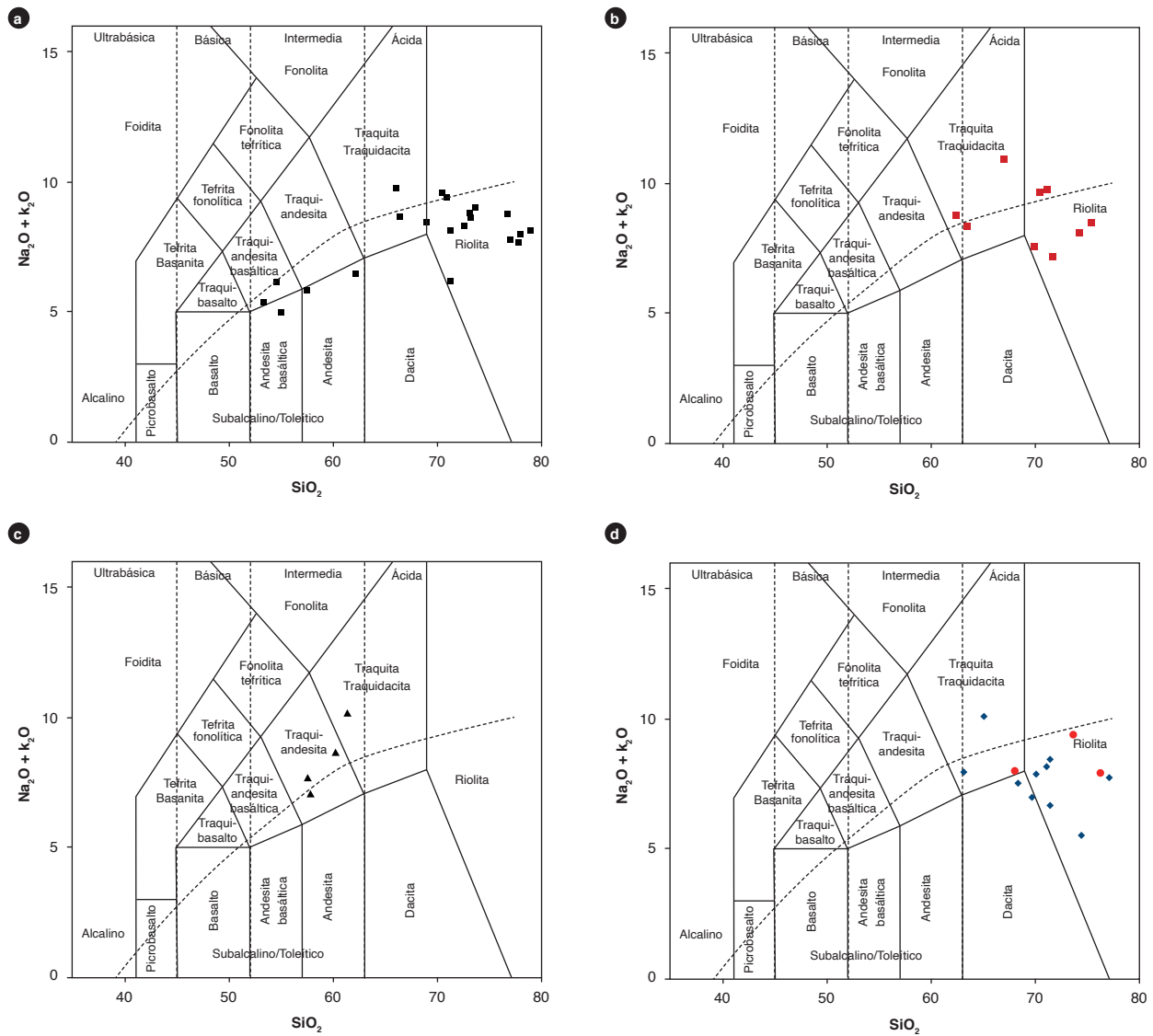


Figura 12. Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), correspondiente a rocas de la Formación Saldaña a) Lavas occidentales. b) Lavas orientales. c) Cuerpos de pórfido. d) Tobas orientales (rojo) y occidentales (azules).

shoshonitas (Le Maitre *et al.*, 2002). Las muestras de pórfidos son de carácter alcalino y tienen composición diferente que las lavas de la Formación Saldaña, con buena correlación entre la clasificación petrográfica y química.

Las tobas están en el campo de las riolitas y subordinadas dacitas, composición que es comparable con la de las lavas, y la mayoría está en el campo de las rocas subalcalinas.

Las lavas occidentales de la Formación Saldaña grafican en los campos metaluminoso y peraluminoso (figura 13), con valores de A/NK >1 y valores de A/CNK >1 o A/CNK <1. Claramente se observan las dos

poblaciones, que se comportan de modo diferente: las rocas IGM-900792, IGM-900788, IGM-900772, IGM-900688, IGM-900686, IGM-900663, IGM-900662, IGM-900660 e IGM-900657 son metaluminosas, tienen contenidos menores de SiO₂ con respecto a las demás muestras, corresponden a andesitas basálticas y andesitas, y no muestran agrupación en la distribución espacial en el bloque occidental. La población peraluminosa corresponde a las lavas más ácidas y diferenciadas de composición riolítica y dacítica, y se comportan de manera comparable a la de las lavas orientales.

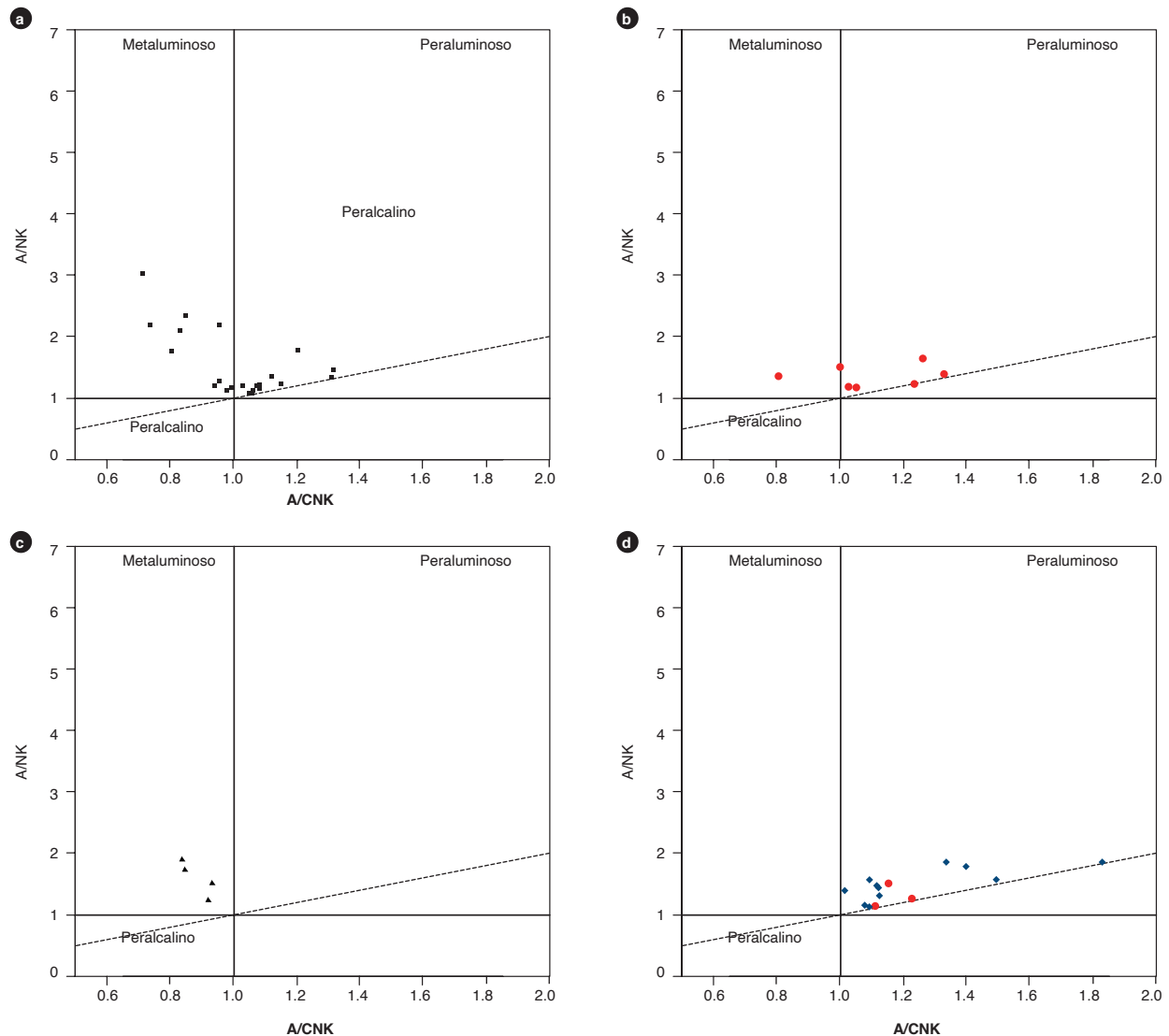


Figura 13. Diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943)

a) Lavas occidentales. b) Lavas orientales. c) Cuerpos de pórfido. d) Tobs orientales (rojo) y occidentales (azules).

Las muestras de lavas orientales quedan comprendidas en el diagrama de Shand (1943) (figura 13), en el campo peraluminoso, con índices de saturación de alúmina con valores de $Al_2O_3 > (CaO+K_2O+Na_2O)$, y únicamente la roca IGM-900676, que corresponde a una latita alcalina colectada en la vía que conduce a Cerro Neiva, muestra un carácter metaluminoso.

Los cuerpos de pórfido grafican en el campo metaluminoso, con valores de $A/NK > 1$ y valores de $A/CNK < 1$, mientras que las tobas pertenecen al campo peraluminoso, con valores de $A/NK > 1$ y valores de $A/CNK > 1$.

5.1. Elementos traza y tierras raras

En la tabla 5 se resumen los resultados de los análisis químicos de elementos traza y tierras raras correspondientes a lavas, tobas y cuerpos de pórfidos hipoabisales que conforman la Formación Saldaña (se separan las lavas que afloran al oriente y occidente de la falla Betania-El Agrado).

Tabla 5. Resultados de elementos traza y tierras raras correspondientes a rocas de la Formación Saldaña, en ppm

IGM	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Cd	In	Cs	Ba	La	Ce
Lavas al oeste de la falla Betania-El Agrado																			
900687	7,65	1,51	15,97	< 66	4,52	9,52	3,99	7,74	68,10	15,93	62,54	205,60	34,15	0,12	0,04	0,82	850,62	26,08	57,52
900743	5,48	2,29	7,23	25,46	5,68	6,38	6,74	6,63	51,94	14,92	175,41	223,42	28,46	0,17	0,04	3,48	1279,31	37,59	67,91
900792	63,19	1,70	22,55	144,40	12,32	28,04	13,08	60,69	104,48	24,65	54,48	1035,45	20,96	0,23	0,06	4,06	1048,27	14,69	36,90
900805	42,86	2,88	18,66	58,30	21,57	15,50	6,25	7,72	94,11	21,62	143,48	235,23	99,20	0,20	0,06	1,31	1425,22	22,64	50,45
900657	8,34	0,68	32,37	196,06	736,81	45,08	193,32	49,69	82,91	18,49	15,95	520,21	17,37	0,13	0,05	0,26	508,75	17,08	37,15
900655	23,46	1,78	21,88	117,63	3,40	17,31	3,26	9,38	150,49	20,83	117,20	211,80	36,41	0,13	0,07	2,19	930,16	48,22	101,15
900659	1,37	0,83	2,77	< 66	3,07	1,93	1,31	2,23	17,17	12,37	56,24	106,57	8,87	0,06	0,01	0,11	1398,84	26,68	51,97
900787	19,29	4,62	5,30	15,10	11,61	8,41	2,06	4,23	80,17	19,25	146,19	267,29	98,76	0,20	0,04	0,99	1679,31	63,02	117,09
900788	6,93	1,97	4,07	23,70	10,44	7,61	4,50	3,95	49,80	15,34	84,45	502,73	9,63	0,21	0,01	1,07	1974,87	19,89	38,65
900646	14,68	3,07	10,63	< 66	11,89	7,52	5,40	20,06	116,79	19,57	196,83	345,68	351,26	0,79	0,05	4,84	2051,44	173,61	151,29
900654	6,14	1,86	6,85	< 66	6,75	6,60	3,18	3,74	36,28	16,78	191,97	190,36	27,43	0,14	0,04	2,94	1671,53	45,44	88,48
900662	5,53	1,35	5,72	< 66	3,02	14,44	2,26	16,64	31,10	14,08	66,38	134,89	16,38	0,08	0,06	0,43	1037,26	18,52	38,00
900688	23,00	1,52	17,65	< 66	9,67	10,58	6,52	8,31	82,41	17,82	107,33	242,09	31,34	0,16	0,04	0,95	835,46	25,57	57,86
900772	47,72	1,75	22,30	156,50	15,20	30,18	11,20	46,85	120,04	24,69	35,64	896,36	21,03	0,19	0,06	1,76	714,33	21,46	53,07
900660	2,33	0,71	4,85	< 66	10,36	6,21	4,16	3,05	31,62	13,78	90,03	140,10	17,23	0,09	0,02	0,22	915,61	19,88	39,57
900663	10,56	2,64	27,54	156,85	49,84	26,28	28,21	54,20	125,28	20,78	104,59	571,32	28,59	0,51	0,06	3,19	924,87	40,47	80,92
900686	15,43	0,99	33,48	184,85	286,13	36,13	108,22	34,72	81,63	16,10	30,95	530,10	14,51	0,16	0,04	0,28	636,83	14,01	27,66
900661	2,17	0,78	2,20	< 66	4,84	6,50	2,94	27,60	24,11	12,47	83,10	174,28	10,93	0,09	0,07	0,28	1292,13	19,98	38,35
900760	7,69	2,62	10,45	23,35	2,08	6,36	2,72	8,17	51,55	19,34	223,81	122,37	21,85	0,36	0,05	3,05	1141,64	52,82	108,46
900685	3,19	1,37	3,53	< 66	1,53	4,40	0,57	3,63	30,67	12,82	31,85	105,93	11,32	0,06	0,01	0,19	833,89	17,56	33,81
900762	2,05	2,65	4,09	20,73	2,44	7,64	2,97	4,33	37,46	15,97	120,02	35,18	22,80	0,27	0,07	0,54	650,96	30,80	63,39
900742	5,74	2,46	7,54	16,30	1,54	9,35	2,45	5,24	53,78	15,85	144,08	43,41	21,44	0,25	0,05	1,83	868,83	40,63	74,89
Lavas al este de la falla Betania-El Agrado																			
900676	12,68	3,30	18,82	95,23	19,84	18,62	17,93	8,12	76,39	17,58	174,69	422,87	26,32	0,23	0,05	1,44	1372,45	60,93	116,40
900778	29,40	6,68	1,41	15,00	12,99	2,65	3,02	7,72	64,06	26,42	131,73	661,26	11,79	0,22	0,02	0,85	2536,82	89,40	138,16
900812	27,16	3,13	20,13	91,80	19,57	15,50	6,52	22,37	96,67	21,15	143,16	412,86	28,36	0,19	0,07	5,73	1492,03	39,68	78,93
900748	1,42	3,19	3,91	21,59	2,27	5,34	4,52	8,30	58,30	17,16	147,01	272,06	103,00	0,10	0,04	0,57	1374,26	48,49	64,56
900744	11,10	4,01	4,13	24,59	1,87	8,90	4,32	13,35	45,82	16,89	123,20	269,31	82,70	0,14	0,02	2,21	950,57	54,01	77,28
900733	8,19	2,92	2,50	18,75	1,65	4,00	2,51	5,30	44,59	14,81	123,74	154,71	70,97	0,16	0,03	2,06	1616,77	83,98	79,77
900777	7,97	2,69	6,40	32,20	13,86	8,77	4,63	8,98	107,76	19,40	118,18	420,80	19,06	0,38	0,03	1,79	1592,27	43,72	77,71
900789	5,37	4,31	4,85	17,90	14,65	9,65	3,21	4,81	89,24	17,79	147,74	262,88	26,01	0,16	0,04	0,96	1568,82	59,70	110,47
900790	13,69	4,21	9,72	19,00	8,55	3,29	1,09	3,56	94,13	21,20	200,97	85,47	25,09	0,33	0,04	1,65	1429,10	81,60	141,40
Tobas																			
900795	16,29	2,31	5,11	27,40	12,17	9,20	3,01	27,22	53,72	18,33	59,20	796,49	7,83	0,13	0,02	0,77	2131,19	21,90	38,57
900786	6,94	5,39	4,95	19,60	11,93	6,80	2,40	3,79	60,01	22,76	157,45	170,16	25,14	0,26	0,04	4,05	1333,53	56,71	103,70
900793	8,16	3,63	8,29	23,30	12,38	4,76	1,91	4,66	75,64	18,68	123,98	349,18	60,41	0,15	0,04	1,75	1736,48	41,57	74,86
900794	54,32	2,91	10,53	50,80	12,00	11,91	4,15	21,63	72,37	18,39	94,48	589,44	23,68	0,17	0,04	3,91	1982,88	32,13	62,14
900803	2,72	3,83	4,70	< 9	12,84	14,75	2,20	4,50	63,31	15,65	115,95	87,99	37,00	0,17	0,05	0,99	1286,10	76,05	70,55

IGM	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Cd	In	Cs	Ba	La	Ce
900804	40,31	2,91	16,79	38,40	22,29	17,52	8,30	13,12	79,95	18,88	120,65	147,68	34,79	0,21	0,06	10,13	926,20	23,22	42,80
900689	21,84	1,84	17,33	67,22	30,63	13,53	11,06	14,02	115,79	21,62	128,08	310,71	24,97	0,16	0,06	2,11	989,00	23,64	49,68
900776	24,68	3,63	8,31	46,00	15,64	10,86	8,06	14,93	77,20	20,25	126,44	505,78	24,09	0,20	0,03	2,10	1660,52	62,81	105,28
900690	2,85	1,57	3,29	< 66	1,30	7,13	< 0,5	3,85	22,50	9,87	158,33	71,93	8,40	0,09	0,02	1,06	1033,07	20,14	41,14
900736	6,21	3,05	5,72	18,44	2,32	4,64	2,72	5,95	70,65	17,10	137,06	126,37	20,34	0,15	0,05	0,77	1501,30	39,91	43,29
900771	6,41	2,70	13,27	17,20	13,45	13,03	3,25	8,29	72,47	21,31	194,64	148,72	23,61	0,25	0,02	6,35	908,65	40,09	78,99
900775	9,53	2,32	9,11	25,70	14,28	9,23	3,97	5,84	66,84	17,57	112,70	154,65	36,96	0,21	0,03	3,90	545,91	34,77	67,40
900779	16,91	2,90	4,15	10,20	12,24	3,46	2,30	6,15	117,28	16,85	93,50	177,58	18,49	0,97	0,02	1,11	1802,91	58,60	101,81
900669	37,97	4,05	9,44	67,22	10,02	3,94	6,61	3,03	56,22	30,17	351,00	69,40	21,25	0,11	0,05	###	3523,74	38,29	72,38

