



# Perspectivas petrográficas y geoquímicas de la Unidad Azafrán, en la sección Río Blanco – La Esperanza, Baños, Ecuador

Petrographic and geochemical perspectives of the Azafrán Unit in the Río Blanco – La Esperanza section, Baños, Ecuador

Darwin P. CONDOY-GUIRACOCHA\*,<sup>ID</sup> Oswaldo P. PICO-CARRASCO,<sup>ID</sup> Jonathan V. ALBUJA-BOADA,<sup>ID</sup> Christian W. ROMERO-CÓNDOR,<sup>ID</sup> Ricardo V. ANDRADE-TERÁN,<sup>ID</sup> Erick S. CRUZ-CARRILLO,<sup>ID</sup> Gabriela C. ANDRADE-LESCANO,<sup>ID</sup>

Proyecto de Investigación Geológico y Disponibilidad de Ocurriencias Minerales en el Territorio Ecuatoriano. Dirección de Gestión de la Información. Instituto de Investigación Geológico y Energético. Quito. Ecuador.

\* Autor correspondiente: <darwin.condoy@geoenergia.gob.ec>

## Resumen

En investigaciones previas se documentaron las mejores exposiciones de la Unidad Azafrán en la sección Río Blanco–La Esperanza; no obstante, se carece de información detallada sobre su petrografía, geoquímica, el grado y tipo de metamorfismo. El presente estudio se orienta a caracterizar la litoestratigrafía, petrografía, geoquímica y grado metamórfico de la Unidad Azafrán, con el propósito de comprender su evolución geológica y tectónica. La investigación examina la variabilidad litológica y metamórfica observada en campo, evaluando su relación con procesos magmáticos y de deformación tectónica. Mediante un trabajo de cartografía geológica detallada se recolectaron doce muestras representativas de la unidad Azafrán. Los resultados indican que la Unidad Azafrán está compuesta por monzogranitos, esquistos y gneises, con texturas fanelíticas y granoblásticas. La geoquímica evidencia afinidad calco-alcalina de alto potasio y enriquecimiento en elementos incompatibles, lo que sugiere un origen magmático vinculado a procesos de subducción.

► Ref. bibliográfica: Condoy-Guiracocha, D. P.; Pico-Carrasco, O. P.; Albuja-Boada, J. V.; Romero-Condor, C. W.; Andrade-Terán, R. V.; Cruz-Carrillo, E. S.; Andrade-Lescano, G. C. 2025. "Perspectivas petrográficas y geoquímicas de la Unidad Azafrán, en la sección Río Blanco – La Esperanza, Baños, Ecuador". *Acta Geológica Lilloana* 36 (2): 337-363. DOI: <https://doi.org/10.30550/j.agl/2100>

► Recibido: 17 de diciembre 2025 – Aceptado: 16 de octubre 2025.



► URL de la revista: <http://actageologica.lillo.org.ar>

► Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons Atribución – No Comercial – Sin Obra Derivada 4.0 Internacional.

El metamorfismo está dominado por facies de esquistos verdes, con gradientes de temperatura y presión que oscilan entre 350 °C y 500 °C, y entre 3 y 8 kbar, respectivamente. En este contexto, los resultados confirman que las series de rocas graníticas metamorfizadas de la Unidad Azafrán estuvieron sometidas a entornos tectono-metamórficos dinámicos, donde interactuaron procesos de deformación y magmatismo en un marco de margen continental activo. La heterogeneidad estructural identificada descarta episodios metamórficos homogéneos y constituye evidencia de variaciones espaciales y temporales en la intensidad de los eventos tectónicos y metamórficos.

**Palabras clave:** Azafrán, Petrografía, Geoquímica, Metamorfismo dinámico, Ecuador.

## Abstract

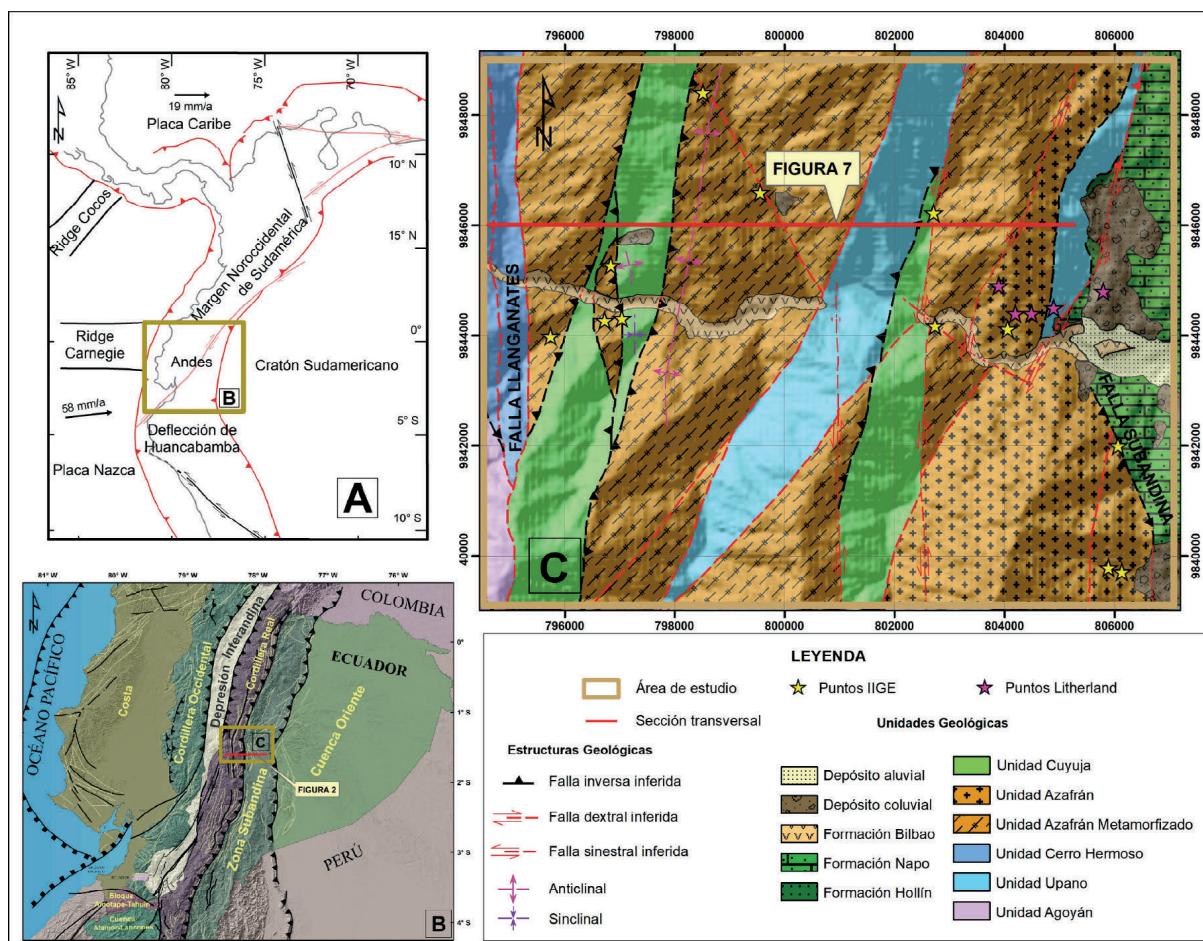
Previous investigations documented the best exposures of the Azafrán Unit in the Río Blanco–La Esperanza section; however, detailed information regarding its petrography, geochemistry, and the degree and type of metamorphism is lacking. The present study aims to characterize the lithostratigraphy, petrography, geochemistry, and metamorphic grade of the Azafrán Unit in order to understand its geological and tectonic evolution. The research examines the lithological and metamorphic variability observed in the field, evaluating its relationship with magmatic processes and tectonic deformation. Through detailed geological mapping, twelve representative samples of the Azafrán Unit were collected. The results indicate that the unit is composed of monzogranites, schists, and gneisses, with phaneritic and granoblastic textures. Geochemical analyses reveal a high-K calc-alkaline affinity and enrichment in incompatible elements, indicating a magmatic origin associated with subduction processes. Metamorphism is characterized by greenschist facies, with temperature and pressure gradients ranging from 350 °C to 500 °C and from 3 to 8 kbar, respectively. In this context, the findings confirm that the metamorphosed granitoid series of the Azafrán Unit was subjected to dynamic tectono-metamorphic environments, where deformation and magmatism interacted within an active continental margin framework. The identified structural heterogeneity rules out homogeneous metamorphic episodes and constitutes evidence of spatial and temporal variations in the intensity of tectonic and metamorphic events.