Cuerpos hipoabisales

900640	15,66	1,61	17,91	123,24	28,81	19,27	16,55	74,46	88,23	19,13	136,87	565,29	28,76	0,16	0,05	1,20	1080,68	29,84	66,84
900645	26,48	2,04	15,26	134,44	15,63	17,15	13,56	217,35	80,83	21,77	122,50	1372,66	24,06	0,14	0,05	1,35	1391,07	40,03	79,24
900644	18,02	2,17	11,05	95,23	11,08	13,94	9,01	129,72	74,18	20,46	90,49	928,37	21,10	0,12	0,04	2,15	1404,52	40,16	79,14

IGM	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Tl	Pb	Th	U	Nb	Hf	Zr
-----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	---	----	----	----

Lavas al oeste de la falla Betania-El Agrado

900687	7,03	29,24	6,43	2,00	5,08	1,04	5,72	1,20	3,65	0,49	3,30	0,50	0,40	3,93	5,83	1,30	7,50	< 8,0	222,09
900743	9,39	36,72	6,77	2,21	6,47	0,98	5,23	1,07	3,38	0,48	3,30	0,50	0,84	13,32	11,61	3,00	9,60	< 8,0	244,30
900792	5,29	22,72	5,77	2,37	5,21	0,82	4,50	0,92	2,70	0,36	2,39	0,35	0,27	5,92	0,45	0,20	1,90	< 8	83,60
900805	7,02	28,25	6,78	2,28	6,75	1,12	6,46	1,29	3,79	0,51	3,21	0,47	0,96	11,23	2,64	0,74	6,50	< 8	199,00
900657	4,98	22,23	4,86	1,86	3,90	0,75	3,64	0,73	2,12	0,27	1,82	0,28	0,02	3,28	1,61	0,45	2,80	< 8,0	< 130
900655	12,71	53,97	11,71	3,14	9,37	1,64	8,24	1,56	4,44	0,53	3,22	0,46	0,46	19,02	7,38	1,85	10,80	< 8,0	281,31
900659	5,88	21,09	3,70	1,14	2,85	0,43	1,70	0,31	1,00	0,13	0,94	0,15	0,38	7,23	5,15	0,73	5,50	< 8,0	< 130
900787	13,57	43,52	8,92	2,70	8,17	1,28	7,01	1,43	4,34	0,62	4,11	0,62	0,46	14,83	12,07	2,35	11,60	< 8	232,90
900788	4,12	13,09	2,66	1,79	2,61	0,37	1,91	0,38	1,11	0,15	1,04	0,17	0,33	9,37	2,23	0,58	2,90	< 8	95,60
900646	79,29	364,7	85,72	19,87	62,66	12,63	65,36	12,12	34,89	4,59	30,72	4,28	0,89	18,47	11,58	2,96	9,30	< 8,0	273,91
900654	10,19	38,82	7,47	2,36	6,02	1,04	5,38	1,08	3,39	0,46	3,09	0,47	0,81	14,10	16,25	3,46	10,10	< 8,0	325,73
900662	4,32	15,12	3,12	1,60	2,58	0,50	2,67	0,57	1,71	0,24	1,58	0,23	0,40	7,13	2,92	0,56	4,60	< 8,0	< 130
900688	7,24	29,73	6,64	2,32	5,20	1,08	5,68	1,13	3,34	0,43	2,71	0,40	0,69	5,54	4,50	0,93	7,70	< 8,0	229,49
900772	7,53	33,52	7,64	2,52	6,75	0,98	4,99	1,02	2,88	0,37	2,40	0,36	0,22	6,32	1,06	0,34	2,90	< 8	121,10
900660	4,66	17,46	3,56	1,36	3,07	0,59	3,15	0,64	1,92	0,25	1,60	0,23	0,54	9,31	3,05	0,55	4,60	< 8,0	< 130
900663	10,32	39,54	8,70	2,65	6,52	1,20	5,73	1,12	3,34	0,44	2,94	0,45	0,52	13,73	11,18	3,11	9,60	< 8,0	244,30
900686	3,74	16,23	3,69	1,73	2,87	0,56	2,79	0,54	1,56	0,20	1,33	0,20	0,20	9,22	1,45	0,51	2,60	< 8,0	< 130
900661	4,03	13,65	2,71	1,27	2,32	0,41	2,00	0,39	1,24	0,17	1,23	0,19	0,49	10,51	3,44	0,55	4,40	< 8,0	< 130
900760	14,41	55,18	9,36	2,43	8,33	1,08	4,80	0,92	3,00	0,43	3,05	0,48	0,73	11,96	20,27	3,49	17,70	11,50	503,41
900685	3,73	12,24	2,39	1,08	2,06	0,36	1,78	0,37	1,14	0,16	1,20	0,19	0,20	4,27	3,32	0,61	4,50	< 8,0	< 130
900762	7,80	28,40	5,31	1,10	5,09	0,82	4,28	0,86	2,72	0,41	2,87	0,46	0,78	11,46	11,99	3,17	12,70	< 8,0	177,67
900742	9,92	37,40	7,41	1,05	6,55	0,89	4,04	0,82	2,68	0,40	2,88	0,47	0,83	7,56	10,00	2,62	15,40	< 8,0	199,88

Lavas al este de la falla Betania-El Agrado

900676	13,62	46,82	9,20	3,00	7,11	1,18	5,29	1,01	3,13	0,40	2,83	0,43	0,68	13,46	15,15	3,74	19,60	< 8,0	207,28
900778	14,37	44,78	6,20	2,82	5,89	0,62	2,71	0,52	1,67	0,22	1,50	0,23	0,20	15,28	16,94	6,05	54,50	8,20	331,70
900812	10,42	39,21	8,18	2,86	7,71	1,20	5,99	1,26	3,75	0,52	3,33	0,51	0,53	12,01	7,72	1,61	6,80	< 8	175,50
900748	10,38	36,60	6,85	2,20	6,69	0,95	5,05	1,02	3,11	0,42	2,70	0,40	0,53	37,00	11,20	1,65	12,90	< 8,0	251,70
900744	11,48	41,34	6,62	1,99	6,78	0,94	4,55	0,88	2,81	0,39	2,80	0,44	0,66	9,10	12,26	3,06	11,80	< 8,0	162,87
900733	18,48	60,89	10,76	2,75	9,51	1,32	5,61	0,99	3,00	0,39	2,67	0,41	0,41	7,67	9,25	1,96	10,80	< 8,0	177,67
900777	9,89	31,46	6,08	2,15	5,63	0,79	4,01	0,81	2,55	0,35	2,35	0,34	0,40	11,35	8,75	1,70	7,50	< 8	184,20
900789	12,72	44,17	8,24	2,41	7,63	1,12	5,57	1,07	3,37	0,46	3,13	0,48	0,45	16,47	11,24	2,08	12,40	< 8	246,60
900790	19,70	76,06	14,44	3,67	12,02	1,55	7,02	1,19	3,44	0,44	2,99	0,40	0,96	15,17	7,09	1,60	16,70	< 8	447,90

Tobas

900795	4,29	14,94	2,67	1,84	2,54	0,33	1,60	0,31	0,97	0,13	0,91	0,15	0,21	9,25	1,20	0,31	2,70	< 8	125,60
900786	12,36	42,65	7,69	2,19	6,94	0,95	4,78	0,94	3,04	0,44	3,15	0,52	0,39	11,12	11,26	1,95	12,10	< 8	225,70
900793	9,98	38,72	7,79	2,75	7,35	1,12	6,18	1,24	3,78	0,52	3,44	0,52	0,25	15,15	7,72	1,91	6,60	< 8	186,50
900794	7,63	27,07	5,81	2,37	5,60	0,85	4,76	0,97	3,07	0,43	2,94	0,47	0,39	11,42	7,54	2,05	5,30	< 8	182,10
900803	18,21	61,38	13,45	2,13	12,24	1,91	9,53	1,74	5,14	0,69	4,75	0,71	0,81	12,13	11,55	2,92	11,40	< 8	167,90
900804	6,41	26,29	6,32	1,93	6,51	1,05	5,92	1,14	3,40	0,45	2,86	0,42	0,54	7,98	2,66	0,85	5,50	< 8	171,00

IGM	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Tl	Pb	Th	U	Nb	Hf	Zr
900689	6,20	27,63	5,91	2,45	4,74	0,92	4,74	0,90	2,70	0,34	2,19	0,33	0,85	7,42	3,31	0,79	7,60	< 8,0	155,46
900776	13,98	47,09	8,72	2,97	8,09	1,12	5,38	1,06	3,17	0,44	2,88	0,41	0,55	17,20	8,24	1,86	9,50	< 8	294,40
900690	4,61	15,95	3,13	1,07	2,24	0,33	1,31	0,27	0,98	0,15	1,22	0,21	1,39	3,83	7,61	1,05	5,90	< 8,0	< 130
900736	7,81	28,35	5,20	1,95	4,89	0,71	3,78	0,78	2,54	0,37	2,57	0,41	0,55	21,51	11,64	2,74	15,00	< 8,0	288,72
900771	10,19	36,74	7,77	2,00	6,98	1,00	5,44	1,07	3,31	0,46	3,02	0,46	0,66	6,76	10,33	2,82	8,60	< 8	272,10
900775	8,98	32,37	7,37	1,81	7,11	1,02	5,69	1,17	3,49	0,49	3,27	0,50	0,56	8,27	7,38	1,91	7,40	< 8	169,40
900779	12,50	34,03	6,32	1,90	5,89	0,75	3,67	0,75	2,36	0,35	2,40	0,35	0,66	26,35	9,49	2,11	10,10	< 8	162,90
900669	9,69	35,84	7,09	3,55	5,48	0,94	4,26	0,83	2,66	0,39	2,92	0,50	2,27	8,11	8,24	0,74	10,50	< 8,0	133,25
Cuerpos hipoabisales																			
900640	7,93	32,02	7,17	2,20	5,34	1,00	5,16	1,04	3,14	0,42	2,85	0,46	0,34	9,37	7,18	1,85	7,80	< 8,0	244,30
900645	9,48	38,90	7,78	2,67	5,88	1,02	4,99	0,96	2,90	0,37	2,42	0,36	0,13	14,04	8,66	2,12	6,90	< 8,0	199,88
900644	9,20	37,95	7,49	2,46	5,37	0,94	4,40	0,84	2,50	0,32	2,06	0,31	0,18	12,59	7,44	1,84	6,40	< 8,0	192,48
900656	14,19	53,82	10,74	3,34	8,50	1,38	6,45	1,28	4,09	0,54	3,57	0,55	0,32	19,84	15,31	3,49	10,90	< 8,0	281,31

Los diagramas de elementos de las tierras raras (REE) normalizados al condrito según los valores de Nakamura (1974) (figura 14) muestran en las diferentes rocas (lavas, pórfidos y tobas) un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) con un patrón homogéneo que se

va empobreciendo progresivamente hacia las tierras raras pesadas (HREE), que son más planas.

En general, hay un tren paralelo; sin embargo, en las muestras, la roca IGM-900646 (figura 14a) correspondiente a una lava que aflora en el lado occidental de la

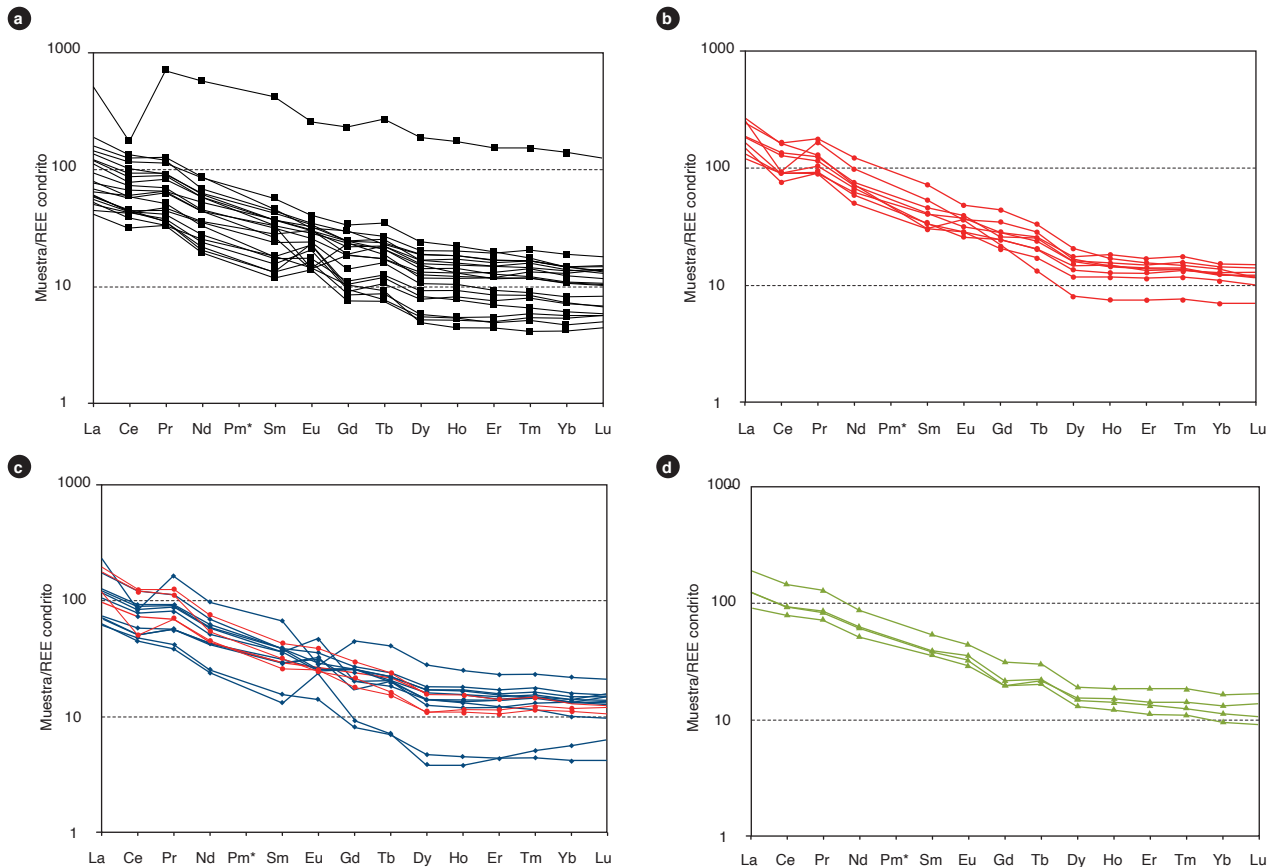


Figura 14. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito (Nakamura, 1974), correspondiente a rocas de la Formación Saldaña a) Lavas occidentales. b) Lavas orientales. c) Tobas orientales (rojo) y occidentales (azules). d) Cuerpos hipoabisales de pórfido.

falla Betania-El Agrado, tiene un patrón anormal respecto al resto de las muestras, por lo que se eliminó del diagrama. Las lavas orientales presentan valores altos en las tierras raras livianas, con valores superiores a cien veces el condrito, y las tierras raras pesadas con valores por encima de diez veces el condrito, a diferencia de las muestras de lavas occidentales, que presentan un mayor rango de enriquecimiento en tierras raras livianas respecto al condrito, con valores mayores y menores de cien veces el condrito, y las tierras raras pesadas con valores mayores y menores de diez veces el condrito. Algunas rocas tienen anomalía positiva de Eu, debido posiblemente a la presencia de fenocristales de plagioclasa en las muestras de lavas.

Los cuerpos de pórfidos muestran valores altos en tierras raras livianas y valores mayores de diez veces el condrito en tierras raras pesadas, muy similar a lo que ocurre en la mayoría de muestras de tobas que presentan

enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE), con un patrón que se va empobreciendo progresivamente hacia las tierras raras pesadas (HREE), que son más planas, y con tres rocas que se apartan del tren general (IGM-900690, IGM-900795 e IGM-900803), sin que existan diferencias entre las tobas que afloran a ambos lados del valle superior del Magdalena.