**Keywords:** Azafrán, Petrography, Geochemistry, Dynamic Metamorphism, Ecuador.

## INTRODUCCIÓN

Al norte de la deflexión de Huancabamba, la Cordillera de los Andes es el principal rasgo morfológico de la margen noroccidental de Sudamérica y constituye un claro ejemplo de un cinturón montañoso desarrollado frente a una zona convergente, en donde la placa de Nazca se subduce bajo la placa Sudamericana (Gansser, 1973). Los Andes ecuatorianos se componen de dos cordilleras genéticamente distintas, al oeste la cordillera Occidental y al este la cordillera Real, ambas separadas por el valle Interandino (Romero *et al.*, 2024). La cordillera Real constituye un núcleo de rocas sedimentarias e ígneas, de edad Paleozoica a Mesozoica afectadas por múltiples episodios extensivos y compresivos desarrollados desde el Triásico a la actualidad (Spikings *et al.*, 2021). Al este de la cordillera Real, la zona Subandina corresponde a una zona de transición desde rocas metamórficas de la cordillera Real a secuencias de rocas sedimentarias y volcanoclásticas de la cuenca Oriente (Baby *et al.*, 2013). La zona Subandina a su vez es considerada una zona exhumada, corrida y plegada, que se compone de dos megas antiformes, el levantamiento Napo al norte y la cordillera Cutucú al sur, separadas por la depresión Pastaza (Díaz *et al.*, 2003; Romero *et al.*, 2025).

Tradicionalmente, la estructura de la cordillera Real fue estudiada en función de cinco terrenos litotectónicos (Figura 1), separados por estructuras regionales, de oeste a este estos terrenos son: Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora (Litherland *et al.*, 1994). El terreno Guamote incluye a cuarcitas y filitas, depositadas en una margen pasiva en el intervalo Jurásico Superior a Cretácico Inferior (Leica Pérez, 2023). El límite este del terreno Guamote es considerada la falla Peltetec, al este de esta estructura aflora el terreno Alao, que agrupa a secuencias de arco volcánico del Cretácico Inferior con distinto grado de metamorfismo (Carrasco *et al.*, 2023). A través de la falla Baños, el terreno Alao es separado del terreno Loja (Aspend *et al.*, 1992). El terreno Loja agrupa a rocas semi-pelíticas metamorfoseadas y meta-intrusiones vinculadas al rift reportado en la margen continental de Sudamérica en el Triásico Superior (Spikings *et al.*, 2015). La falla Llanganates separa al terreno Loja del terreno Salado (Aspend *et al.*, 1992). El terreno Salado definido por Litherland *et al.* (1994) incluye a meta-pelitas, secuencias de rocas carbonatadas metamorfoseadas y esquistos de bajo grado metamórfico agrupadas en la Unidad Cerro Hermoso. Secuencias ricas en rocas meta-psamíticas, esquistos de cuarzo y filitas son incluidas en la Unidad Cuyuja. También se incluyen en el terreno Salado, a secuencias de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias metamorfoseadas de la Unidad Upano (Romero *et al.*, 2025). Estas unidades litoestratigráficas son afectadas por la Unidad Azafrán, la cual, según Cochrane (2013) se refiere a una serie de plutones de composición intermedia, metamorfizados, deformados y cizallados, que en ocasiones exhiben textura milonítica y gneísica producto de metamorfismo regional (Litherland *et al.*, 1994; Pratt *et al.*, 2005).



**Figura 1.** Mapa de ubicación. A. Esquema tectónico de la margen noroccidental de Sudamérica. B. Esquema morfo-tectónico de la margen continental de Ecuador. C. Esquema geológico regional. Modificado de Romero *et al.* (2025).

En este contexto, Pratt *et al.* (2005) reporta las mejores exposiciones de la Unidad Azafrán en el trayecto desde Baños a Puyo, sin embargo, el detalle petrográfico, geoquímico y el estilo de deformación aún no ha sido reportado, generando incertidumbre en cuanto a la definición del grado metamórfico y el tipo de metamorfismo. Por esta razón, en esta investigación a partir de nuevos datos de campo (litológicos y estructurales) recolectados en la sección de río Blanco – San Francisco (Figura 1), análisis petrográficos y estudios geoquímicos se examinan las características de la roca protolito, el tipo y el grado de metamorfismo de la Unidad Azafrán.

## MATERIALES Y MÉTODOS

Esta investigación presenta la caracterización litoestratigráfica, petrográfica y geoquímica de los granitoides vinculados a la Unidad Azafrán, según el siguiente detalle.

## Trabajo de Campo

La revisión de antecedentes de la zona de estudio incluyó la sistematización de información bibliográfica considerando: mapas y secciones geológicas históricas, artículos científicos e informes técnicos. La información analizada fue organizada y ploteada en un sistema de información geográfica (SIG), con el fin de obtener la ubicación espacial de afloramientos históricos y secciones en las cuales se definió la Unidad Azafrán. En lo posterior, se analizaron imágenes satelitales con el fin de definir características geomorfológicas y estructurales regionales de interés; además de localizar posibles accesos a la zona de estudio. Considerando la información bibliográfica, recopilada, analizada y sistematizada, se definió la zona del levantamiento de información geológica en la sección del río Blanco – San Francisco. El trabajo de campo se enfocó en la discriminación litológica a partir de la caracterización mineralógica, la descripción de la textura de las rocas, el levantamiento de datos estructurales y la recolección sistematizada de muestras de interés para análisis de laboratorio (Tabla 1).