Los diagramas de multielementos normalizados a NMORB (Sun y McDonough, 1989) correspondientes a rocas de la Formación Saldaña (lavas, tobas y cuerpos de pórfidos) (figura 15) muestran empobrecimiento de los elementos inmóviles Nb, Ti y P, que puede corresponder a separación de fases minerales accesorias como titanita, rutilo y apatito, lo que reflejaría una evolución magmática donde el Nb puede comportarse geoquímicamente similar al Ti (Winter, 2001). Los mayores valores de los elementos litófilos de gran radio iónico (LILE) Cs, Ba y Th indican una afinidad con arcos continentales, en donde

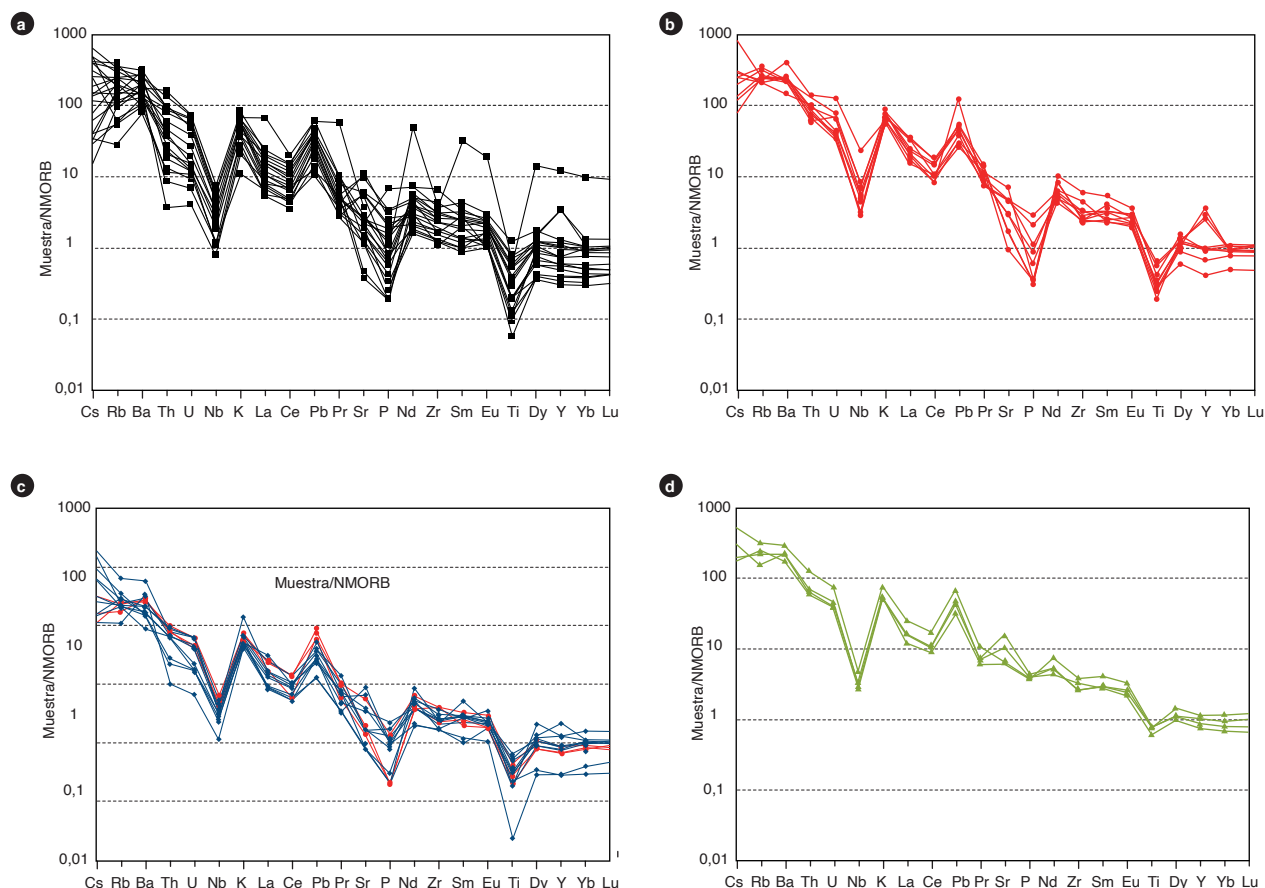


Figura 15. Diagramas multielementales normalizado al NMORB (Sun y McDonough, 1989) correspondientes a rocas de la Formación Saldaña a) Lavas occidentales. b) Lavas orientales. c) Tobas orientales (rojo) y occidentales (azules). d) Cuerpos hipoabisales de pórfido.

abundan estos elementos altamente incompatibles (Pearce, 1996). Valores mayores en K, Ba y Rb se deben a su movilización desde fluidos que interactúan en la zona de subducción hacia el magma, y 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 (figura 15). Además, presentan anomalía negativa de Nb con respecto al Th y Ce, una signatura geoquímica típica de magmas originados en ambientes tectónicos relacionados a arcos (Pearce, 1996), con patrón subparalelo en todos los tipos de rocas de la Formación Saldaña. Los elementos traza más móviles (LILE) tienen concentraciones mayores que el N-MORB. No existe una notable diferencia entre los diagramas multielementales normalizados al NMORB que representan las diferentes litologías de la Formación Saldaña. La muestra IGM-900646 presen-

ta un comportamiento anormal, comparado con el de las demás rocas, con valores más altos en los elementos menos móviles, de radio iónico pequeño y con una anomalía negativa en Zr.

El diagrama de discriminación geoquímica y ambiente tectónico de Wood (1980) (figura 16) se basa en la relación de Th, Nb y Zr. Las diferentes rocas que conforman la Formación Saldaña se clasifican en el campo de basaltos de arco volcánico, formados en arcos de margen continental activa. Las lavas occidentales muestran dos poblaciones en el gráfico de Wood (1980): una de ellas con valores más bajos y similares de Zr, y la otra población más dispersa en el campo de los basaltos de arco, con mayores contenidos de Zr, con una roca que alcanza el campo de los arcos de isla toleíticos (IGM-900792) y que químicamente se localiza en el diagrama TAS en el campo de las traquiandesitas basálticas.

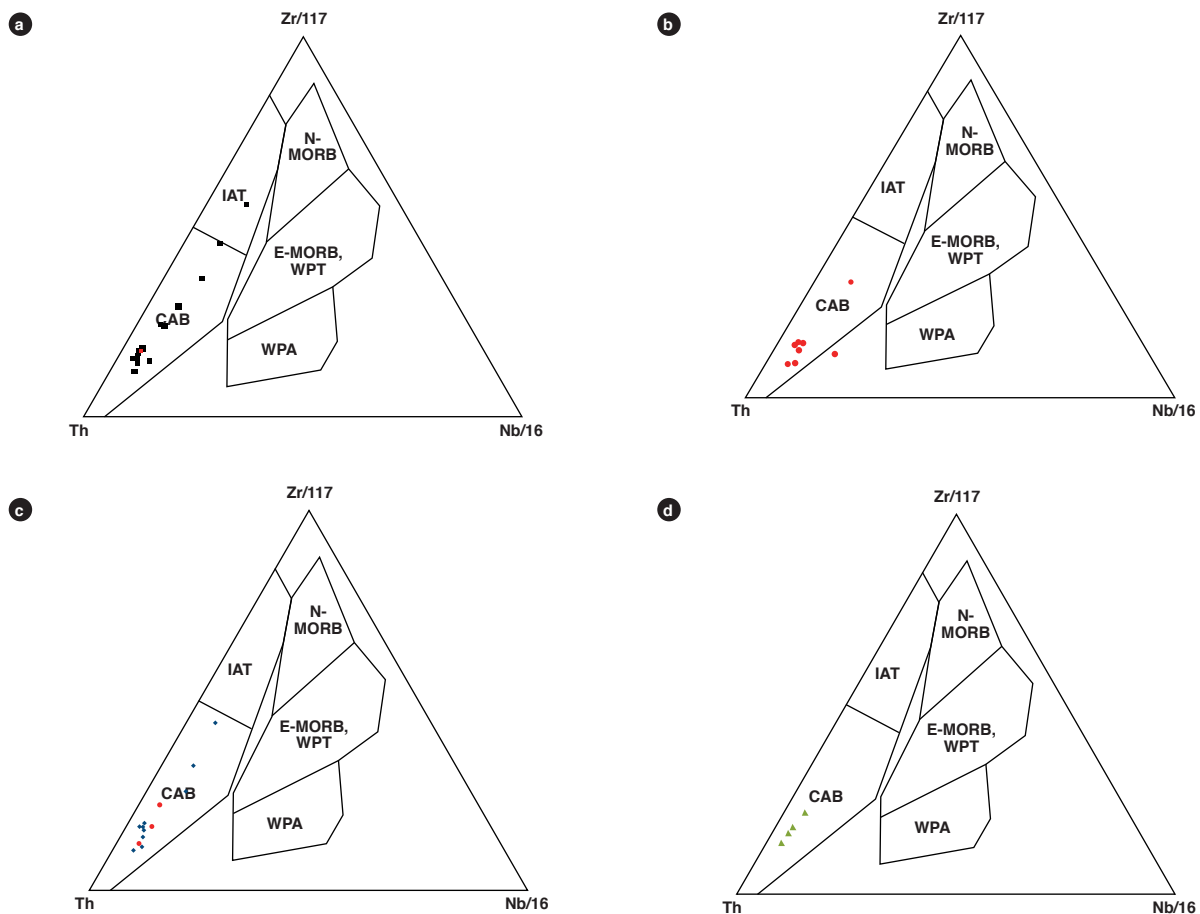


Figura 16. Diagrama de discriminación geoquímica y ambiente tectónico (Wood, 1980) correspondiente a rocas de la Formación Saldaña a) Lavas occidentales. b) Lavas orientales. c) Tobas orientales (rojo) y occidentales (azules). d) Cuerpos hipoabisales de pórfido. (WPA: basaltos alcalinos de intraplaca, IAT: arcos de isla toleíticos; CAB: basaltos de arco calcoalcalino).

6. Posición estratigráfica y edad

Las rocas volcánicas de la Formación Saldaña están en contacto concordante transicional con rocas sedimentarias del miembro Chicalá, en el sector de Payandé-Tolima (Mojica y Primz Grimm, 2000) y con las sedimentitas de Montefrío, al occidente de Natagaima (Tolima) (Rodríguez *et al.*, 1995), unidades que fueron consideradas por Rodríguez *et al.* (1995) como parte del techo de la Formación Payandé; es decir, la Formación Saldaña reposa de modo concordante transicional sobre la Formación Payandé, según estos autores. El contacto superior es, en algunos sectores, netamente discordante angular bajo las rocas sedimentarias de la Formación Yaví (Rodríguez y Fuquen, 1989; Cossio *et al.*, 1994; Velandia *et al.*, 2001b) y la Formación Caballos.

La Formación Saldaña es intruida por la Cuarzomonzonita de San Cayetano y la Cuarzomonzonita de Dolores (Cossio *et al.*, 1994), la Cuarzomonzonita de Los Naranjos (Rodríguez y Fuquen, 1989), la granodiorita de Paéz (Zapata *et al.*, 2015), la Cuarzolatita de Teruel (Morales *et al.*, 1998), la Monzodiorita de Las Minas y la Cuarzomonzodiorita de El Astillero (Velandia *et al.*, 2001a), todos estos plutones con edades similares a las de las rocas volcánicas que afloran en la serranía de Las Minas y el borde oriental de la cordillera Central; además, plutones como el Monzogranito de Altamira, el Granito de Garzón y el Monzogranito de Algeciras, que afloran en el borde occidental de la cordillera Oriental, intruyen vulcanitas más jóvenes que han sido cartografiadas regionalmen-

te como parte de la Formación Saldaña (Velandia *et al.*, 2001a y 2001b), y que en el presente trabajo se denominan informalmente *vulcanitas de Pitalito*.

La edad de la Formación Saldaña no se había establecido hasta el momento bajo un intervalo estratigráfico preciso; solo se habían reportado dos edades por el método U/Pb de 179 ± 2 y $181,5 \pm 1,6$ Ma (Cochrane, 2013). Otros datos se establecieron a partir del registro fósil: Cediél *et al.* (1980) reportaron fósiles de edad Raetiana (Triásico Tardío) en la parte media del miembro Chicalá, en la región de Payandé, y concluyeron que la Formación Saldaña abarcaba el intervalo entre el Triásico Superior y el Jurásico Medio; posteriormente, Rodríguez *et al.* (1995), con base en restos fósiles de ostrácodos y conostrácodos, localizaron las sedimentitas de Montefrío por encima del miembro Chicalá, con el registro fósil de edad Liásica (Jurásico Inferior), y fueron consideradas el techo de la Formación Payandé. Mojica y Macía (1982), con base en las pisadas de vertebrados de la especie *Batrochopus cf. Dewey* encontradas en rocas de la Formación Saldaña en la región de Prado-Dolores (Tolima), la ubican en el Triásico Superior, y posiblemente en el Jurásico Inferior.

En el presente trabajo se realizó la datación de trece muestras por el método U/Pb La-ICP-MS en circón. Las muestras estaban distribuidas a lo largo del valle superior del Magdalena y la cuenca del Putumayo y fueron escogidas teniendo en cuenta los diferentes bloques tectónicos que conforman la Formación Saldaña. Los circo-

Tabla 6. Resumen de las edades U/Pb obtenidas en circones de la Formación Saldaña

IGM	N campo	N	W	Clasificación	Método	Edad	Edades heredadas
Rocas volcánicas occidentales (Formación Saldaña)							
900661	GR-6611B	802736	831863	Fenotraquita	U/Pb	$188,9 \pm 1,6$	923 ± 24 , n = 1
	GR-6636	749475	806918	Andesita	U/Pb	$187,1 \pm 2,4$	510, n = 1; 1960, n = 1
	GR-6664	650409	736302	Andesita	U/Pb	$183,3 \pm 1,1$	
	MIA-504	727443	778458	Lava porfídica	U/Pb	$188,9 \pm 4,2$	
	MIA-519	730406	784258	Andesita	U/Pb	$188,1 \pm 3,4$	
901069	JGB-500	907206	899380	Andesita	U/Pb	$187,2 \pm 2,1$	$969,8 \pm 25,2$
	GR-6579	876873	870240	Toba litica	U/Pb	$187,2 \pm 2,8$	
900794	GZ-6775	614865	692996	Toba de cristales	U/Pb	$186,8 \pm 2,0$	
900793	GZ-6774	1026530	612640	Toba de cristales	U/Pb	$172,9 \pm 1,3$	$223,48 \pm 9,5$, n = 1 y $906,3 \pm 21,1$, n = 1
Rocas volcánicas orientales (vulcanitas de Pitalito)							
	JGB-355	803285	857068	Toba riolítica	U/Pb	$177,7 \pm 4,0$	980-1060, n = 4; 1630, n = 1;
900733	GR-6649	686705	781562	Feno andesita	U/Pb	$172,4 \pm 1,7$	$183,30 \pm 0,30$ - $3,30$, n = 20
900788	GZ-6766	779868	707555	Dacita	U/Pb	$170,7 \pm 2,4$	
900789	GZ-6769	761678	677867	Riolita	U/Pb	$168 \pm 2,5$	

nes se separaron a partir de rocas y saprolitos de tobas y lavas. La localización de las muestras se presenta en la figura 1, y en la tabla 6 se resumen los resultados de las edades obtenidas.

La separación de minerales densos se realizó en el Laboratorio Químico del Servicio Geológico Colombiano, sede Medellín, utilizando separación hidrodinámica, magnética y, por último, el montaje de los circones. Posteriormente fueron enviados al Laboratorio de Geocronología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) para que fueran analizados por la técnica ICP-MS (espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo). Los circones se obtuvieron a partir de saprolito, con roca colectada en el mismo afloramiento.

A continuación, se describen los criterios y la metodología empleados durante el análisis geocronológico en la UNAM:

- Las concentraciones de U y Th se calcularon empleando un círculo estándar externo, de acuerdo con Paton *et al.* (2010).
- Las incertidumbres de sigma 2 propagadas se obtuvieron según lo prescrito por Paton *et al.* (2010).
- Las proporciones $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, edades y errores se calcularon según lo dispuesto por Petrus y Kamber (2012).
- Los puntos analizados son de 23 micrómetros, utilizando un protocolo de análisis modificado de Solarí *et al.* (2010).
- Los datos fueron medidos empleando un Thermo X series QICPMS acoplado a un Resonetics, estación de trabajo láser excimer Resolución M050.

Otro grupo de dataciones U/Pb se realizaron en el Laboratorio de Láser Ablación del Servicio Geológico Colombiano, que cuenta con un equipo de ablación laser Photon Machines, láser eximero de 193 nm y espectrómetro ICP-Masas Element 2. Se utilizaron como patrones de referencia Plesovice, 91500 y M. Dromedry. Los puntos analizados o de ablación son de 20 micrones, y la reducción de datos se realizó utilizando el programa Iolite IGROpro y un espectrómetro de masas. Se utilizaron como tiempos de integración, en la línea base 0-38 s, y en las muestras y patrones de referencia, 32,5-8 s, tiempos que concuerdan con el tiempo de corrida de los análisis. Los isótopos utilizados en la integración manual

fueron ^{238}U , Pb^{206} y Pb^{204} . Los resultados finales y anexos corresponden a la media de los datos obtenidos luego de aplicar una discriminación de datos a 2s. El procesamiento se llevó a cabo con las rutinas de Isoplot V3.5, y la corrección por plomo común se realiza de acuerdo con el modelo de evolución de Stacey y Krammers (1975). Se eliminaron los datos de circones con valores discordantes según la muestra, pero generalmente corresponden a discordancias por encima de 10 o 15%.

El análisis de las edades obtenidas se hace teniendo en cuenta el tipo de roca, si son lavas o tobas, y la localización espacial de las muestras. Se separan en dos grupos: las que afloran al occidente de la falla Betania-El Agrado, que corresponden a las muestras GR-6579, GR-6636, GR-6611B, MIA-504, MIA-522, MIA-519, GZ-6574, GZ-6775 y JGB-500, y las que afloran al oriente de la falla Betania-El Agrado, que corresponden a las muestras GR-6649, GZ-6766, GZ-6769 y JGB-355; esto con el objeto de determinar si las rocas volcánicas se distribuyen espacialmente de igual forma que los diferentes pulsos magmáticos que dieron origen a los plutones jurásicos en el valle superior del Magdalena y poder discriminar las rocas volcánicas.

6.1. Edades en tobas y lavas al occidente de la falla Betania-El Agrado

En la tabla 6 se puede observar que no existe una diferencia notable entre las edades obtenidas en lavas de diferente composición y en tobas que afloran en la cordillera Central y la serranía de Las Minas, al occidente de la falla Betania-El Agrado, con la mayoría de edades en el intervalo 186 a 189 Ma, y dos datos adicionales de $183,3 \pm 1,1$ Ma, correspondientes a la muestra GR-6664, y de $172,9 \pm 1,3$, de la muestra GZ-6774, datos concordantes con tres de los cuatro pulsos magmáticos reportados por Rodríguez *et al.* (2015) sobre los plutones del valle superior del Magdalena y la cuenca de Putumayo.

Los circones obtenidos de la muestra GR-6579, a partir de un saprolito de toba lítica, son en general de tamaño superior a 200 μm , con formas prismáticas alargadas y buen desarrollo de terminaciones bipiramidales. Las imágenes de catodoluminiscencia (CL) (figura 17) permiten identificar la presencia de zonamientos oscilatorios, generalmente interpretados como indicativos de una fluctuación química en el magma (Hoskin y Schaltegger, 2003). Los circones analizados ($n = 35$) se

pueden interpretar como indicativos de la edad de cristalización. En el diagrama de concordia (figura 17) se observa que varios análisis de circones son discordantes, por lo que para el análisis de la edad solo se han seleccionado aquellos circones con discordancias menores de 25%, para un total de 23 circones. Esto es suficiente para definir una edad media ponderada de $187,2 \pm 2,8$ Ma,

que se puede interpretar como la edad de cristalización de esta roca.