**Tabla 1.** Resumen de muestras analizadas para la Unidad Azafrán.

Muestra	UTM-X	UTM-Y	Petrografía	Geoquímica	Observaciones
RA1-00205-M1	795 738	9 843 997	X	X	Este estudio
RB2-00002-M1	796 850	9 845 278	X	X	Este estudio
RB2-00004-M1	796 729	9 844 281	X	X	Este estudio
DC3-00452-M2	799 561	9 846 598	X	X	Este estudio
DC3-00462-M1	802 738	9 844 174	X	X	Este estudio
SB2-00002-M1	798 521	9 848 413	X	X	Este estudio
SB2-00017-M1	802 998	9 846 620	X	X	Este estudio
SB2-00022-M1	805 897	9 839 783	X	X	Este estudio
SB2-00023-M1	806 142	9 839 706	X	X	Este estudio
OP1-00015-M1	806 073	9 842 000	X	X	Este estudio
SB2-00011-M1	804 066	9 844 119		X	Este estudio
RB2-00003-M1	797 038	9 844 319	X	X	Este estudio
CR8A	805 800	98 445 00		X	Litherland <i>et al.</i> , (1994)
CR8B	804 900	98 445 00		X	Litherland <i>et al.</i> , (1994)
CR8D	804 500	98 444 00		X	Litherland <i>et al.</i> , (1994)
CR8E	804 200	98 444 00		X	Litherland <i>et al.</i> , (1994)
CR8F	803 900	98 449 00		X	Litherland <i>et al.</i> , (1994)
CR8H	803 900	98 449 00		X	Litherland <i>et al.</i> , (1994)

## Análisis petrográfico

Durante el levantamiento geológico se recolectaron doce (12) muestras de roca que fueron utilizadas para secciones delgadas. Estas muestras fueron analizadas bajo el microscopio petrográfico a luz natural y polarizada. En el análisis permitió identificar, describir y cuantificar facies minerales y microestructuras. En lo posterior, se calcularon las proporciones modales de cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasa (Tabla 2), con el fin de plotear estos datos en diagramas de discriminación litológica.

**Tabla 2.** Resultados de análisis petrográficos determinados para la Unidad Azafrán en el presente estudio.

Muestras	Q %	A %	P %
RA1-00205-M1	59,46	18,92	21,62
RB2-00002-M1	62,5	20,83	16,67
RB2-00004-M1	60,47	16,28	23,26
DC3-00452-M2	27,78	44,44	27,78
DC3-00462-M1	34,48	31,03	34,48
SB2-00002-M1	57,69	26,92	15,38
SB2-00017-M1	51,11	24,44	24,44
SB2-00022-M1	28,57	26,79	44,64
SB2-00023-M1	28,3	30,19	41,51
OP1-00015-M1	30,3	31,82	37,88
SB2-00011-M1	39,66	25,86	34,48
RB2-00003-M1	50	35	15

## Análisis geoquímico

El estudio geoquímico realizado a doce (12) muestras de granitoides metamorfizados y deformados, incluyó la medición de elementos mayores, elementos traza y tierras raras (REE). Estos análisis se realizaron en los laboratorios químicos del Instituto de Investigación Geológico y Energético del Ecuador (IIGE).

La trituración primaria de cada una de las muestras consiste en la disgregación de forma manual de la muestra, en un entorno controlado y libre de contaminación, con la ayuda de un combo y una pila planar de resistencia. Los fragmentos resultantes se limpiaron mediante exposición con ácido clorhídrico al 0,05% y agua purificada tipo II. Posteriormente, se secaron y trituraron en seco utilizando molinos de mandíbulas y discos de ágata, hasta obtener partículas con un tamaño inferior a 200 micras. Estas partículas fueron pulverizadas en una cámara rotatoria con cilindro uniforme de ágata.

Para la determinación de elementos mayores, se empleó fluorescencia de rayos X (XRF) con perla fundida, según el procedimiento descrito por Oyedotun (2018). Los elementos traza fueron analizados mediante espectrometría de emisión óptica con plasma acoplado inductivamente (ICP-OES), utilizando digestión completa con una mezcla de cuatro ácidos, de acuerdo con Kumar *et al.* (2013).

Para la caracterización de tierras raras (REE), se aplicó espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) tras una digestión por fusión alcalina, según Pinto *et al.* (2012). Los resultados de los análisis geoquímicos se presentan en la Tabla 3.

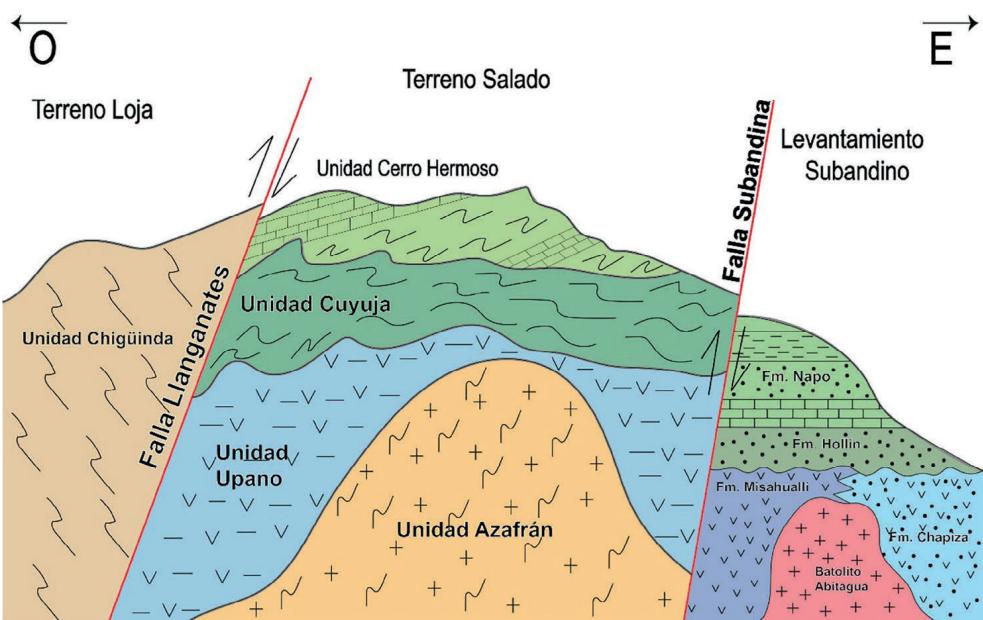
**Tabla 3 (parte 1 de 2).** Resultados de análisis geoquímicos determinados para la Unidad Azafrán en el presente estudio.

Muestra	RA1-205-M1	RB2-002-M1	RB2-004-M1	DC3-452-M2	DC3-462-M1	SB2-002-M1	SB2-017-M1	SB2-022-M1	SB2-23-M1
Elementos mayores [%]									
SiO <sub>2</sub>	59,62	60,55	67,72	59,74	70,98	70,24	62,08	66,75	73,36
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,54	0,34	0,48	0,16	0,20	0,44	0,22	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,13	17,20	15,98	17,49	15,04	14,77	16,43	16,85	15,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,93	6,86	4,04	6,24	1,94	2,42	5,26	2,67	1,56
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,13	0,10	0,16	0,06	0,07	0,15	0,06	0,04
MgO	2,69	2,86	1,62	2,21	0,53	0,61	2,25	0,40	0,42
CaO	3,67	4,20	1,83	5,18	1,22	1,77	3,15	0,65	0,17
Na <sub>2</sub> O	3,66	3,42	3,32	3,09	3,17	3,28	4,55	5,92	5,00
K <sub>2</sub> O	2,23	2,16	3,05	2,43	4,78	3,87	3,11	3,08	2,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,13	0,08	0,13	0,06	0,06	0,19	0,08	0,02
TOTAL	94,02	96,05	96,34	95,63	97,01	96,20	95,55	95,42	96,47
LOI	1,72	2,06	1,77	1,564	0,940	1,127	2,117	1,31	1,63
Elementos traza [%]									
Y	19,62	22,73	17,97	20,92	9,81	18,09	17,71	11,91	9,30
Pb	<25,00	<25,00	<25,00	<25,00	<25,00	<25,00	<25,00	<25,00	<25,0
Th	1,97	8,17	9,09	4,14	18,97	25,48	9,09	5,69	10,87
U	2,23	2,38	3,22	1,89	6,21	7,26	3,63	3,15	3,68
Sc	12,80	21,92	7,62	21,17	3,40	7,14	12,17	2,40	2,05
V	108,80	172,80	53,35	155,10	33,16	42,88	129,40	22,98	11,86
Cr	<22,00	<22,00	<22,00	<22,00	<22,00	<22,00	<22,00	<22,00	<22,0
Co	26,02	47,48	41,64	48,74	52,17	55,29	36,79	21,36	36,73
Ni	<10,00	<10,00	<10,00	<10,00	<10,00	<10,00	<10,00	<10,00	<10,0
Cu	32,02	110,30	692,90	<25,00	53,68	<25,00	63,97	50,93	102,50
Zn	58,52	<50,00	63,37	72,71	<50,00	<50,00	58,79	<50,00	<50,00
Ga	13,12	17,39	12,62	14,37	11,28	12,28	13,36	17,28	16,84
Rb	59,32	76,12	89,56	57,62	94,50	93,83	85,90	45,49	44,89
Sr	437,80	321,40	183,30	322,00	345,60	209,90	420,30	294,30	89,31
Ba	495,80	541,30	690,70	999,30	1351,00	625,80	828,70	1327,00	749,00
Ti	3673,00	3281,00	2669,00	3060,00	1148,00	1388,00	2928,00	1475,00	531,80
Tierras raras [%]									
La	8,68	17,04	20,16	14,06	22,93	19,22	19,88	22,24	29,09
Ce	22,13	35,85	45,87	31,81	41,95	38,99	43,03	34,63	44,66
Pr	3,24	4,62	5,54	4,21	4,50	4,51	5,37	3,86	4,94
Nd	14,33	19,15	20,59	16,67	14,44	15,97	20,00	13,23	15,49
Sm	3,25	4,12	3,81	3,80	2,17	3,01	4,00	2,44	2,36
Eu	1,01	1,24	0,97	1,25	0,99	1,02	1,19	1,22	0,60
Gd	3,51	4,29	3,77	3,91	2,09	3,21	3,86	2,36	2,28
Tb	0,49	0,49	0,46	0,51	0,23	0,40	0,45	0,19	0,06
Dy	3,11	4,05	3,07	3,34	1,40	2,57	3,04	2,20	1,86
Ho	0,64	0,95	0,57	0,71	0,28	0,54	0,55	0,48	0,38
Er	1,86	2,60	1,83	2,07	0,98	1,84	1,73	1,55	1,24
Tm	0,26	0,39	0,24	0,29	0,13	0,25	0,24	0,25	0,24
Yb	1,90	2,50	1,94	2,04	1,09	1,91	1,84	1,67	1,49
Lu	0,10	<0,038	0,16	0,13	<0,038	0,17	0,12	<0,038	<0,038

**Tabla 3 (parte 2 de 2).** Resultados de análisis geoquímicos determinados para la Unidad Azafrán en el presente estudio.

Muestra	OP1-15-M1	SB2-011-M1	RB2-003-M1	CR8A	CR8B	CR8D	CR8E	CR8F	CR8H
<b>Óxidos mayores [%]</b>									
SiO <sub>2</sub>	73,14	74,49	61,82	76,36	76,68	76,84	76,63	76,51	76,12
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,10	0,36	0,12	0,13	0,12	0,11	0,11	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,27	13,76	15,77	13,15	13,07	12,92	13,05	13,02	3,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,28	0,96	4,62	0,67	0,43	0,56	0,54	0,52	0,62
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,11	0,10	0,09	0,08	0,08	0,10	0,10	0,11
MgO	0,24	0,11	1,64	0,06	0,08	0,10	0,07	0,03	0,03
CaO	0,44	0,48	3,97	0,83	0,82	0,52	0,75	0,73	0,54
Na <sub>2</sub> O	4,21	3,68	3,46	3,95	3,87	4,04	3,98	3,98	4,35
K <sub>2</sub> O	4,12	4,41	2,52	4,38	4,48	4,33	4,44	4,44	4,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	<0,01	0,10	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
TOTAL	97,20	97,53	93,01	100	100	100	100	100	99,85
LOI	0,743	0,59	1,41	0,42	0,41	0,42	0,39	0,4	0,32
<b>Elementos traza [%]</b>									
Y	11,70	13,41	15,32	13,00	14,00	14,00	15,00	19,00	18,00
Pb	<25,0	<25,0	<25,00	13,00	13,00	14,00	11,00	11,00	18,00
Th	11,44	15,59	2,41	9,00	13,00	11,00	11,00	15,00	11,00
U	3,62	4,80	1,36	-	-	-	-	-	-
Sc	1,61	2,43	9,19	-	-	-	-	-	-
V	10,31	14,52	80,02	10,00	14,00	1,00	7,00	0,00	4,00
Cr	<22,0	<22,0	<22,00	17,00	23,00	18,00	25,00	22,00	27,00
Co	44,76	55,24	36,23	-	-	-	-	-	-
Ni	<10,0	<10,0	<10,00	2,00	3,00	2,00	2,00	3,00	1,00
Cu	<25,00	<25,00	<25,00	0,00	2,00	0,00	0,00	1,00	1,00
Zn	<50,00	<50,00	60,91	32,00	25,00	24,00	23,00	22,00	27,00
Ga	13,65	15,71	13,42	13,00	13,00	11,00	13,00	12,00	12,00
Rb	88,97	119,53	64,46	103,00	30,00	110,00	112,00	114,00	109,00
Sr	109,00	74,14	397,70	90,00	78,00	80,00	78,00	74,00	63,00
Ba	558,10	463,90	658,00	747,00	457,00	571,00	675,00	638,00	746,00
Ti	951,20	688,80	2814,00	-	-	-	-	-	-
<b>Tierras raras [%]</b>									
La	29,38	26,74	13,20	5,00	1,00	5,00	16,00	8,00	11,00
Ce	48,54	41,93	29,34	8,00	7,00	18,00	29,00	12,00	21,00
Pr	4,94	4,31	3,64	-	-	-	-	-	-
Nd	15,48	13,37	14,38	5,00	7,00	13,00	15,00	9,00	8,00
Sm	2,32	2,42	2,69	-	-	-	-	-	-
Eu	0,44	0,42	1,06	-	-	-	-	-	-
Gd	2,30	2,09	2,85	-	-	-	-	-	-
Tb	0,23	0,14	0,37	-	-	-	-	-	-
Dy	1,71	2,24	2,31	-	-	-	-	-	-
Ho	0,32	0,49	0,50	-	-	-	-	-	-
Er	1,11	1,56	1,60	-	-	-	-	-	-
Tm	0,14	0,29	0,20	-	-	-	-	-	-
Yb	1,38	1,60	1,74	-	-	-	-	-	-
Lu	0,06	<0,038	0,09	-	-	-	-	-	-

La exactitud de los análisis XRF se estimó en un 1% para los óxidos mayores, mientras que, la precisión analítica fue superior al 3% para elementos con concentraciones mayores a 200 ppm y entre el 5% al 10% para aquellos con concentraciones inferiores a 200 ppm. Los óxidos y oligoelementos fueron cuantificados utilizando estándares internacionales (Qi *et al.*, 2008) en el laboratorio químico del Instituto de Investigación Geológico y Energético del Ecuador.