Los circones extraídos de la muestra GZ-6775, clasificada petrográficamente como toba de cristales, son eu-hedrales a anhedrales, de tamaños comprendidos entre 20 y 200 micras, si bien predomina el rango comprendido entre 30 y 70 micras. Son de forma prismática corta

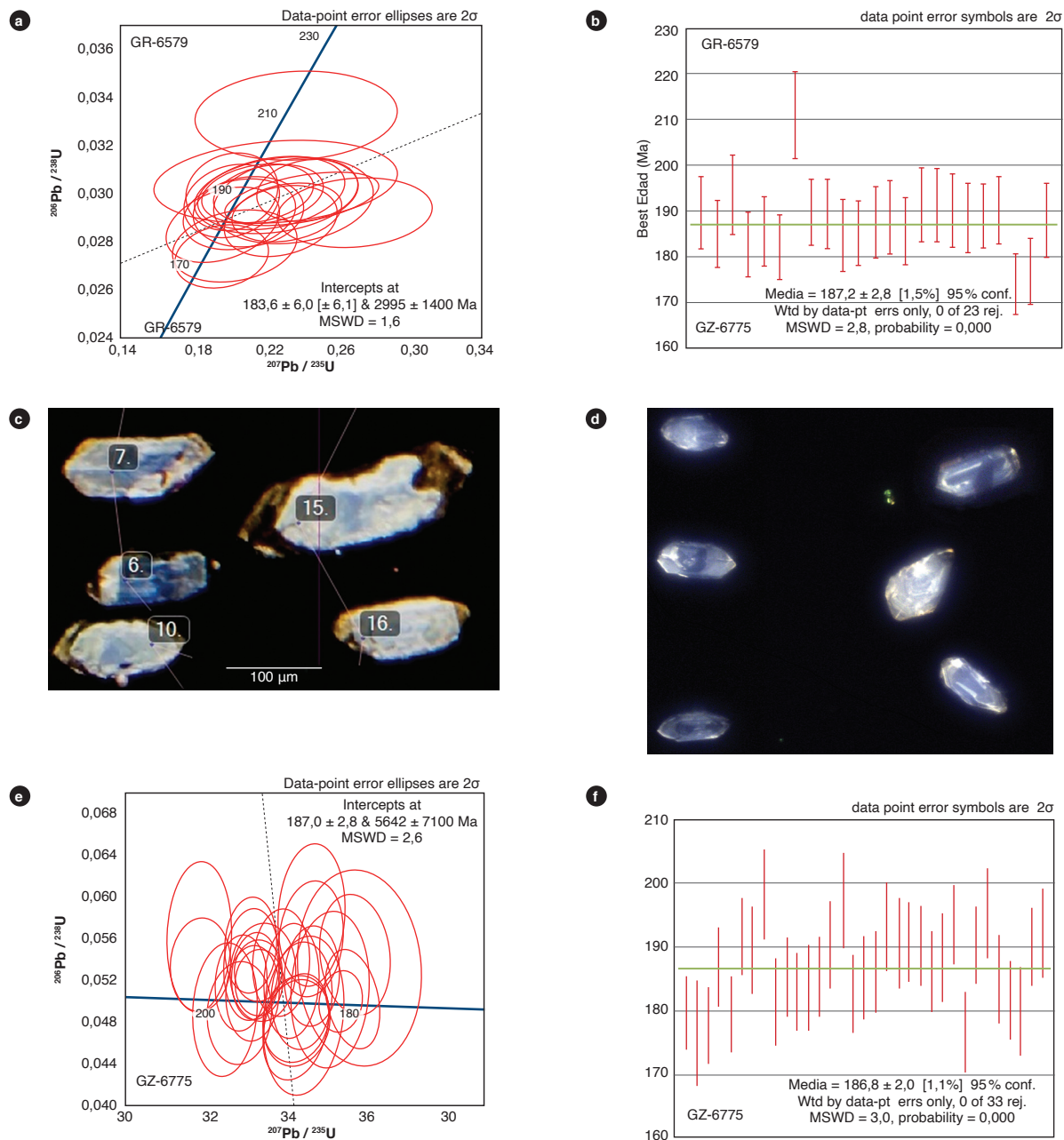


Figura 17. Edades obtenidas en muestras de tobas que afloran al occidente de la falla Betania-El Agrado, e imágenes de catodoluminiscencia de circones correspondientes a las muestras GR-6579 y GZ-6775.

y larga, de color amarillo pálido a incoloros, con inclusiones finas. La imagen de CL muestra zonación concéntrica, que sugiere origen ígneo. Los análisis realizados en la mayoría de los circones son concordantes, o muy cercanos a la concordia, con una edad comprendida entre 176 y 198 Ma. La edad obtenida a partir de 80 circones, y descartando las edades con discordancias mayores a 10% para un $n = 31$, permite estimar una media ponderada de $186,8 \pm 2,0$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de esta roca (figura 17).

Los circones de la muestra GZ-6774, extraídos de una roca clasificada petrográficamente como toba de cristales (IGM-900793), son inequigranulares con dos poblaciones: unos cortos y anchos, incoloros, euhedrales, de forma prismática corta, y otros de mayores tamaños, largos y angostos, que pueden estar fracturados. La imagen de CL muestra zonación concéntrica, lo que sugiere un origen ígneo. Los análisis realizados en la mayoría de los circones son concordantes, con una edad comprendida entre 164 y 182 Ma. La edad obtenida a partir de 54 circones, y descartando circones con discordancias mayores al 15%, para un $n = 38$, permite estimar una media ponderada de $172,9 \pm 1,3$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de esta roca (figura 18); además, presenta dos cristales con edades heredadas de $223,48 \pm 9,5$ y $906,3 \pm 21,1$ Ma. La muestra GZ-6774 se localiza cerca de la muestra GZ-6775, de la que se calculó una edad de $186,8 \pm 2,0$ Ma. Existe, pues, una diferencia de edad del orden de 13 Ma, siendo las edades más jóvenes concordantes con las edades

de rocas volcánicas que se localizan al oriente de la falla Betania-El Agrado.

La muestra GR-6579 se colectó sobre la vía Natagai-ma-Ataco, en la vereda Montefrío, en el departamento del Tolima, mientras que la muestra GZ-6775 se colectó en la vía Mocoa-Sibundoy, en el departamento de Putumayo. Ambas muestras proceden de sectores distantes de afloramiento de la Formación Saldaña, con edades similares, y las muestras GZ-6774 y GZ-6775 son cercanas, pero con una diferencia de edad aproximada de 13 Ma.

Se analizaron cinco muestras de lavas, clasificadas petrográficamente, y algunas macroscópicamente, como andesitas, cuyas edades se resumen en la tabla 6, y corresponden a las muestras GR-6611B (IGM-900661), GR-6636, GR-6664, MIA-504 y MIA-519. Los circones de la muestra GR-6611B, clasificada petrográficamente como traquita, son prismáticos, de tamaño entre 150 y 250 μm . La imagen de CL evidencia zonación ígnea, que se desarrolla alrededor de núcleos más oscuros, que en algunos casos corresponden a núcleos de circones heredados (figura 19). Los análisis realizados en la mayoría de los circones son concordantes, con una edad aproximada de 190 Ma, mientras que algunos son claramente más antiguos, y constituyen una herencia en un circón que reporta una edad de 350 ± 10 Ma, y en otro de 923 ± 24 Ma.

Tomando únicamente los circones que representan la cristalización de la roca, se puede observar que varios de ellos son concordantes, con una edad comprendida entre ca. 180 y ca. 210 Ma. Ya que en este caso la muestra GR-6611B es volcánica, los circones más jóvenes se

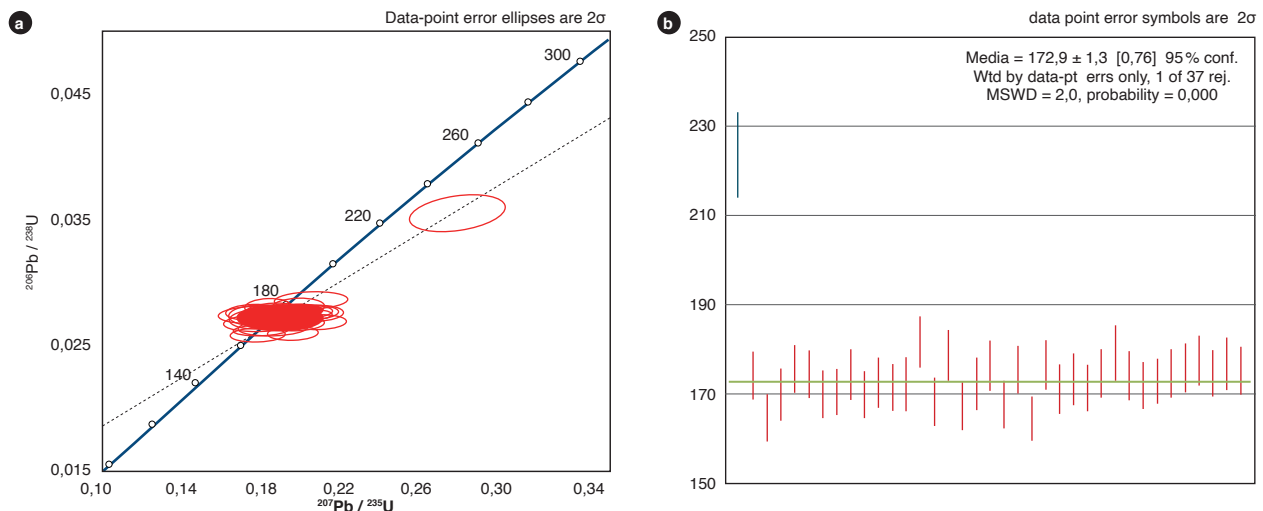


Figura 18. Edad obtenida en muestras de toba GZ-6774

asume que estén fechando la edad de cristalización. Una media ponderada calculada en un grupo de 15 circones da efectivamente una edad de $188,9 \pm 1,6$ Ma, que se interpreta como la mejor aproximación a la edad de cristalización de esta muestra (figura 19).

En la muestra GR-6636, que corresponde a un saprolito de lava andesítica, los circones son bipiramidales alargados (figura 19). Bajo CL se observa la presencia de zonamientos, algunos núcleos posiblemente heredados o bordes más luminiscentes.

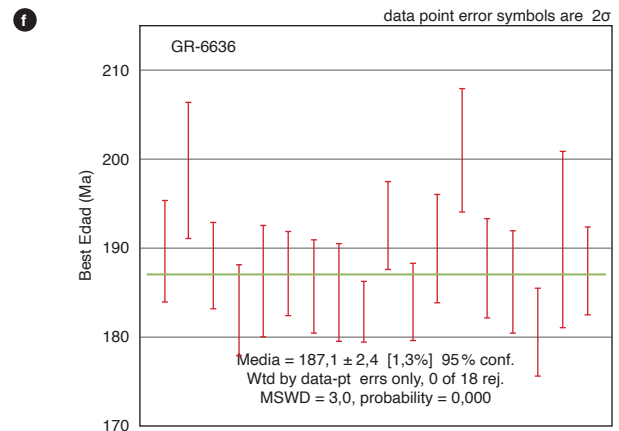
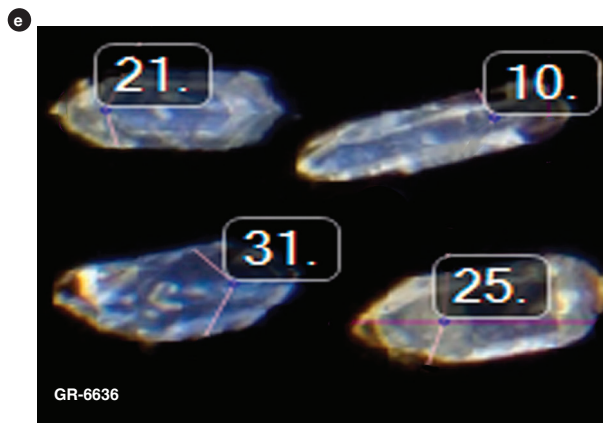
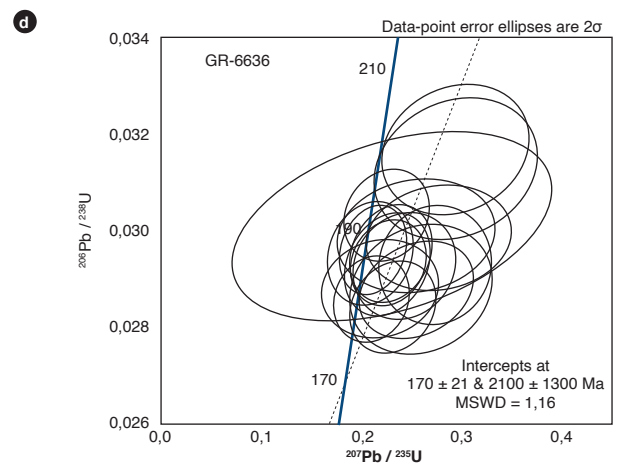
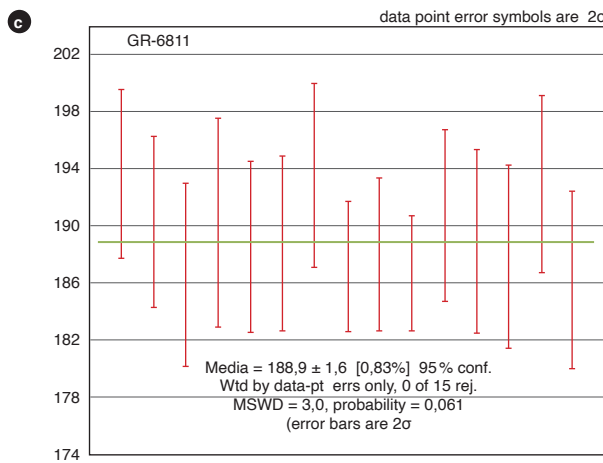
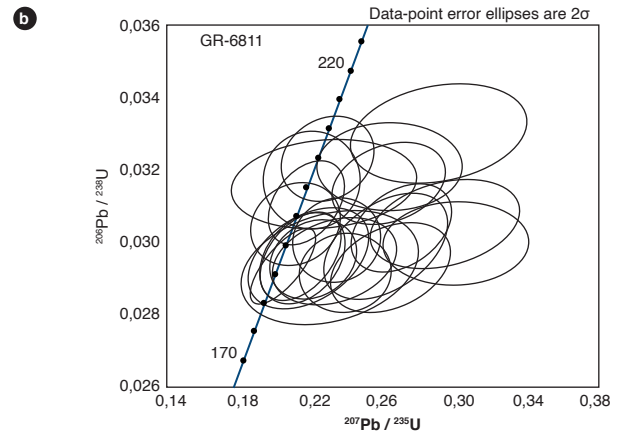
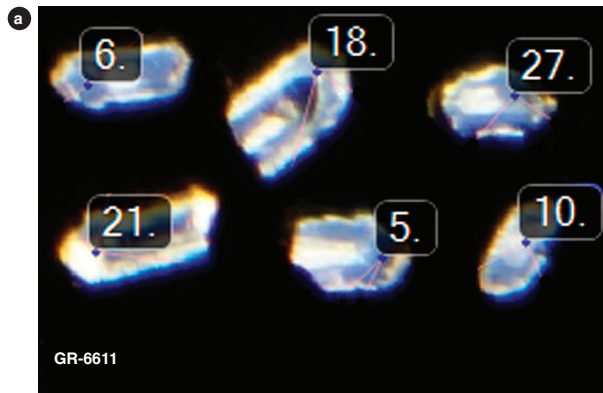


Figura 19. Edades obtenidas en muestras de lavas que afloran al occidente de la falla Betania-El Agrado, e imágenes de catodoluminiscencia de circones correspondientes a las muestras GR-6611B y GR-6636

En el diagrama de concordia (figura 19), dos de los circones analizados tienen una edad heredada paleozoica (510 ± 12 Ma), mientras que la gran mayoría tiene una edad mesozoica, inferior a los ca. 200 Ma. El conjunto de puntos que definen la edad de cristalización sugiere que los circones cristalizaron entre ca. 180 y ca. 195 Ma.

En el diagrama de media ponderada correspondiente a la muestra GR-6636 se observa cómo la mayoría de los circones analizados ($n = 35$) constituyen un grupo coherente. Para el análisis de la edad se tomaron solo aquellos circones con discordancias menores de 25%, para un total de 18 circones, número suficiente para definir una

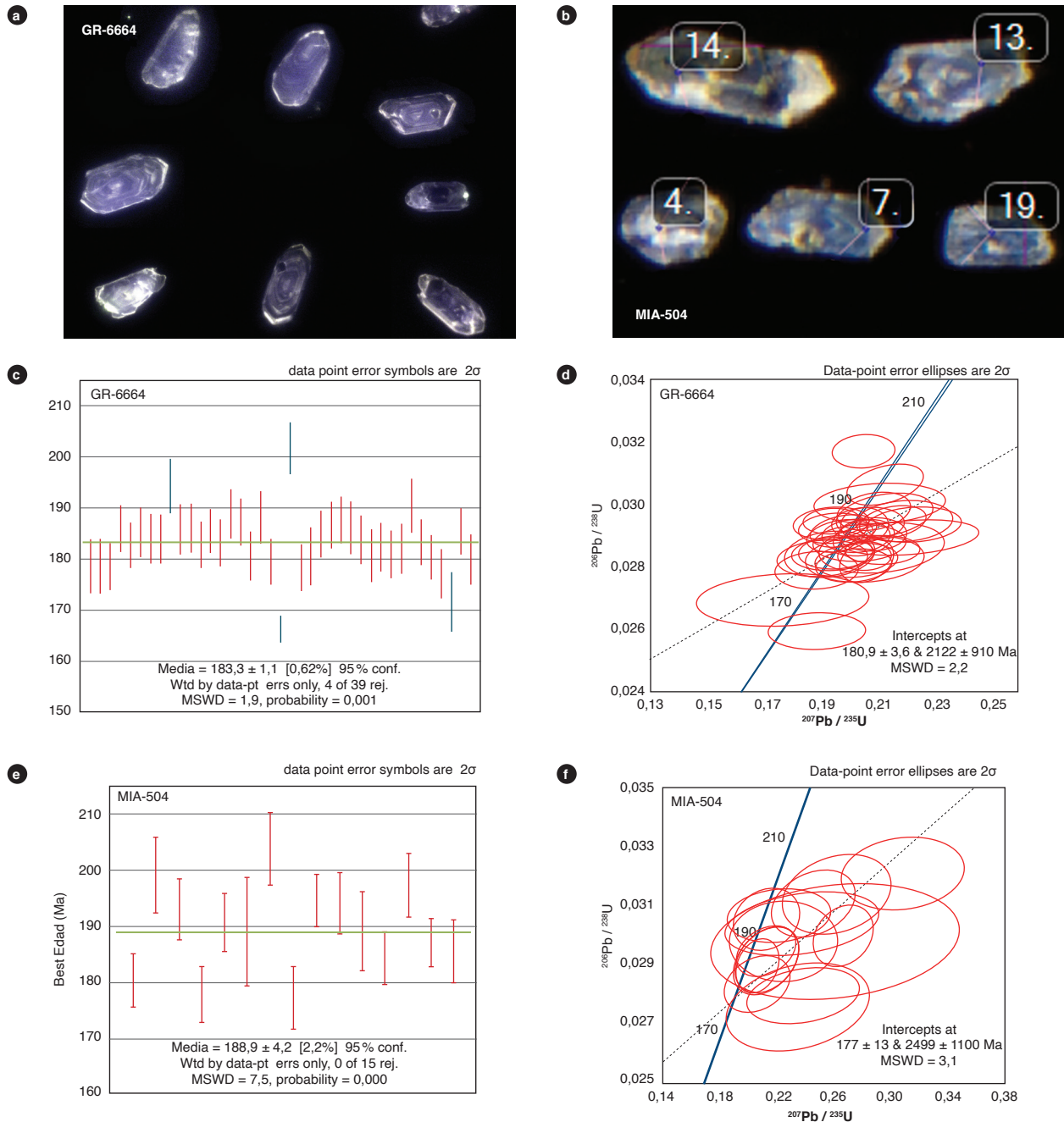


Figura 20. Edades obtenidas en muestras de lavas que afloran al occidente de la falla Betania-El Agrado, e imágenes de catodoluminiscencia de circones correspondientes a las muestras GR-6664 y MIA-504

edad media ponderada de $187,1 \pm 2,4$ Ma, que se puede interpretar como la edad de cristalización de la roca.