**Figura 2.** Esquema litoestratigráfico del terreno Salado, considerando a Litherland *et al.* (1994), Gramal *et al.* (2021) y Romero *et al.* (2025).

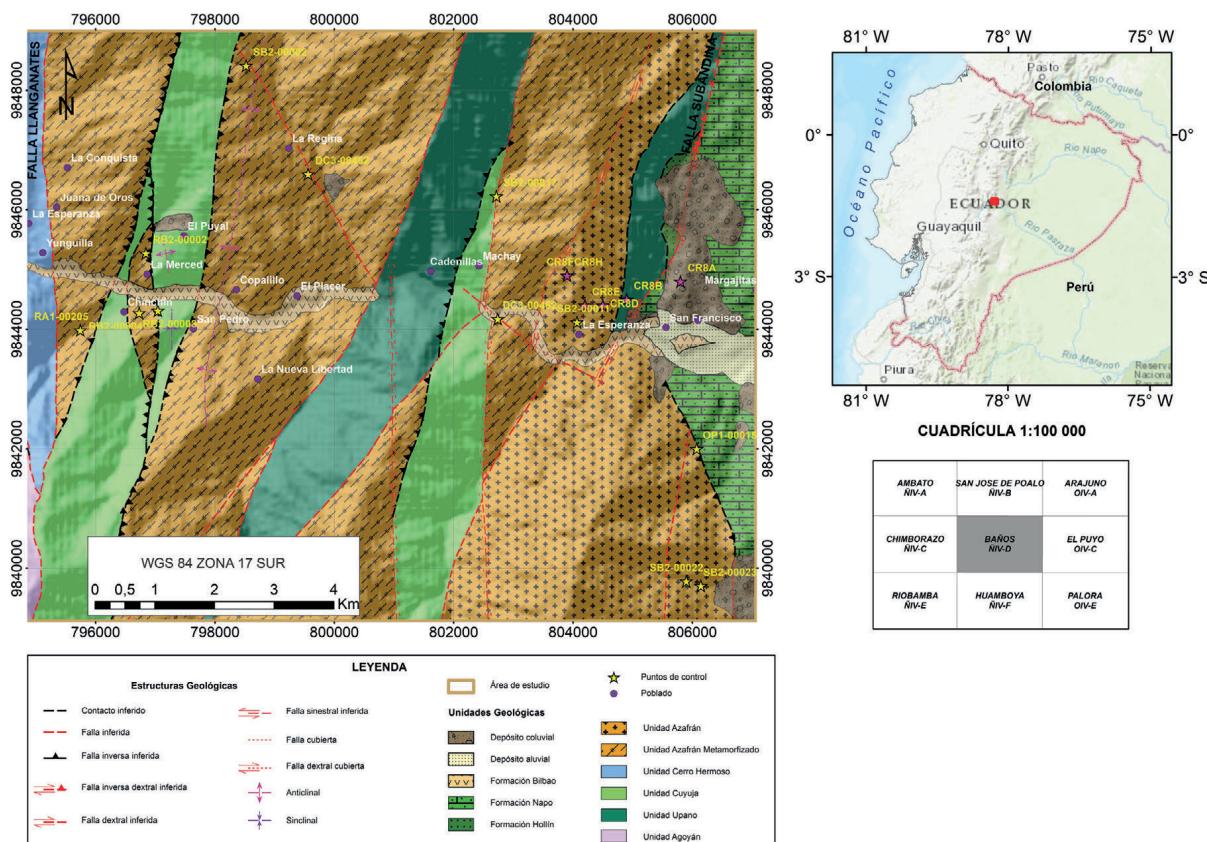
Los límites de detección del conjunto de datos reportados siguen los parámetros descritos en Zhang, (2005). Los datos obtenidos fueron evaluados en base seca (anhidra) y reportados en diagramas de discriminación petrogenética.

## RESULTADOS

### Relaciones de campo

La sección del Río Blanco – San Francisco (WGS84 17S 795300E 9845130N - WGS84 17S 804700E 9844030N), se localiza al este de Baños y al noroeste de Puyo, se presenta en dirección oeste-este y es paralela al río Pastaza. En específico esta zona es controlada por sistemas de fallas de rumbo andino (N-S), que afectan tanto a rocas volcánicas y volcanoclásticas metamorfosadas vinculadas a la Unidad Upano, así como también a granitoides deformados de la Unidad Azafrán (Figura 3). A continuación, se describen las características de estas unidades litoestratigráficas.

**Unidad Upano (J<sub>su</sub>).**— Al este de San Francisco (WGS84 17S 804865E 9844040N) se registran secuencias deformadas compuestas por intercalaciones de meta-andesitas de color gris con tonalidad verde, con relictos porfiríticos, intensamente diaclasadas, su mineralogía es dominada por plagioclasa, epidota, clorita y hornblenda; además de esquistos de sericita ± cuarzo ± epidota ± clorita de textura lepidoblástica, esquistos de cuarzo ± epidota, y esquistos de plagioclasa ± epidota ± clorita.



**Figura 3.** Mapa geológico de la sección Río Blanco – San Francisco.

De forma esporádica se intercalan niveles de tobas, brechas, litoarenis- cas y limolitas metamorfoseadas de tonalidad verdosa. Hacia el oeste, en el túnel Cadenillas (WGS84 17S 801225E 9845124N), los afloramientos son dominados por esquistos de clorita ± epidota intercalados con esquistos de cuarzo ± sericitia. En la margen occidental de la quebrada San Francisco (WGS84 17S 805530E 9845258N), predominan meta-andesitas de color verde, con texturas afaníticas a porfiríticas y fenocristales deformados de plagioclasa, epidota, hornblenda y clorita. Estas rocas presentan diaclasamiento perpendicular a la foliación ( $N20^{\circ}O$ ;  $250^{\circ}/76^{\circ}$  y  $70^{\circ}/85^{\circ}$ ), acompañado de vetillas de cuarzo y calcita, así como pirita diseminada (Figura 3).

**Unidad Azafrán (JAz).**— En el lecho de la quebrada Antumbas (WGS84 17S 796841E 9845273N) y en la Merced (WGS84 17S 797042E 9844313N) se observan contactos netos entre gneises de color gris claro, textura granoblástica y foliación marcada, con mineralogía dominada por cuarzo ± moscovita y esquistos de moscovita ± biotita ± sericitia. Al Noroeste, en el sector la Merced afloran gneises cuarzo-biotíticos (Figura 4), mientras que, al norte, en el sector La Regina (WGS84 17S 799561E 9846598N), afloran granodioritas metamorfizadas de color gris a verdoso, textura granoblástica y diaclasamiento perpendicular a una zona de cizalla orientada  $N86^{\circ}E$  ( $176^{\circ}/70^{\circ}$ ) (Figura 4).

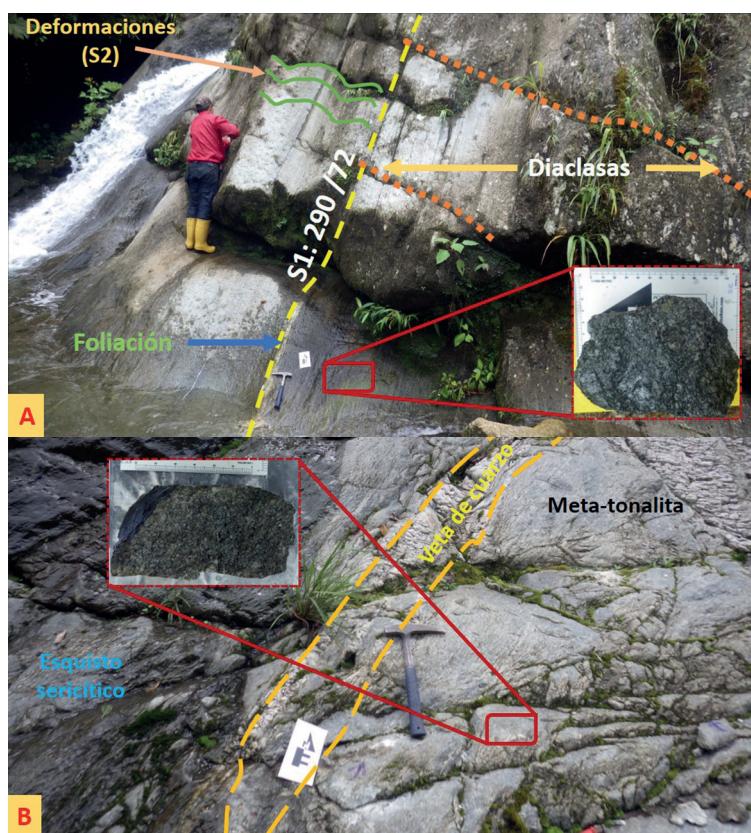


**Figura 4.** Esquema de afloramientos de la Unidad Azafrán (I). A. Secuencia de gneis de cuarzo ± moscovita en contacto neto con esquistos moscovita ± biotita ± sericita. B. Afloramiento de gneis de cuarzo ± biotita. C. Contacto intrusivo entre la Unidad Azafrán y la Unidad Upano.

La deformación es más intensa en sectores próximos a fallas y zonas de cizalla, con desarrollo de texturas gneísicas, bandeamiento y lineación mineral; hacia áreas distales predominan relictos faneríticos.

Al norte del sector La Regina, esquistos de biotita ± moscovita de la Unidad Upano están en contacto intrusivo con granitoides metamorfizados y gneises de la Unidad Azafrán (Figura 4). En la margen oriental del río Machay (WGS84 17S 802714E 9846228N) se registran paquetes de gneises grises y verdosos, de textura granoblástica y foliación bandeada, dominados por cuarzo ± feldespato potásico. Estas secuencias muestran estructuras sigmoides y bandeamiento con asociación de cuarzo ± calcita ± feldespato potásico ± granate, plagioclasa ± moscovita ± clorita y biotita (Figura 5).

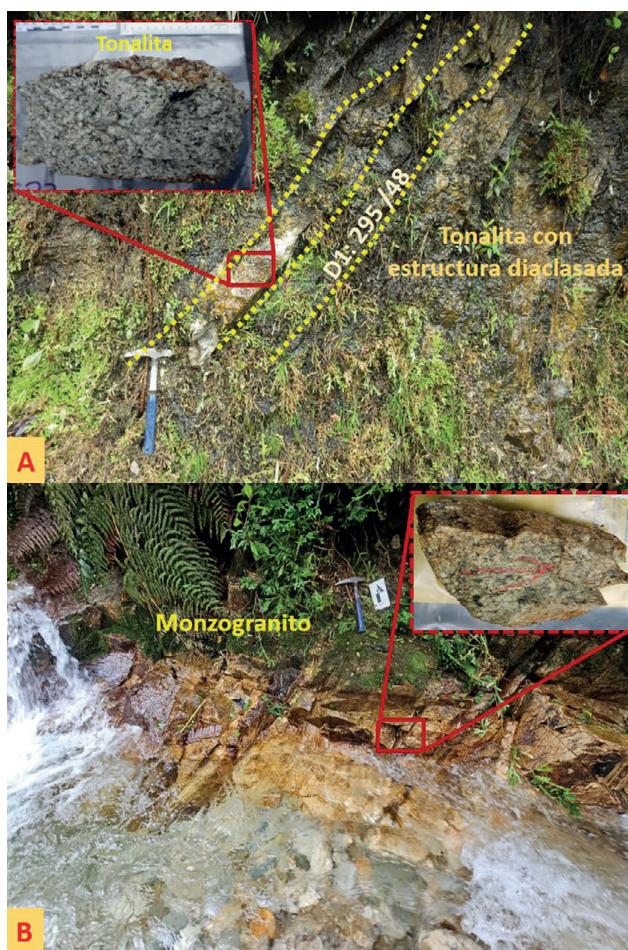
En la margen izquierda del río Pastaza, 1 km al sur de Machay (WGS84 17S 802738E 9844174N), afloran paquetes métricos de gneises grises, de textura granoblástica y foliación gneísica, con cuarzo ± moscovita ± clorita ± biotita ± feldespato potásico, emplazados sobre esquistos de cuarzo ± sericita con vetas de cuarzo asociados a la Unidad Cuyuja (Figura 5).



**Figura 5.** Esquema de afloramientos de la Unidad Azafrán (II). A. Afloramiento de gneis cuarzo feldespático. B. Contacto intrusivo entre la Unidad Azafrán y la Unidad Upano.

Al norte de la Esperanza (WGS84 17S 804066E 9844119N) se exponen granitoides no metamorfizados, principalmente tonalitas blancas, faneríticas de grano medio a grueso, con plagioclasa  $\pm$  biotita  $\pm$  feldespato potásico  $\pm$  hornblenda. Estas intruyen en esquistos de sericita  $\pm$  cuarzo, esquistos de plagioclasa  $\pm$  epidota  $\pm$  clorita  $\pm$  hornblenda de textura lepidoblástica y rocas verdes afaníticas de la Unidad Upano (Figura 6). Finalmente, en la quebrada Las Estancias (WGS84 17S 806142E 9839706N) se observan monzogranitos verdes, faneríticos, holocrystalinos y diaclasados, con mineralogía dominada por plagioclasa  $\pm$  feldespato potásico  $\pm$  cuarzo  $\pm$  moscovita (Figura 6).

**Unidad Cuyuja (Jsc).**— En la quebrada Chinchín Chico afloran secuencias de esquistos grises con tonalidad verdosa, de textura lepidoblástica, compuestos por cuarzo  $\pm$  moscovita  $\pm$  biotita  $\pm$  hornblenda  $\pm$  plagioclasa. La foliación presenta un buzamiento promedio con tendencia al este. En el río Machay se exponen secuencias subverticales de esquistos grises, de textura granolepidoblástica, con cuarzo  $\pm$  sericita, intercalados con esquistos gris verdoso dominados por biotita  $\pm$  cuarzo  $\pm$  moscovita. En la margen izquierda del río Pastaza se observan esquistos de sericita  $\pm$  cuarzo, grises, de textura lepidoblástica y foliación marcada, con vetillas de cuarzo paralelas a la foliación que buzan hacia el noroeste (Figura 3).



**Figura 6.** Esquema de afloramientos de facies no metamorfizadas de granitoides de la Unidad Azafrán. A. Tonalitas. B. Monzogranitos.

**Unidad Cerro Hermoso (K?Sh).**— Cerca del poblado Yunguilla afloran secuencias de esquistos grises, de textura lepidogranoblástica, compuestos por sericita, biotita, clorita y cuarzo. La foliación presenta rumbo N-NO y buzamiento entre  $50^{\circ}$  y  $60^{\circ}$  hacia el E-NE. Estas rocas también se observan en la vía antigua Baños-Puyo, en el Puente de Cristal, donde se encuentran en contacto tectónico con rocas de la Unidad Agoyán hacia el oeste. La secuencia incluye meta-areniscas de grano medio, mal clasificadas, de tonalidad gris azulada oscura, con protolito psamítico y foliación incipiente. Estas rocas muestran escasa deformación y están constituidas por cuarzo —en ocasiones cuarzo azul—, feldespatos, clorita, biotita y, localmente, moscovita (Figura 3).