Los circones de las muestras GR-6664, obtenidos a partir de un saprolito de lava andesítica, son euhedrales a subhedrales, y su tamaño varía entre 100 y 200 μm . Son transparentes, con sectores de color pardo claro, de

formas prismáticas alargadas, si bien algunos son cortos achatados; la mayoría tiene inclusiones incoloras. Bajo CL se observan zonamientos oscilatorios y contrastes de luminiscencia (figura 20). Los circones analizados ($n = 48$) son cercanos a la concordia, con una edad comprendida entre 178 y 190 Ma. La edad obtenida a partir

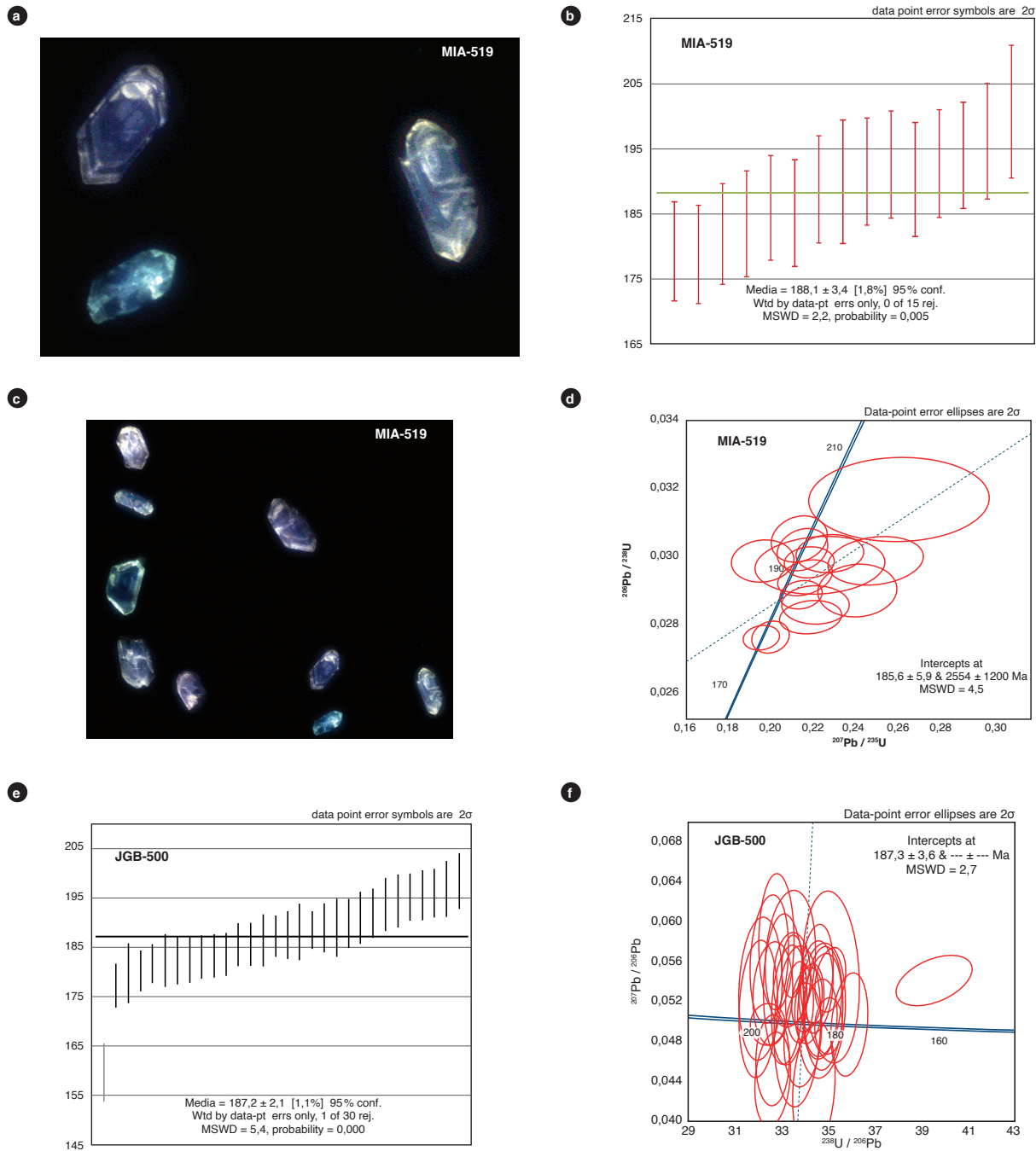


Figura 21. Edad obtenida e imágenes de catodoluminiscencia de circones correspondientes a las muestras MIA-519 y JGB-500

de 48 circones, descartando las edades con discordancias mayores de 10%, correspondiente a un $n = 39$, permite estimar una media ponderada de $183,3 \pm 1,1$ Ma, que se considera la edad de cristalización de esta roca.

En la muestra MIA-504, que corresponde a un saprolito de lava porfídica, los circones son generalmente más grandes de $150 \mu\text{m}$. Bajo CL (figura 20), algunos muestran zonación sectorial, y otros, oscilatoria. Los análisis son algunos discordantes; sin embargo, se agrupan en una edad aproximada de 190 Ma. Los circones analizados ($n = 22$) se pueden interpretar como indicativos de la edad de cristalización. En el diagrama de concordia se observa cómo varios de los análisis realizados tocan la concordia misma. Para el análisis de la edad solo se seleccionaron los circones con discordancias menores de 25%, para un total de 16 circones, que definen una edad media ponderada de $188,9 \pm 4,2$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de esta roca.

Los circones de la muestra MIA-519 (figura 21), obtenidos de una muestra clasificada macroscópicamente como andesita, son de formas euhedrales a subhedrales, cuyos tamaños varían entre 20 y $100 \mu\text{m}$, si bien predomina el rango entre 40 y $60 \mu\text{m}$. Son de forma prismática corta y larga, de color transparente, en su mayoría con manchas color pardo, producto de oxidación; presentan inclusiones incoloras. La imagen de CL muestra zonación concéntrica que sugiere un origen ígneo. Los análisis realizados en la mayoría de los circones son concordantes, o muy cercanos a la concordia, con una edad comprendida entre ca. 179 y ca. 200 Ma. La edad obtenida a partir de 18 circones, tras descartar las edades con discordancias mayores de 15% ($n = 14$), permite estimar una media ponderada de $188,1 \pm 3,4$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de esta lava andesítica.

Los circones de la muestra JGB-500, en promedio son menores de $200 \mu\text{m}$. Son prismáticos a irregulares y tienen terminaciones entre bipiramidales y redondeadas. Bajo CL se observan núcleos más oscuros, formas internas complejas y zonamientos oscilatorios, con contrastes de luminiscencia.

Los circones analizados ($n = 53$) son generalmente concordantes, con edades que van desde 177 a 197 Ma.

La edad obtenida a partir de $n = 29$ circones, tras descartar las edades con discordancias mayores de 15%, permite estimar una media ponderada de $187,2 \pm 2,1$ Ma (figura 21), que se interpreta como la edad de cristalización de la lava andesítica. Se presentan cuatro circones

heredados del Neoproterozoico y Mesoproterozoico; solo uno toca la concordia, con una edad de $969,8 \pm 25,2$ Ma.

6.2. Edades en tobas y lavas situadas al oriente de la falla Betania-El Agrado

Las edades obtenidas en rocas volcánicas colectadas al oriente de la falla Betania-El Agrado corresponden a cuatro muestras: JGB-355 (toba), GR-6649 (lava andesítica) GZ-6766 (dacita) y GZ-6769 (riolita).

Los circones de las muestras GR-6649 son, en promedio, de tamaño mayor de $200 \mu\text{m}$. Son de formas prismáticas y tienen terminaciones bipiramidales. Bajo CL se observan zonamientos oscilatorios y contrastes de luminiscencia (figura 22).

Los circones analizados ($n = 35$) son generalmente concordantes o ligeramente discordantes, y definen dos grupos de edades: un grupo de ca. 180-190 Ma, y otro ligeramente más joven, de aproximadamente 172 Ma. En el momento de analizar los resultados de las edades de los circones, estos se separan en dos poblaciones, como se observa en el diagrama de concordia (figura 23a), y se grafica por separado la concordia de cada población de edades. Los diagramas de la media ponderada dieron edades de $183,30 \pm 0,30-3,30$ Ma en la población de circones más viejos ($n = 20$) (figura 23b), y de $171,45 \pm 0,95-2,95$ Ma en la población más joven de circones, a partir de $n = 12$ circones (figura 23c). En ambas edades se tomaron solo aquellos circones con discordancias menores de 25%. La edad promedio de las dos poblaciones es de $177,0 \pm 2,2$ Ma. La edad más joven de esta muestra representaría la edad de cristalización de la lava andesítica, es decir, $171,45 \pm 0,95-2,95$ Ma, dato que es coherente con los resultados del pulso magmático, que generó plutones como el Granito de Garzón, el Monzogranito de Algeciras y el Monzogranito de Altamira, y más joven que las rocas de la Formación Saldaña y los plutones que afloran en el borde oriental de la cordillera Central y la serranía de Las Minas, con edades entre 186 y 189 Ma. La edad más antigua, de $182,9 \pm 1,2$ Ma, podría corresponder a circones heredados de un evento magmático anterior.

La muestra de circones JGB-355, que corresponde a un saprolito de toba, muestra circones alargados con formas prismáticas bipiramidales a cortos y ovoides, con tamaños inferiores a $200 \mu\text{m}$. Bajo CL, los circones presentan núcleos claramente desarrollados y bordes luminiscentes.

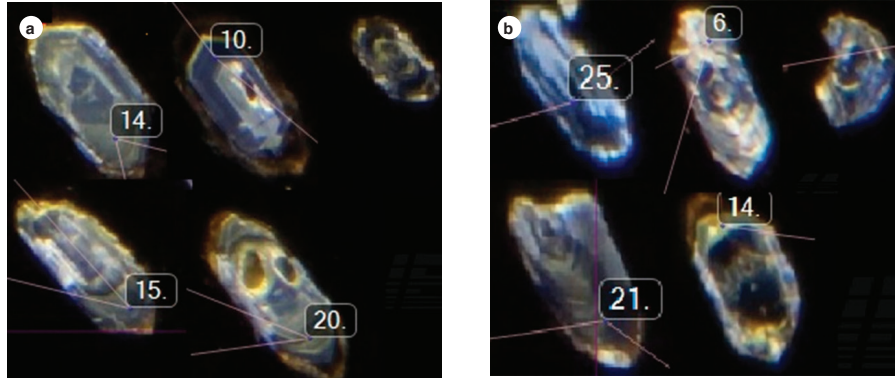


Figura 22. Imágenes de catodoluminiscencia correspondientes a muestras de circones extraídos de rocas situadas al oriente de la falla Betania-El Agrado. a) Muestra GR-6649. b) Muestra JGB-355.

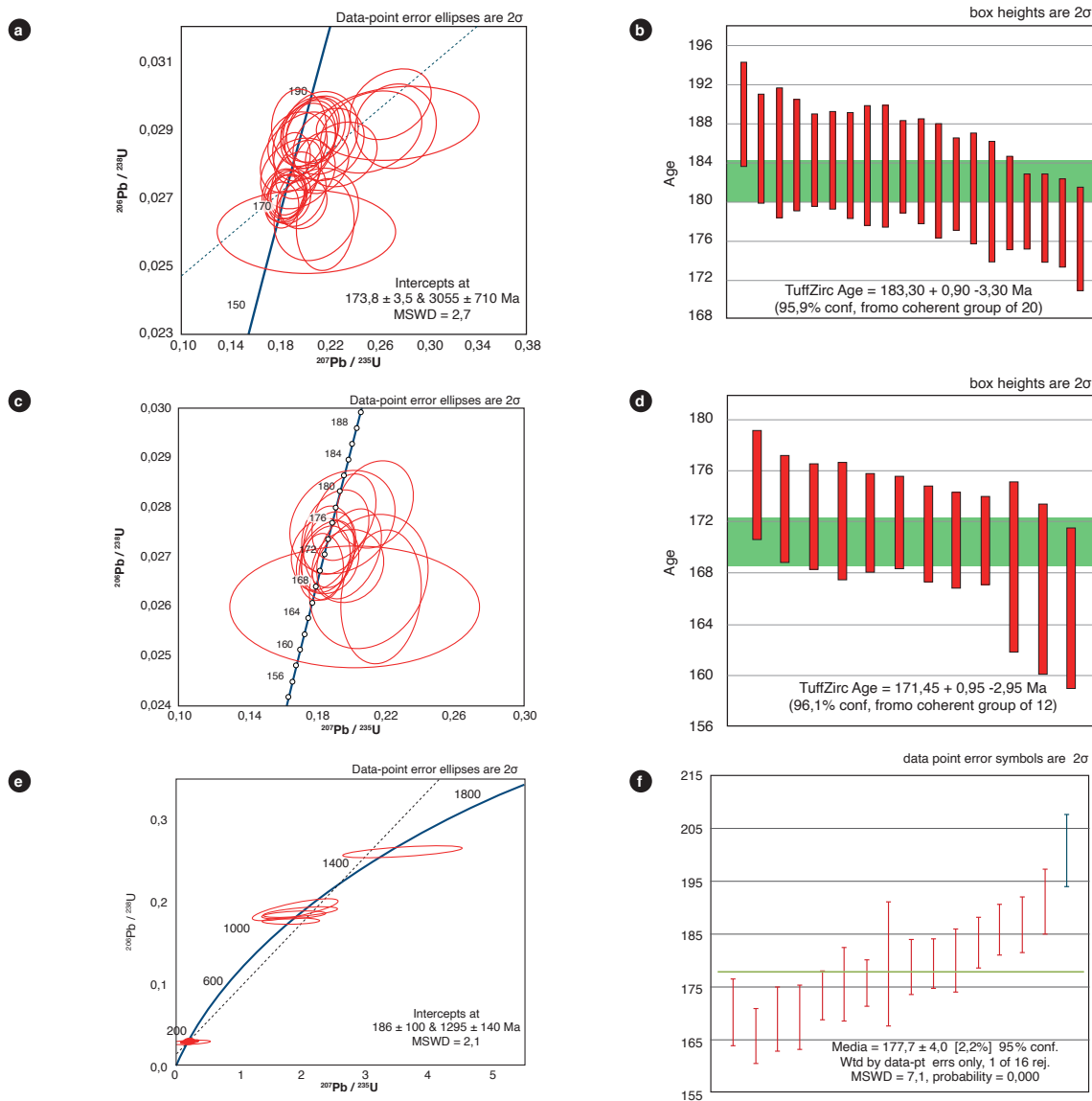


Figura 23. Edad U-Pb en circones. Diagrama de concordia y diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar a, b, c y d) Muestra GR-6649. e y f) Muestra JGB-355).

El diagrama de concordia (figura 23e), muestra la presencia de edades proterozoicas heredadas entre 980Ma y 1060Ma, así como los circones de cristalización, con edad menor de 200 Ma. Si se analiza la edad de cristalización de esta toba, se observa que los circones analizados son generalmente concordantes, con una edad comprendida entre 160 y 200 Ma.

En el diagrama de media ponderada correspondiente a la roca JGB-355 (figura 23f), 16 de los 35 circones analizados definen una edad promedio de $177,7 \pm 4,0$ Ma, con discordancias menores del 25%, que se interpreta como la edad de cristalización de la roca, y es una edad similar a la obtenida en la cuarzolitita de Teruel, plutón que se localiza en el mismo bloque de esta muestra. Los circones heredados muestran una población de datos con edades concordantes con la orogenia Grenville, en cuatro circones que tienen edades en el rango de 980 Ma a 1080 Ma. Tres circones se reparten entre las orogenias San Ignacio y Río Negro, con edades de 1460, 1570 y 1630 Ma, algunos de ellos discordantes (figura 24).

La muestra GZ-6766 corresponde a una lava de composición dacítica. Los circones son prismáticos cortos, euhedrales, teñidos por óxidos de hierro, de tamaños entre 50 y 130 μm . Bajo CL, los circones presentan zonación concéntrica típica de granos desarrollados en ambiente magmático (figura 25). Algunos análisis son discordantes; sin embargo, la mayoría de edades se encuentran en el intervalo de 168 a 174 Ma. Los circones

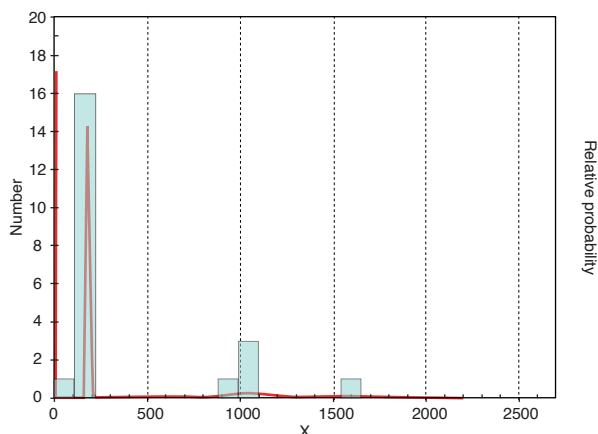


Figura 24. Histograma de distribución de edad relativa de circones heredados en la muestra JGB-355

analizados ($n = 49$) se pueden interpretar como indicativos de la edad de cristalización. Para el análisis de la edad se seleccionaron solo circones que tuvieran discordancias menores de 15%, para un total de 30 circones, que definen una edad media ponderada de $170,7 \pm 2,4$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de esta roca (figura 26).

La muestra de circones GZ-6769 corresponde a una lava de composición riolítica. Los circones son transparentes, y predominan las formas prismáticas cortas, euhedrales de dos tamaños. Bajo CL, los circones presentan zonación concéntrica típica de ambientes magmáticos

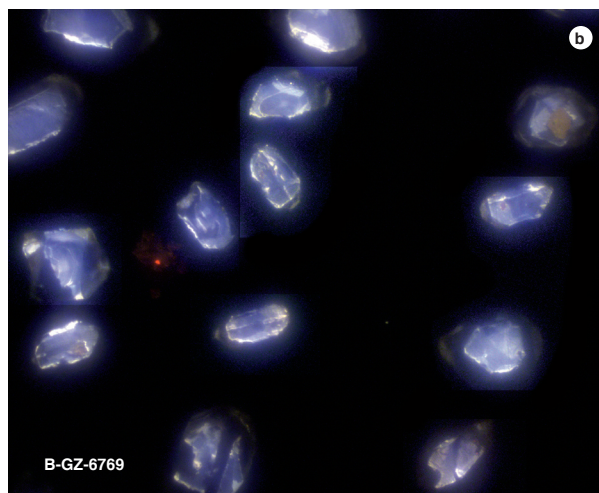
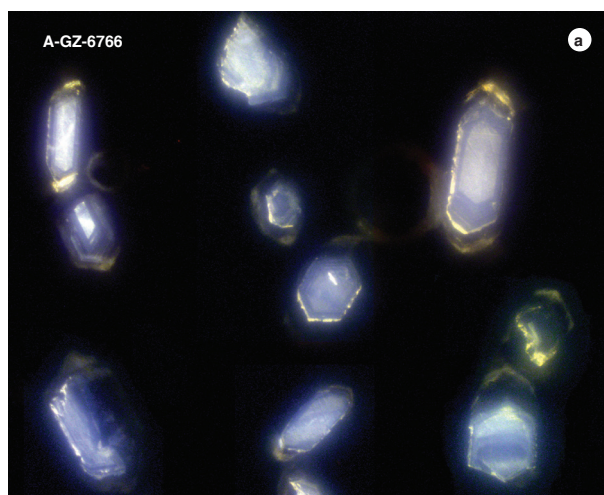


Figura 25. Imágenes de catodoluminiscencia correspondientes a circones a) GZ-6766. b) GZ-6769.

(figura 25). La mayoría de edades se encuentran en el intervalo de 164 a 180 Ma. Los circones analizados ($n = 57$) se pueden interpretar como indicativos de la edad de cristalización.

Para el análisis de la edad se seleccionaron solo aquellos circones que tenían discordancias menores de 20%, para un total de 29 circones, que definen una edad media ponderada de $168,0 \pm 2,5$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de esta roca (figura 26).

Existen diferencias en el aspecto macroscópico, edad, composición química y composición petrográfica de las rocas volcánicas que afloran al occidente de la falla Betania-El Agrado y aquellas que afloran al oriente de dicha falla. Por tal razón se propone asociar a la Formación

Saldaña únicamente los bloques tectónicos regionales de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias que presenten edades en los intervalos de 186 a 190 Ma, y 178 a 182 Ma. Por el contrario, los bloques cuyas edades estén entre 168 Ma y 173 Ma, y que afloran al oriente de la falla Betania-El Agrado, deben relacionarse con una unidad volcano-sedimentaria más joven, a la que se propone llamar *vulcanitas de Pitalito*.

La figura 27 resume las edades obtenidas en rocas de la Formación Saldaña y en las vulcanitas de Pitalito. La mayoría de bloques de la Formación Saldaña presentan edades entre los 186 y 190 Ma. Unas cuantas edades son menores, y concuerdan con los pulsos que generaron los plutones del valle superior del Magdalena (VSM) y el Pu-

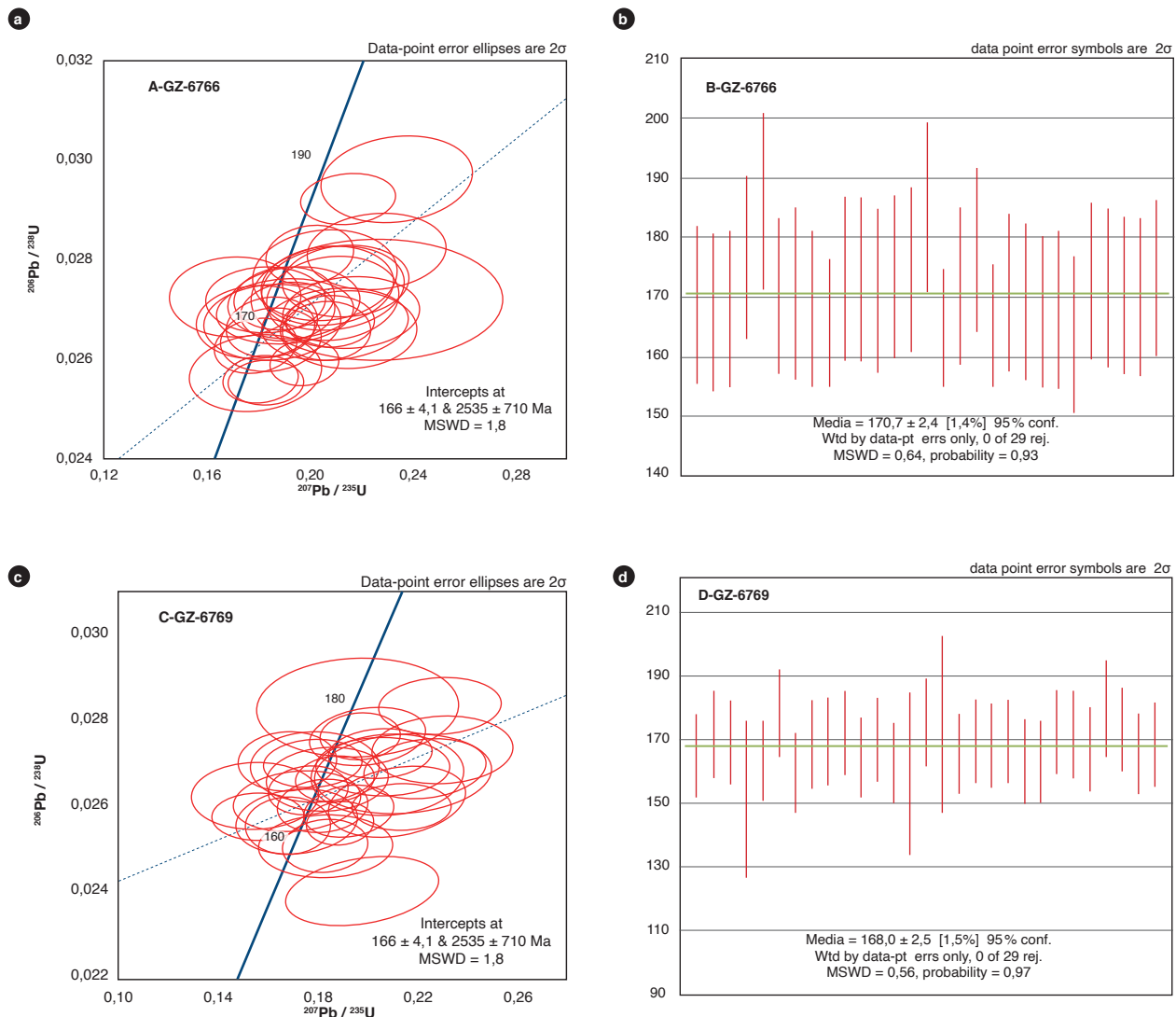


Figura 26. Edad U-Pb en circones. Diagrama de concordia y diagrama del cálculo de la media y la desviación estándar a y b) GZ-6766. c y d) GZ-6769.

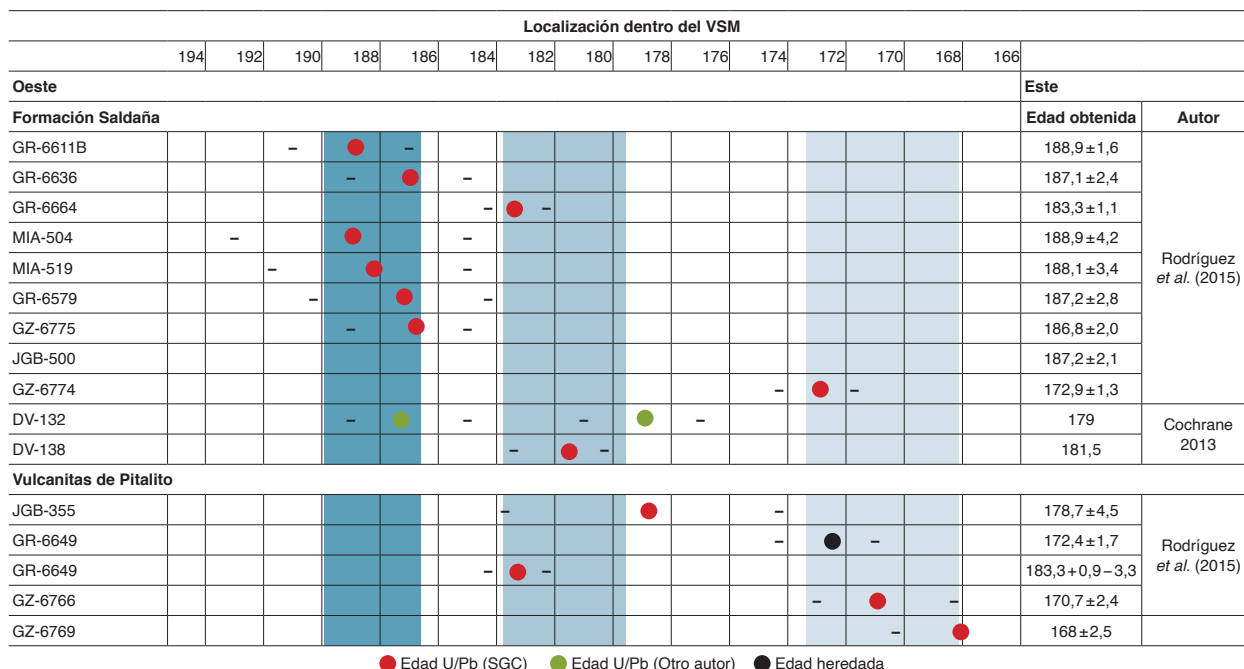


Figura 27. Edades obtenidas en rocas de la Formación Saldaña y en las vulcanitas de Pitalito. En azul, pulsos magmáticos asociados a edades en plutones del VSM.

tumayo, que comprenden los intervalos entre 168-173 Ma y 178-183 Ma. Aunque se realizó un número significativo de dataciones U/Pb, hacia el Putumayo quedaron vacíos de información correspondientes a algunos de los bloques más orientales sin dataciones.

En la muestra GR-6579 la relación Th/U varía entre 0,42 y 0,92; en la muestra GR-6636, entre 0,73 y 1,40, y en la muestra GR-6649, entre 0,74 y 3,25, con la mayoría de datos cercanos a 1; en la muestra JGB-355 varía entre 0,5 y 2,6, y en la muestra MIA-0504 varía entre 0,54 y 1,54, con la mayoría de valores de la relación Th/U alrededor de 1, lo que sugiere un origen ígneo, de acuerdo con Belousova *et al.* (2002), concordante con la forma prismática corta de los circones y la zonación oscilatoria concéntrica en algunas de las muestras (figura 28).

Los circones de las muestras GR-6579, GR-6636 y MIA-504 presentan, en general, relaciones Th/U más bajas que las muestras GR-6649 y JGB-355, como se observa en la figura 28. Esta diferencia concuerda con la localización espacial de las muestras y con la diferencia litológica, química y de edades de los pulsos que generaron las rocas.

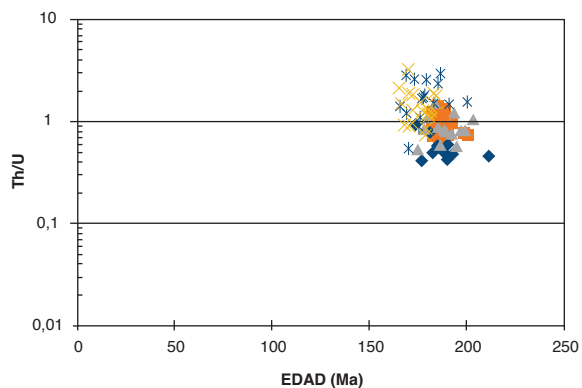


Figura 28. Relación Th/U contrastada con la edad, en circones de algunas muestras de la Formación Saldaña. Rombos (GR-6579), cuadros anaranjados (GR-6636), triángulos grises (MIA-504), x amarillas (GR-6649) y asteriscos azules (JGB-355).

La figura 29 muestra la relación Th/U contrastada con la edad en los circones heredados presentes en la muestra JGB-355. Los circones que muestran edades grenvillianas tienen relaciones de Th/U entre 0,1 y 0,6, mientras que los circones de edades concordantes con la orogénia San Ignacio tienen una relación Th/U de 1,2 a

1,6. La relación Th/U en el circón de 1630 Ma de edad es de 0,4.

El análisis de ICP-MS permite determinar la abundancia de los elementos traza de cada circón (tablas 7 y 8) de las muestras GR-6579, GR-6636, GR-6649, JGB-355 y MIA-504.

Los valores de REE se normalizaron al condrito (McDonough y Sun, 1995) y se calcularon las relaciones Pm* y Tm* en cada uno de ellos. En la figura 30 se presentan los patrones de tierras raras normalizados al condrito; se observa un comportamiento paralelo y homogéneo en la mayoría de los circones de las cinco muestras, con anomalía positiva de Ce, que indica un magma parental con condiciones oxidantes (Belousova *et al.*, 2002) y cristalización en las primeras fases de fraccionamiento magmático (Nardi *et al.*, 2013); además, las muestras presentan incremento en los valores de las REE medias hacia las pesadas, con anomalía negativa en Eu, que, según Belousova *et al.* (2002), es significativa en rocas que han sufrido fraccionamiento magmático con una tendencia hacia las rocas félsicas. La anomalía negativa de Eu sugiere que la plagioclasa fue creciendo durante la formación del circón.

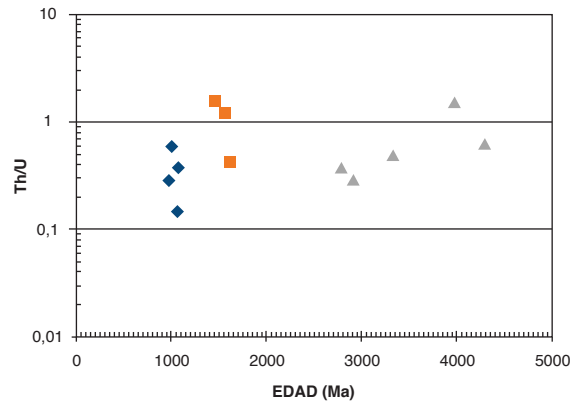


Figura 29. Relación Th/U contrastada con la edad, en circones heredados de la muestra JGB-355

Las muestras GR-6579 y MIA-504 presentan dos y un circón, respectivamente, anómalos, con un mayor enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE), lo que puede sugerir que estos circones cristalizaron junto con otro mineral abundante en los elementos de las LREE.

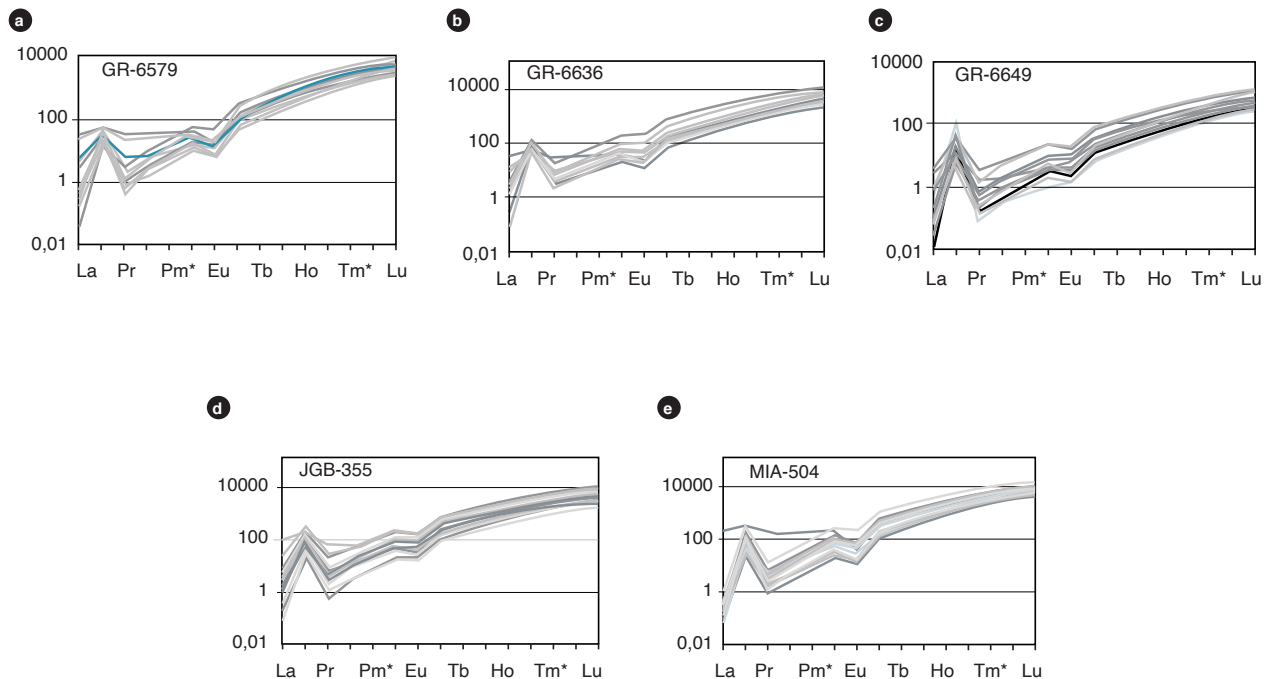


Figura 30. Patrón de análisis de tierras raras de circones de las muestras GR-6579, GR-6636, GR-6649, JGB-355 y MIA-504 normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995)

Según Wang *et al.* (2012), la química de algunas tierras raras en circones magmáticos permite diferenciar magmas generadores de granitos de tipo I, S y A. En la figura 31 (modificada a partir de Wang *et al.*, 2012) se muestran los campos de los diferentes tipos de magmas generadores de granitos y la localización de 99 análisis de circones correspondientes a las muestras datadas por U/Pb de la Formación Saldaña, que grafican en el campo de los magmas generadores de granitos de tipo I. Algunos circones se localizan por encima del campo de los granitos tipo I, en un mismo tren composicional en cada muestra.

Los valores de Pb encontrados en los circones de la Formación Saldaña y las vulcanitas de Pitalito son menores de 25 ppm; las concentraciones de Th varían entre 46 y 700 ppm, y únicamente ocho circones presentan concentraciones de Th > 700 ppm. La relación Th/Pb en la mayoría de los circones varía entre 12,2 y 60, lo que concuerda con las altas concentraciones en los granitos tipo I, que oscilan entre 15 y 60 (Wang *et al.*, 2012); por su parte, las concentraciones de Y están en el intervalo de los granitoides tipo I, que van de 500 a 4534 ppm (Wang *et al.*, 2012).