## Sección Geológica Azafrán

La sección Río Blanco–La Esperanza tiene una extensión aproximada de 10 km en dirección oeste–este (Figura 7). En ella afloran esquistos de cuarzo ± sericitia de la Unidad Cuyuja, sobreycacidos por esquistos pelíticos de la Unidad Cerro Hermoso. Ambas unidades presentan pliegues cerrados de estilo sinclinal y anticlinal, afectados por intrusiones de granitoides metamorfizados pertenecientes a la Unidad Azafrán. Al este del río Blanco, en la vía hacia Río Verde, se interpreta un contacto tectónico inferido entre la Unidad Cerro Hermoso y la Unidad Azafrán, asociado a un cambio de morfología. Al oeste de Río Verde, en el río Machay, afloran rocas volcanoclásticas y volcánicas metamorfoseadas de la Unidad Upano, cuya foliación indica un pliegue sinclinal, con una charnela de dirección N20°E. En el trayecto hacia este sector se observa el contacto intrusivo entre esquistos verdes de la Unidad Upano y gneises de la Unidad Azafrán. Más al este, esquistos de la Unidad Upano se encuentran en contacto tectónico mediante una falla inversa con rumbo NE-SW con esquistos pelíticos de la Unidad Cuyuja. En La Esperanza, los granitoides metamorfizados de la Unidad Azafrán pasan lateralmente a tonalitas y monzogranitos no metamorfizados, evidenciando ausencia o disminución de deformación hacia áreas alejadas de fallas regionales y zonas de cizalla. En San Francisco, los granitoides metamorfizados de la Unidad Azafrán se emplazan sobre rocas volcanoclásticas metamorfoseadas de la Unidad Upano.

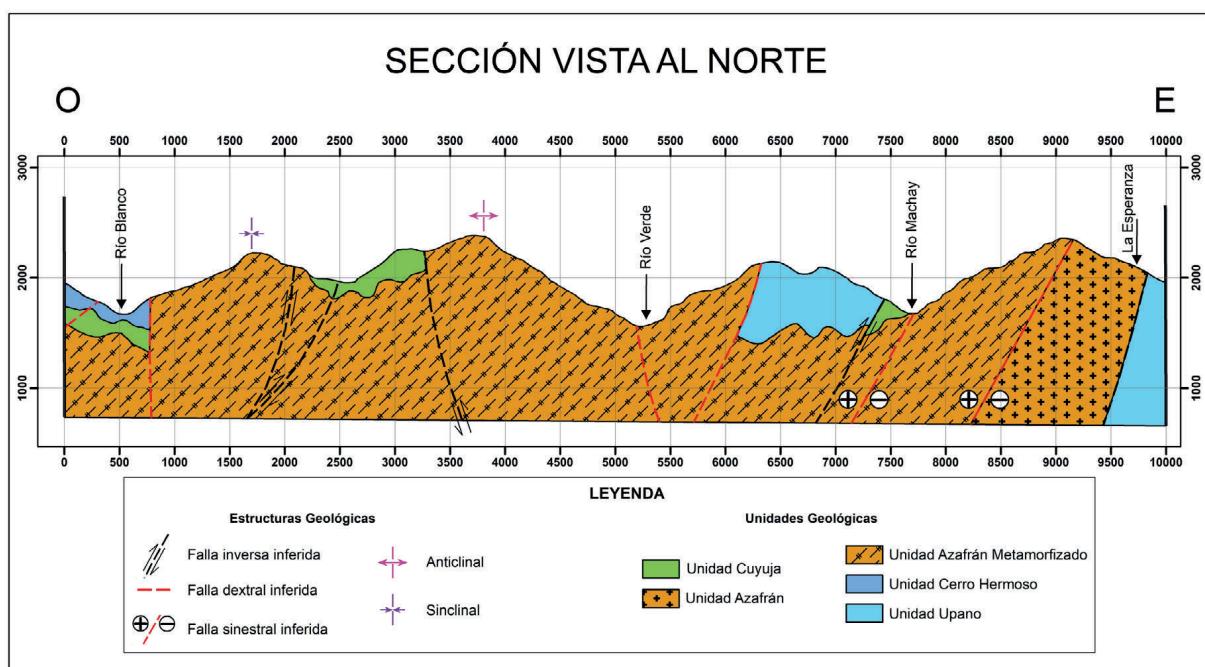


Figura 7. Perfil esquemático de la sección Río Blanco – La Esperanza.

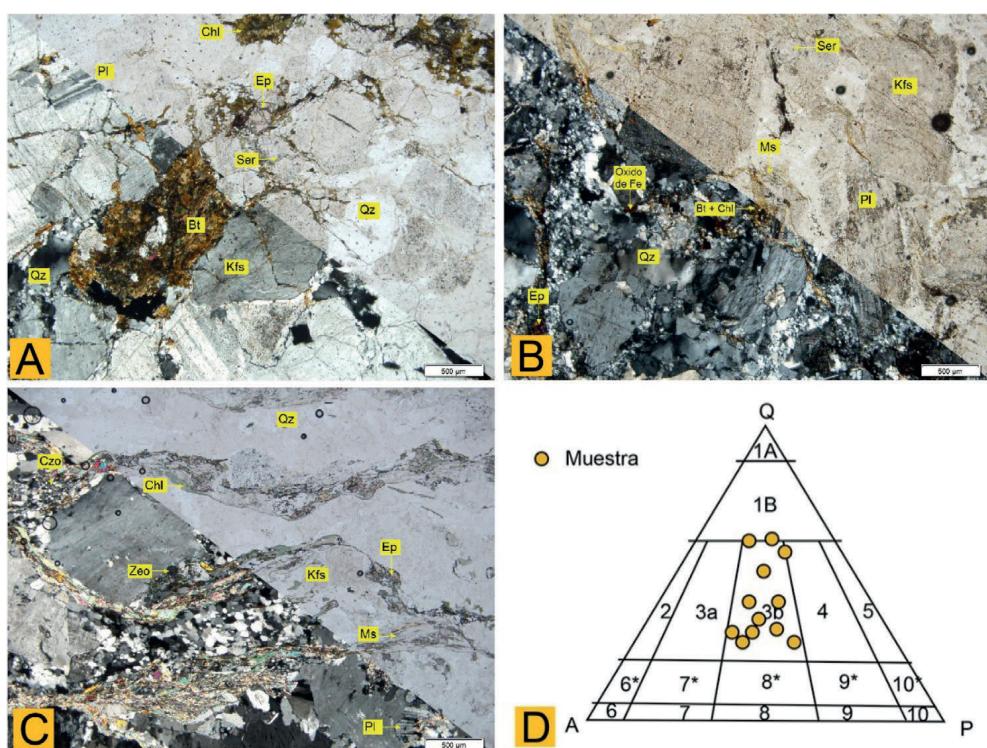
## PETROGRAFÍA

Doce muestras de litologías predominantes en la Unidad Azafrán fueron analizadas bajo el microscopio, a continuación, se describen las principales características observadas (Tabla 2 y Figura 8).