Tabla 7. Elementos traza a partir de circones, muestras GR-6579, GR-6636 y MIA-504

	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
GR-6579																					
Circón_036	110	43	1493	3.44	0.045	12.8	0.051	1.23	3.7	0.83	21.2	9.08	115	50.8	253	538	118.2	11060	5.143	63	148.3
Circón_038	-10	68	1611	2.53	-0	13.5	0.059	1.51	3.48	1.68	25.4	9.48	128.2	52.2	256	532	119.3	10230	4.85	83	143.6
Circón_039	-40	42	1261	1.24	0.053	6.91	0.079	1.38	2.85	1.29	18.8	7.1	97.7	40.7	205	430	94.3	11150	2.393	33.5	70.2
Circón_042	200	38	1352	3.19	0.72	19.3	0.33	3.1	3.18	0.52	21.9	7.85	108.3	46.3	219	471	95.4	13540	5.383	91.1	181.4
Circón_043	200	26	1925	2.23	0.061	15.7	0.084	1.36	5.16	1.11	34.4	12.47	162.1	66.5	313.4	614	123.2	14710	5.398	109.9	184.4
Circón_051	130	23	1566	3.63	0.97	34.6	0.36	3.01	3.6	1.02	23.9	8.35	120.4	49.9	250	590	126.9	17070	8.925	221.8	305
Circón_052	-160	26	1158	1.43	0.021	10.4	0.091	1.4	3.52	1.25	19	7.13	93.1	39.1	186	392	84.1	12820	3.58	48.7	105
Circón_053	30	18	1575	4.37	-0	25.1	0.096	1.36	2.46	0.59	25.6	9.02	120.4	51.1	257	579	123.9	16910	5.725	104	193.3
Circón_054	-20	19	2462	3.91	0.047	19.9	0.251	2.72	6.05	2.15	40	14.93	194.2	83	409	855	179.3	14430	6.068	104.7	197.1
Circón_055	-40	23	1425	3.53	0.008	20.8	0.037	1.41	3.07	0.52	20.9	8.13	111.5	46.5	229	514	109.4	15540	6.45	106.6	201.5
Circón_056	-70	16	682	2.01	0.027	17.1	0.059	0.71	1.4	0.42	9.23	3.67	45	20.42	110.3	302	71.6	15540	5.5	90.3	174
Circón_059	490	-19	1296	3.35	-0	19.6	0.05	1.14	2.3	0.53	20	8.77	109	44.9	216.5	454	96.9	12640	6.073	94.6	181.1
Circón_060	1200	-15	1425	3.62	5.7	33.2	1.9	11.4	5	0.95	26.4	9.15	120.3	48.8	233	469	98.9	11900	7.143	117	214.4
Circón_061	-80	-10	1432	3.91	0.025	22.2	0.092	1.05	3.64	0.56	23.9	8.71	116.3	48.1	231.9	494	106.2	14170	7.25	124	223
Circón_062	340	1	935	2.63	0.061	17.8	0.032	1.04	1.79	0.35	13.3	4.83	66.6	30.24	155.1	370	82	13220	4.648	76.78	135.9
Circón_063	130	33	2890	4.1	0.075	16.9	0.188	4.89	9	2.93	61.9	20.7	259	100.9	459	856	177.3	11690	8.175	175	245.9
Circón_064	-110	28	1478	5.14	0.15	22.3	0.058	1.13	3.8	0.4	22.1	8.4	112.5	50.3	240	532	112.6	13490	5.41	91.6	162.2
Circón_065	-110	16	2610	4.78	0.058	35.4	0.198	2.96	6.39	1.99	41.4	15.21	205	85.7	413	835	174.7	11800	8.375	241	262
Circón_066	910	19	3710	17.2	0.044	33.3	0.11	2.26	6.73	0.32	55.6	21.7	299	125.1	597	1193	245	16770	30.23	437.3	927
Circón_067	560	58	1780	5.73	1.29	20.8	0.58	3.2	4.25	0.67	25.7	9.8	134	59.1	285	628	136.4	13950	7.828	104.6	242.6
Circón_068	480	33	1710	4.39	-0	30.3	0.132	2.38	4.1	1.12	27.3	10.67	136.7	56	280	597	128.7	12360	8.123	252.1	270.4
Circón_069	410	23	1289	2.8	-0	12.8	0.034	1.2	2.4	0.66	16.9	6.57	93.1	41.47	210.9	503	117	11840	4.328	56.5	135.3
Circón_070_GR-6579	1510	19	1090	2.47	7.9	32.4	3	16.4	5.6	1.05	21.8	7.37	92.3	38.2	183	368.5	74.4	11170	4.688	79.9	144.9
GR-6636																					
Circón_036	190	33	3290	2.72	0.236	36.3	0.46	8.1	15.9	5.85	81.3	26.3	305	116	509	936	188	9030	4.425	174	135
Circón_039	340	16	1840	2.85	0.082	33.5	0.251	4.11	8.2	3.13	35.1	12.8	159	62.8	295	602	118.8	12570	3.39	84.9	110.2
Circón_042	1120	69	5330	4.65	1.47	89.3	1.59	17.1	29.2	13	155	48.4	551	193.5	853	1506	293.6	10110	13.8	388	421
Circón_043	240	8	2620	2.01	0.149	29.7	0.49	8.8	14.2	6.62	73.5	22.9	259	96.2	406	766	149.2	11520	3.128	133	107.6
Circón_044	350	6	1610	2.48	0.93	26.2	0.47	3.6	4.74	2.16	32	10.97	139.3	57.7	272	548	114.6	9290	2.678	59	84
Circón_047	190	-1	1145	2.93	1.7	32.3	0.84	5.1	5.3	1.6	21.5	8.07	92.6	39.5	184.5	408	87.9	12050	6	186	193.4
Circón_048	240	35	3040	5.14	0.053	79.8	0.259	4.5	9.7	4.77	60	19.7	255	100	462	899	185	9640	9.825	424.7	304
Circón_051	400	19	777	1.55	3.15	26.2	1.02	6.4	3.22	1.21	14.2	5.18	67.3	26.99	131	288.5	61.9	10150	2.32	51.48	71.7
Circón_053	350	39	3654	3.95	0.51	57.3	0.69	7.6	14.8	5.54	73.7	26.58	330.8	130.3	597	1176	231.8	11200	5.71	223.6	198
Circón_055	430	27	1870	2.81	0.059	32.9	0.344	5.06	8.5	2.55	38.5	13.3	162	64	305	676	140	11370	5.975	186	195
Circón_062	20	28	2700	4.39	0.13	40.2	0.253	3.49	6.5	3.36	46.3	16.84	212	88.7	416	873	181.7	11720	4.67	153.9	153.8
Circón_063	330	-8	2075	2.71	0.014	33.8	0.279	5.17	9.5	3.14	45.8	15.51	187.9	72.8	341.4	700	145.4	12880	4.13	127.7	132.7
Circón_064	60	13	996	1.28	7.9	34	2.5	15	6.6	2.04	24.4	7.22	87.4	34.3	165	353	76.9	10740	2.168	46.4	63.3
Circón_065	400	43	1740	2.75	0.215	28.5	0.301	3.4	5.61	2.63	32.3	10.87	142.2	58.6	281	597	125.6	11390	3.58	94.8	115.6

	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Circón_066	280	-10	2824	3.38	0.073	38.5	0.4	5.21	11.6	5.85	63.1	21.82	257.4	99.8	451	850	172.2	8500	4.103	137.7	124.1
Circón_067	60	14	1440	2.88	0.55	28.3	0.5	5	5.69	1.31	27.5	9.65	121.4	47.8	231	517	112.5	12440	5.985	164.7	195.6
Circón_069	260	-26	1212	3.52	0.5	41.6	0.29	2.43	3.02	0.69	23.7	8	99	41.4	206	457	89.3	17360	5.725	146.6	201.3
Circón_070	320	48	3090	3.89	0.138	47	0.196	4.3	10.4	4.54	60.5	21.4	279	109.1	503	954	197	9790	4.978	162	155.1
MIA-504																					
Circón_078	90	8	4030	11.7	0.22	135	0.58	7.7	19	4.14	109	34.4	409	154.6	660	1243	234	10740	14.68	593	500
Circón_080	430	2	1815	2.63	0.087	27	0.205	3.89	7.4	2.5	39.5	13.27	166	63.6	295	574	117.1	7500	5.835	134.1	160.4
Circón_082	-300	4	1475	1.91	0.013	17.5	0.124	1.99	3.96	1.88	22.7	9	114.4	51.5	238	498	103.4	6400	2.983	63.9	82.3
Circón_083	1230	33	2090	4.38	0.14	52.1	0.262	3.6	6.7	2.56	41.2	14	177	73	335	716	144	9910	6.4	183	206
Circón_084	###	25	3237	8	51	191	17	71	29	1.37	81	25.4	288	113.3	518.6	999	196.1	####	11.54	301	377
Circón_085	120	77	1325	1.63	0.063	13.2	0.178	2.69	4.5	1.98	19.5	8.79	109.2	44	211.2	437	93.4	6350	2.153	49	59.9
Circón_086	900	47	2550	2.64	0.085	37.5	0.204	3.04	9.2	4.49	46.3	15.3	201	86.2	396	801	166	9200	3.39	103.2	98.8
Circón_088	500	46	2040	11	0.16	50.6	0.119	1.07	3.5	0.62	31.1	10.8	154.9	67.2	332	763	157.4	13910	7.45	128.4	237
Circón_089	-360	-27	1260	2.72	0.033	14.7	0.079	1.04	2.71	0.64	19.5	7.6	103	42.8	207	449	93	9910	5.175	83	144
Circón_090	950	-1	1930	4.36	-0	57.1	0.175	2.73	6.1	2.81	36.4	13.7	173	67.3	315	606	121.7	8230	7.05	251	202
Circón_091	810	31	2830	4.8	0.062	61.9	0.34	6.2	11.4	5.65	68.2	21.3	262	97.4	430	842	162	9250	4.575	151	132
Circón_093	1480	12	7250	11.1	0.2	206	1.11	17	36.5	12.7	210	66.3	738	268	1141	2000	376	10240	17.8	860	560
Circón_094	800	9	2660	3.01	0.057	31.9	0.315	4.8	10.8	3.16	64.9	20.3	253	94.7	417	819	154	9650	7.615	178	218.3
Circón_096	1390	29	2820	8.7	0.144	48.5	0.26	2.71	6.6	1.11	43.4	17.3	221	95	447	960	188	14310	12.08	235	390
Circón_097_MIA-504	1410	38	2180	9.6	0.021	73.8	0.09	2.08	6.3	0.81	36.2	12.99	181.5	73	343	713	138.9	14500	11.02	299.3	342

Tabla 8. Elementos traza a partir de circones de las muestras GR-6649 y JGB-355

	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
GR-6649																					
Circón_001	2900	4	4750	6.92	8.7	244	3.16	27.2	32.8	9.07	129.4	40.2	464	165.3	701	1227	244	10620	5.468	319	185.7
Circón_002	2400	10	829	1.5	-0	21.4	0.137	1.55	1.61	0.93	14.4	4.86	64.6	26.4	131.1	321	71.9	13670	1.428	34.7	45.5
Circón_003	-2200	28	1357	2.77	0.39	42.6	0.187	1.84	3.64	1.68	21	7.79	103.9	43.3	214	496	109.8	8970	2.673	83	88.9
Circón_005	-200	-6	1750	6.19	1.7	74.1	0.79	3.7	4.87	1.85	24	9.43	124	52.8	270	723	168	15770	16	670	569
Circón_006	1400	24	964	2.96	-0	50	0.077	1.36	2.9	0.83	15.3	5.35	75	30.5	153.7	366	80.8	13320	4.703	159.8	166.1
Circón_007	-400	16	1184	2.52	0.33	32.8	0.222	3.54	4.95	1.66	25.3	7.98	99.3	38.8	181.3	419	91.7	10820	2.885	105.6	93.5
Circón_008	-1500	9	3040	7.46	-0	138	0.307	5.61	7.69	2.24	41.5	14.4	196	87.5	472	1290	295	12960	12.5	553	429
Circón_009	-1000	30	5860	35.2	0.082	673	0.88	21.1	41.7	13.06	183.6	54.5	592	203.5	850	1528	292.1	11440	28.58	3235	996
Circón_010	100	17	2630	4.45	2.16	105	1.23	11.9	15.8	4.92	71.3	22.5	253	92.5	412	818	173.3	8970	6.325	455	210
Circón_011	3000	32	2520	6.07	0.43	92.1	0.47	6.94	10.9	1.92	56.9	18.5	223	82.8	373	748	155	12190	11.08	725	389
Circón_012	-100	7	1253	3.91	0.092	74.4	0.124	2.06	2.81	1.26	18	6.16	83.8	36.2	199	512	119.8	12890	6.068	226.4	212
Circón_014	-700	9	1170	3.72	-0	46.5	0.072	1.49	3.82	1.09	18.4	6.64	86.4	37.4	186	472	106.2	13850	3.603	103.5	123
Circón_015	-1300	4	1412	4.55	0.044	59.8	0.134	2.52	3.53	1.14	22	7.52	94.9	43.5	230	591	133	15190	4.65	128	160
Circón_016	80	26	845	1.63	0.082	30.1	0.14	2.38	3.16	1.35	16.1	5.37	67.9	28.1	137	295	65.5	9130	4.18	178	135.4
Circón_017	-600	30	3277	22.1	0.16	181	0.156	2.92	6	1.79	39.8	16.21	226	100.6	532	1296	279.6	12870	13.45	445.7	471.5
Circón_018	-400	34	1694	3.69	-0	53.1	0.13	2.49	4.16	1.8	30.2	10.53	135.7	56.2	267.5	602	132	8710	3.365	120.5	104.3
Circón_019	870	10	1720	2.02	-0	43.7	0.161	2.74	6.3	3	34.2	11.72	149	57.5	277	571	126.6	9120	2.79	108	89
Circón_020	580	26	1035	3.28	-0	53.3	0.116	2.54	3.29	1.12	17.5	6.07	79.3	33	166	391	84.3	12910	4.015	130	135.4
Circón_021	1140	4	1980	4.18	0.129	88.4	0.209	4.02	7.9	2.93	43.3	14.5	178	67.1	314	579	121	7600	3.925	227	120
Circón_022	290	17	1498	5.96	0.68	63.4	0.25	2.47	2.93	1.33	20.2	7.31	105.2	46.5	249	652	149.6	14050	5.125	134.4	181
Circón_023	320	-10	2930	10.1	0.3	149	0.303	3.67	7.3	3.18	44.6	16.9	227	93.7	462	1043	225	13130	6.775	291	246
Circón_024	690	36	2230	1.43	0.055	41.3	0.503	6.03	10.9	5.5	50.8	16.14	190	74.2	344	689	151	7860	2.42	134.2	78.5
Circón_025	940	21	2602	1.78	0.049	55.6	0.61	9.7	15.4	6.21	72.7	21.9	240	86.3	395	772	161.2	10180	3.045	169.4	104.5
Circón_027	2320	1	1263	2.81	6.3	56.3	1.71	7.2	4.53	1.78	21.4	7.33	93.9	39.6	203	504	114.3	14020	3.75	111.2	128.2
Circón_028	750	-23	2870	13.8	0.04	151	0.136	1.96	5.19	1.35	32.6	12.41	180	81.8	455	1169	265.2	12900	14.73	651	485
Circón_029	-370	-14	1057	2.14	0.03	35.9	0.165	3.51	5.5	1.7	23.8	7.7	92.1	36	170.6	397	87.7	11450	2.613	81.9	80.9
Circón_030	-80	26	1610	4.25	6.5	74.2	1.69	8.9	6.6	1.54	31.4	10.3	126	53.4	260	573	127	13090	4.45	176	152
Circón_031	430	16	1611	4.49	0.51	73.8	0.43	3.79	5.2	2.62	31.3	10.53	137.1	53.4	244.5	499	106.1	6026	3.165	170.2	115.5
Circón_032	570	9	3048	3.84	0.226	84.2	0.565	10	15.9	6.91	76.2	24.16	276.3	107.1	476	969	201.2	8710	5.585	289	181.5
Circón_033	770	-15	5930	10.5	0.58	295	1.25	22.1	32.6	11.5	163	50.6	581	208	920	1700	336	11740	11.95	786	412
Circón_034	-380	2	2106	2.37	0.042	57.9	0.206	3.6	6.2	3.66	47.1	15.1	187.2	71.9	329.2	640	135.5	7040	3.5	186.9	106.1
Circón_035	-60	25	1623	1.56	0.05	40.6	0.328	4.46	6.47	2.38	35.4	11.88	140.4	53.4	255	548	118.1	9960	3.383	146.2	106.2

	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
	GJB-355																				
Circón_001	240	47	1137	2.41	0.022	13.8	0.052	1.29	2.75	1.27	20.6	7.05	97.7	37.3	181	454	90.7	13430	3.505	77.4	139
Circón_003	690	53	3220	7.1	0.13	155	0.6	8.3	17	6.35	104	30.2	331	109.7	466	851	157.1	9800	7.813	705.5	276.6
Circón_004	560	8	1800	2.03	1.37	49.4	0.56	5.61	7.9	2.98	43.1	13.3	156	60.3	280	580	109.9	9200	2.558	118.2	78.9
Circón_006	150	24	1526	5.57	0.42	58.5	0.185	3.99	6.59	1.91	35.7	11.83	141.1	52.8	233.4	472	88.6	10740	4.27	225	158.4
Circón_009	-40	67	3220	8.6	0.7	148	0.28	6.9	11.6	3.15	65.8	23.2	279	107.1	504	1116	186.3	12440	8.085	530	315.2
Circón_010	1270	8	2336	7.2	1.75	161	0.97	6.8	11.9	2.47	62.3	18.7	219	79.4	349	663	123	9140	10.13	984	341
Circón_013	-170	25	4960	8.1	1.9	197	1.87	16.1	30.9	9.3	138	44.1	487	175	747	1490	253	10680	9.05	780	325
Circón_014	450	70	4660	20.1	####	190	0.181	4.55	13.1	2.2	87.9	31.2	386	152	694	1465	248	13380	19.98	1100	723
Circón_015	600	30	1040	5.4	22.7	94	5.9	26.1	8.1	1.56	24.2	7.17	88.6	35.4	170.3	396	74.3	12550	8.05	249.9	285
Circón_018	330	28	1875	2.24	0.096	35.7	0.23	6.9	9.2	3.75	47.6	16.9	181.8	69	295.4	590	109.6	10900	2.92	128.1	106.7
Circón_022	60	23	1500	1.44	0.041	44.6	0.251	3.9	5.5	1.67	35.2	11.7	126	49	218	406	88	5380	3.025	146	93
Circón_023	360	46	2560	3.51	0.132	46.4	0.62	11.4	16.3	5.16	77.9	24.6	262	92.4	392	744	130	10540	4	255	141
Circón_026	-20	65	3130	5.59	0.087	129	0.38	4.34	11.1	5.64	67.2	23.14	275.8	105.6	468.4	915	161.6	9100	7.05	719	247
Circón_030	360	36	712	1.9	0.019	20.7	0.101	1.23	2.93	0.92	16.5	5.56	63.6	24.3	107.4	244	46.7	11060	1.683	66.3	61.7
Circón_032	-470	27	4330	4.8	6.03	197	2.53	25.9	32.8	9.61	132	38.4	441	156.6	654	1107	219.5	8700	6.27	556	213.4
Circón_033	-120	11	2970	6.52	1.01	140	0.76	8.7	16.3	3.25	71	23.3	279	99	447	842	152	11380	7.95	520	290

Los resultados obtenidos en la discriminación del tipo de magma y ambiente a partir de la química de los circones son concordantes con lo conseguido a partir de la química de rocas de la Formación Saldaña y las vulcanitas de Pitalito, es decir, la Formación Saldaña y las vulcanitas de Pitalito se generaron en un ambiente de arco continental calcoalcalino alto K a shoshonítico, y el magma presenta afinidad con magmas de granitos tipo I.

7. Correlación

La Formación Saldaña podría correlacionarse con otras unidades conformadas por rocas volcano-sedimentarias de ambiente subaéreo asociadas con capas rojas y de edad Triásica-Jurásica, tales como las formaciones Corual, Guatapurí, Jordán y Ranchogrande, entre otras, ubicadas en el norte de Colombia, pero la falta de dataciones de la mayoría de estas unidades no permite hacer comparaciones precisas de eventos magmáticos. La correlación, por lo tanto, se fundamenta en la litología y en un pobre registro fósil; por esta razón se considera preliminar.

La Formación Saldaña es equivalente a las anteriormente conocidas como post-Payandé *Red Beds* (Renz, en Trumpy, 1943), Formación post-Payandé (Nelson, 1959) y Formación El Salitre (Geyer, 1973).

Hacia el sur, en territorio de la República de Ecuador, se conoce la Formación Chapiza, también de carácter volcano-sedimentario, con capas rojas intercaladas, asignada sin mayores pruebas al Jurásico Medio a Superior. Esta unidad sería el equivalente litológico, y quizás cronológico, de la Formación Saldaña (Núñez, 2003).

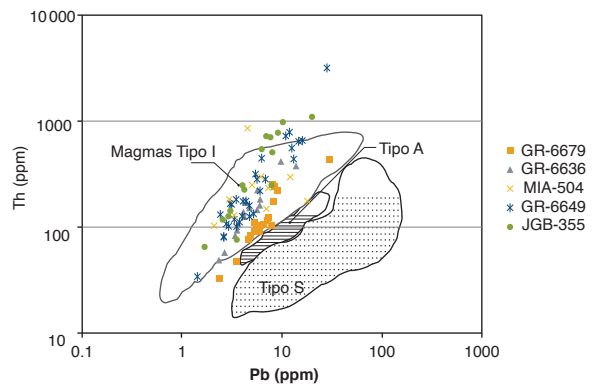


Figura 31. Diagrama de Th contrastado con Pb correspondiente a la discriminación de granitos tipo I, A y S; modificado a partir de Wang *et al.* (2012), en circones de la Formación Saldaña y las vulcanitas de Pitalito

En la Cuenca del Putumayo la industria del petróleo utiliza el nombre de Formación Motema (Cáceres y Teatin, 1985) para agrupar las secuencias de rocas volcano-sedimentarias del Triásico-Jurásico reportadas en esa área del territorio colombo-ecuadoriano. Litológicamente, esta unidad es también correlacionable con la Formación Saldaña. No obstante lo anterior, Ujueta (1999) aconseja no seguir utilizando el término.

De acuerdo con los resultados obtenidos a lo largo del presente estudio, no es conveniente hacer correlaciones entre unidades volcánicas de edad Jurásica hasta no tener claro a qué eventos magmáticos corresponden, pues a nivel del valle superior del Magdalena, al menos cuatro eventos magmáticos se dieron desde el Jurásico

Inferior hasta el Jurásico Superior, que generaron al menos dos cinturones de plutones y dos de rocas volcánicas de diferente edad.

Estos dos cinturones de rocas volcánicas se han denominado regionalmente, en conjunto, *Formación Saldaña*; sin embargo, necesariamente deben ser separadas, debido a que tienen diferente edad, composición química y distribución espacial, con diferencias de edades de aproximadamente 15 Ma.

Se propone utilizar el nombre de *Formación Saldaña* para designar las vulcanitas que afloran en el borde oriental de la cordillera Central, la serranía de Las Minas, el Arco de Natagaima y parte de la cuenca del Putumayo, con edades que pueden situarse entre los $188,9 \pm 4,2$ y $177,7 \pm 4,0$ Ma, sin incluir el miembro Chicalá y las sedimentitas de Montefrío, que se consideran el techo de la Formación Payandé. Además, se propone utilizar el nombre de *vulcanitas de Pitalito* para designar las rocas que afloran en la vía Pitalito-San Adolfo, donde se encuentran mejor expuestas, y que probablemente se extienden hasta la cuenca del Putumayo, y para la cual se reportan edades entre los $170,7 \pm 2,4$ y $168 \pm 2,5$ Ma, por lo cual representan el evento más joven en el arco jurásico del VSM y la cuenca del Putumayo. Las rocas con edades intermedias entre ambos pulsos magmáticos pueden estar asociadas a la Formación Saldaña o a las vulcanitas de Pitalito, y comprenden el intervalo de edades entre 178 y 183 Ma. La nueva unidad no ha sido separada cartográficamente, pero por las características macroscópicas encontradas en las labores de campo puede ser separada de la Formación Saldaña en una cartografía semidetallada. Se considera como sección tipo el corte Pitalito-San Adolfo, en el departamento del Huila.

8. Localidad tipo

La localidad tipo de la Formación Saldaña fue propuesta por Cediél *et al.* (1980) a lo largo de la vía Ataco-Planadas, y descrita por Bayona *et al.* (1994). Otras secciones de la Formación Saldaña se encuentran sobre las vías Natagaima-vereda Montefrío, Aipe-Praga, Los Guásimos-El Socorro-Santa María, San Luis-Aipecito, Pital-La Argentina, Pital-La Plata, Elías-Saladoblanco, Oporapa-Quituro, Prado-Dolores y Mocoa-Sibundoy

9. Génesis

Existen dos modelos tectónicos para el magmatismo jurásico de los Andes septentrionales colombianos: 1)

un magmatismo jurásico relacionado con la ruptura de Pangea y el desarrollo de un *rift* intracontinental (Pindell y Dewey, 1982; Ross y Scotese, 1988; Cediél *et al.*, 2000; Cediél *et al.*, 2003; Pindell *et al.*, 2011); 2) Un arco volcánico-plutónico de margen continental, que se basa en la geocronología U-Pb y Ar-Ar, y la geoquímica de rocas e isótopos (McCourt *et al.*, 1984; Toussaint, 1995; Bayona *et al.*, 1994; Meschede y Frisch, 1998; Bustamante *et al.*, 2010; Leal, 2011; Boschman *et al.*, 2014; Villagómez *et al.*, 2015; Spikings *et al.*, 2015).

Spikings *et al.* (2015) consideran que el arco se formó a partir de una sola zona de subducción ubicada al oeste del margen sudamericano, que habría actuado entre 209 y 114 Ma.

Algunos estudios recientes sugieren que las rocas jurásicas del valle superior del Magdalena, la cordillera Central, la serranía de San Lucas y la Sierra Nevada de Santa Marta se formaron en un arco continental (Bayona *et al.*, 2010; Villagómez *et al.*, 2015), mientras que las rocas equivalentes de la cordillera Oriental y el macizo de Santander son relativamente autóctonas de América del Sur (Villagómez *et al.*, 2015).

Bayona *et al.* (1994) concluyen que los materiales que constituyen las rocas volcánicas de la Formación Saldaña fueron generadas en estratovolcanes continentales, genéticamente relacionados con la evolución de márgenes convergentes, posiblemente en un ambiente de retroarco (*back-arc*).

Algunos datos paleomagnéticos y termocronológicos indican que los bloques jurásicos emigraron desde una posición sur hacia una posición norte (Bayona *et al.*, 2006; Bayona *et al.*, 2010), y enmascararon las relaciones tectónicas originales creando el aspecto de un arco fragmentado (Bayona *et al.*, 2010; Villagómez *et al.*, 2015).

De acuerdo con los resultados químicos y a las edades encontradas, la Formación Saldaña y las vulcanitas de Pitalito corresponden a magmas calcoalcalinos generados durante vulcanismo efusivo y explosivo, en un ambiente de arco de margen continental activa, afín con la serie calcoalcalina alta en K de la Formación Saldaña, y shoshonítica y calcoalcalina alta en K de las vulcanitas de Pitalito.

Las edades indican que las rocas volcánicas se generaron, al menos, durante tres pulsos magmáticos, que ocurrieron en los intervalos de edades de 190 a 186 Ma, 183 a 178 Ma y 173 a 168 Ma, este último correspondiente a las lavas más orientales, lo que sugiere una emi-

gración del vulcanismo, al igual que del plutonismo, de occidente hacia el oriente en el VSM.

La emigración del arco implicó cambios composicionales en los productos magmáticos: los plutones más antiguos que conforman el cinturón occidental del VSM son intermedios (cuarzomonzonitas, cuarzomonzodioritas y cuarzodioritas), con edades de cristalización que abarcan desde 195 hasta 186 Ma. Estos plutones coinciden espacialmente con las rocas volcánicas de la Formación Saldaña, que corresponden a lavas y rocas piroclásticas andesíticas y dacíticas, con edades similares y comportamiento geoquímico comparable.

El cinturón oriental de plutones en la VSM es más joven, corresponde a *stock* y batolitos de composición granítica, con edades de cristalización entre 173 y 168 Ma. Asociadas a este cinturón aparecen rocas volcánicas de composición riolítica, con edades similares a las de los plutones, a las que proponemos llamar *vulcanitas de Pitalito*.

En general, el arco jurásico del VSM estuvo activo entre 195 y 168 Ma. En este lapso de tiempo, el arco evolucionó de metaluminoso a peraluminoso, y las rocas volcánicas, de andesíticas a riolíticas.

10. Recursos minerales

Asociadas a la Formación Saldaña se conocen manifestaciones de Cu-Au relacionadas con pórfidos, *skarm* de Cu (Lobo-Guerrero, 2003) y venas y lentes hidrotermales de baritina (Velandia *et al.*, 2001b).

Referencias

- Bayona, G., García, D. y Mora, G. (1994). La Formación Saldaña: un ejemplo de acumulación en una cuenca de retro-arco. En F. Etayo (ed.), *Estudios geológicos del valle superior del Magdalena* (pp. 11-121). Universidad Nacional de Colombia y Ecopetrol.
- Bayona, G., Jiménez, G., Silva, C., Cardona, A., Montes, C., Roncancio, J. y Cordani, U. (2010). Paleomagnetic data and K-Ar ages from Mesozoic units of the Santa Marta Massif: A preliminary interpretation for block rotation and translations. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 817-831. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.10.005>
- Bayona, G., Rapalini, A. y Costanzo Álvarez, V. (2006). Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the Northern Andes and its Implications in Mesozoic Tectonics of Northwestern South America. *Earth, Planets and Space*, 58(Supp. 10), 1255-1272. <https://doi.org/10.1186/BF03352621>
- 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>
- Boschman, L., Van Hinsbergen, D., Torsvik, T., Spakman, W. y Pindel, J. (2014). Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic. *Earth-Science Reviews*, 138, 102-136. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.007>
- 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.
- Cáceres, H. y Teatin, P. (1985). Cuenca del Putumayo, provincia petrolera meridional de Colombia. En *Memorias del II Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas*, 1, 1-80.
- Cediel F., Mojica J. y Macía, C. (1981). Las formaciones Luisa, Payandé y Saldaña, sus columnas estratigráficas, características. *Geología Norandina*, 3, 11-19.
- Cediel, F. y Cáceres, C. (2000). *Geological Map of Colombia* (3.^a ed.). Geotec Ltd.
- Cediel, F., Mojica, J. y Macía, C. (1980). Definición estratigráfica del Triásico en Colombia, Suramérica: formaciones Luisa, Payandé y Saldaña. *Newsletters on Stratigraphy*, 9(2), 73-104. <https://doi.org/10.1127/nos/9/1980/73>
- Cediel, F., Shaw, R. y Cáceres, C. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean block. En *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*. Vol. 79. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M79877C37>
- Cochrane, R. (2013). *U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: Rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents* [Tesis de doctorado]. University of Geneva.
- Cossio, U., Rodríguez, G. y Rodríguez, M. (1994). *Mapa geológico de la plancha 283-Purificación, departa-*

- mento Tolima. Escala 1:100.000. Con memoria explicativa. Ingeominas.
- Geyer, O. (1973). Das präkretazische Mesozoikum von Kolumbien. En *Geologisches Jahrbuch*. Hannover.
- Hoskin, P. y Shallegger, U. (2003). The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 27-62. <https://doi.org/10.2113/0530027>
- 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.
- Le Bas, M., Le Maitre R., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H. y Woolley A. R. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press.
- Leal Mejía, H. (2011). *Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: A tectono-magmatic approach* [Tesis de doctorado]. Universitat de Barcelona.
- Lobo-Guerrero Sanz, A. (2003). *Gold and copper dissemination in the igneous-volcanic Saldaña Formation, Natagaima, Tolima, Colombia, and extension of the mineral province in the Andean cordillera*. Chilean Geological Congress, Concepción, Chile, 2003.
- Mccourt, W., Feininger, T. y Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 141, 831-845. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0831>
- 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)
- Meschede, M. y Frisch, W. (1998). Tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296(3-4), 269-291. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00157-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00157-7)
- Mojica, J. y Dorado, J. (1987). El Jurásico anterior a los movimientos intermálmicos en los Andes colombianos; parte A: Estratigrafía. En W. Volkheimer y E. Musacchio (eds.), *Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur* (pp. 49-110). Comité Sudamericano del Jurásico y el Cretácico.
- Mojica, J. y Llinás, R. (1984). Observaciones recientes sobre las características del basamento económico del valle superior del Magdalena en la región de Payandé-Rovira (Tolima, Colombia), y en especial sobre la estratigrafía del miembro Chicalá (parte baja de la Formación Saldaña). *Geología Colombiana*, 13, 81-128.
- Mojica, J. y Macía, C. (1982). Geología del extremo NE de la cuenca de Neiva (valle superior del Magdalena, región de Prado-Dolores, Tolima). *XXI Annual Field Trip*, Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo.
- Mojica, J. y Prinz-Grimm, P. (2000). La fauna de amonitas del Triásico Tardío en el miembro Chicalá (parte baja de la Formación Saldaña), en Payandé, Tolima, Colombia. *Geología Colombiana*, 25, 13-23.
- Morales, C., Velandia, F., Núñez, A. y Caicedo, J. (1998). *Mapa 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, H. (1959). *Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the sector between Ibagué and Cali*. Leidse Geologische Meedelingen. Leiden.
- Núñez, A. (2003). *Reconocimiento geológico regional de las planchas 411 La Cruz, 412 San Juan de Villalobos, 430 Mocoa, 431 Piamonte, 448 Monopamba, 449 Orito y 465 Churuyaco, departamentos de Caquetá, Cauca, Huila, Nariño y Putumayo*. Ingeominas.
- Paton, C., Woodhead, J., Hellstrom, J., Hergt, J., Greig, A. y Maas, R. (2010). Improved laser ablation U-Pb zircon

- geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(3). <https://doi.org/10.1029/2009GC002618>
- Pearce, J. (1996). *User's guide to basalt discrimination diagrams*. Association Géologique du Canada, short course notes, volume 12, 79-113.
- Peccerillo A. y Taylor, T. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Petrus, J. y Kamber, B. (2012). VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36(3), 247-270. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2012.00158.x>
- Pindell, J. y Dewey, J. (1982). Permo-Triassic reconstruction of Western Pangaea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region. *Tectonics*, 1(2), 179-211. <https://doi.org/10.1029/TC001i002p00179>
- Pindell, J., Maresch, W., Martens, U. y Stanek, K. (2011). The Greater Antillean Arc: Early Cretaceous origin and proposed relationship to Central American subduction mélanges: Implications for models of Caribbean evolution. *International Geology Review*, 54(2). <https://doi.org/10.1080/00206814.2010.510008>
- Rodríguez, G. y Fuquen, J. (1989). *Geología y prospección geoquímica de la plancha 302-Aipe (Huila)*. Ingeominas.
- Rodríguez, G., Arango, M., Zapata, G. y Bermúdez, J. (2015). *Características petrográficas, geoquímicas y edad U-Pb de los plutones jurásicos del valle superior del Magdalena*. XV Congreso Colombiano de Geología.
- Rodríguez, M., Rodríguez, G. y Viana, R. (1995). Contribución al conocimiento de las rocas sedimentarias de Montefrío (Jurásico Inferior, valle superior del Magdalena, Colombia). *Geología Colombiana*, 1(9), 45-57.
- Ross, M. y Scotese, C. (1988). A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155(1-4), 139-168. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90263-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90263-6)
- Schmid, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9(1), 41-43. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1981\)9<41:DNACOP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1981)9<41:DNACOP>2.0.CO;2)
- Shand, S. (1943). *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons.
- Solari, L., Gómez Tuena, A., Bernal, J., Pérez Arvizu, O. y Tanner, M. (2010). U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5-18. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x>
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., Van Der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W. y Beate, B. (2015). The geological history of Northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean large igneous province (290-75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>
- Stacey, J. y Kramers, J. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a 2-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 207-221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Streckeisen, A. (1978). IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks; recommendation and suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 134, 1-14.
- 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>
- Toussaint, J. (1995). *Evolución geológica de Colombia: Triásico-Jurásico*. Universidad Nacional de Colombia.
- Trumpy, D. (1943). Pre-Cretaceous of Colombia. *GSA Bulletin*, 54(9), 1261-1304. <https://doi.org/10.1130/GSAB-54-1281>
- Ujueta, G. (1999). La cordillera Oriental colombiana no se desprende de la cordillera Central. *Geología Colombiana*, 24, 3-28.
- Velandia, F., Ferreira, P., Rodríguez, G. y Núñez, A. (2001a). *Levantamiento geológico de la plancha 366 Garzón. Memoria explicativa*. Ingeominas.
- Velandia, F., Núñez, A. y Marquín, G. (2001b). *Mapa geológico departamento del Huila. Escala 1:300.000. Memoria explicativa*. Ingeominas.

- Villagómez, D., Martens, U. y Pindell, J. (2015). *Are Jurassic and some older blocks in the Northern Andes in-situ or far-travelled? Potential correlations and new geochronological data from Colombia and Ecuador*. Simposio: Tectónica Jurásica en la parte noroccidental de Sur América y bloques adyacentes.
- Wang, Q., Zhu, D., Zhao, Z., Guan, Q., Zhang, X., Sui, Q., Hu, Z. y Mo, X. (2012). Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53, 59-66. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2011.07.027>
- Winter, J. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.
- Wood, D. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- Zapata, G., Rodríguez, G., Arango, M. y Bermúdez, J. (2015). *Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia: cuarzomonzodiorita de Páez-cordillera Central, Cauca-Huila*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