La muestra *OPI-00015* se encuentra en una zona de cizalla afectada por la falla Subandina y se la caracteriza como un monzogranito de color blanquecino, textura, fanerítica, hipocristalina inequigranular; la composición mineralógica incluye plagioclasa (25%), cuarzo (20%), feldespato potásico (21%), biotita (8%), clorita (5%) y epidota (4%), minerales opacos (7%). La plagioclasa es el mineral más abundante en la muestra, con tamaño de cristales superiores a 4 mm, de hábito tabular, se presentan minerales de alteración que indican cierta alineación y se confirma en sección delgada la presencia de enjambres de biotita, clinzoisita, rutilo y granate (Figura 8A). Las muestras *SB2-00022* y *SB2-00023* también se encuentran en el campo de los monzogranitos, estructura masiva, textura fanerítica, hipocristalina inequigranular y un índice de color leucocrático; con una composición mineralógica promedio que incluye plagioclasa (29%), cuarzo (18%), feldespato potásico (17%), biotita (3%), moscovita (2%), clorita (5%) y epidota (4%), arcillas (5%) y minerales opacos (7%). Los cristales de feldespato presentan alteración a sericita y epidota, una degradación de la biotita a clorita, además de la presencia de vetillas irregulares de sericita y biotita y clorita (Figura 8B).

La muestra *DC3-00462-M1* en el análisis de sección delgada indica que pertenece a un gneis cuarzo - moscovítico, presenta una microtextura granoblástica a lepidoblástica y microestructuras con foliación gnéisica, su facie metamórfica corresponde a esquisto verde de protolito cuarzo-feldespárico, su mineralogía es dominada por cuarzo (20%), plagioclasa (20%), feldespato potásico (18%), moscovita (12%), clorita (8%), epidota (8%), y clinzoisita (4%), también contiene minerales post-metamorfismo tales como: titanita (4%), biotita (2%), y zeolita (2%) que están asociados a las micas, además se presenta pirita (2%) como mineral opaco. Algunos cristales de feldespato potásico muestran texturas de exsolución (pertita) y sombras de deformación poco desarrolladas (Figura 8C).

Como se observa en la Figura 8D, el conjunto de muestras analizado fue ploteado en el campo de monzogranitos, con tendencia a granodiorita, según su contenido de cuarzo, plagioclasa y feldespato (Streckeisen, 1976).



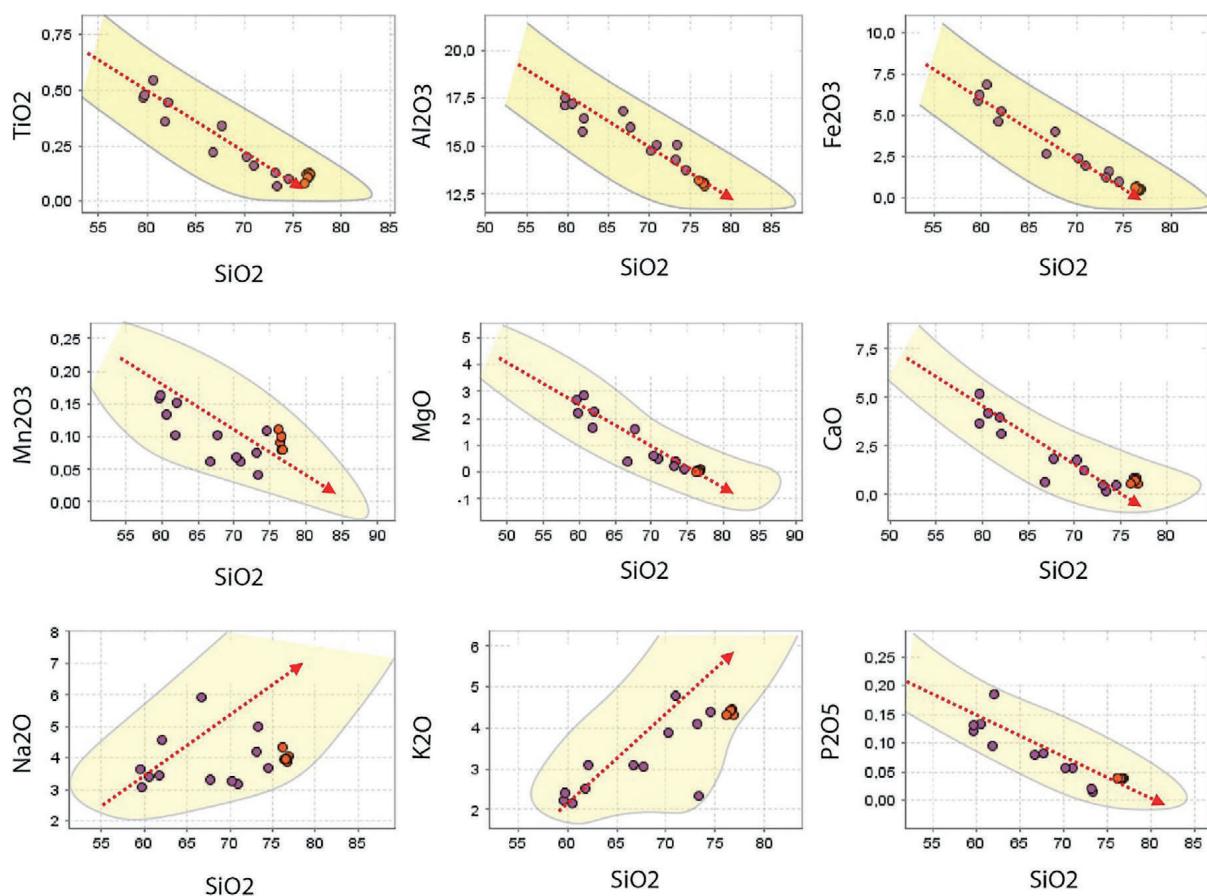
**Figura 8.** Esquema de láminas delgadas de muestras de la Unidad Azafrán. A. Lámina delgada de la muestra OP1-00015. B. Lámina delgada de la muestra SB2-00022. C. Lámina delgada de la muestra DC3-00462-M1. D. Diagrama triangular de clasificación litológica de Streckeisen (1976), para la Unidad Azafrán.

## GEOQUÍMICA

Este estudio recolectó doce (12) muestras de roca destinadas a análisis geoquímicos, en afloramientos tipo de la Unidad Azafrán sección Río Blanco – La Esperanza, adicionalmente se consideraron seis (6) muestras reportadas por Litherland *et al.* (1994). En la Tabla 3 se presentan los resultados correspondientes a óxidos mayores, elementos traza y tierras raras (REE).

Las muestras analizadas son rocas frescas, sin alteración ni meteori-zación, por ende, presentan valores bajos de pérdida por ignición (LOI) comprendidos entre 0,59% y 2,10%; esta pérdida de masa se debe a la presencia de volátiles (principalmente H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>) que no forman parte de la estructura primaria de los minerales. Para asegurar la comparabilidad entre las muestras se procedió a recalcular los óxidos mayores en base anhidra, esta corrección permite normalizar los datos a una suma total del 100%, favoreciendo la comparación entre muestras y su adecuada utilización en diagramas de clasificación y estudios petrogenéticos (Le Maitre, 2002).

Las proporciones de sílice varían entre el 59,6% y el 74,49%, mientras que los contenidos de álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) son moderados, con valores entre 5,5% y 8,6%. Asimismo, el contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se encuentra entre 12,92% y 16,85%. Por otro lado, las concentraciones de otros óxidos son

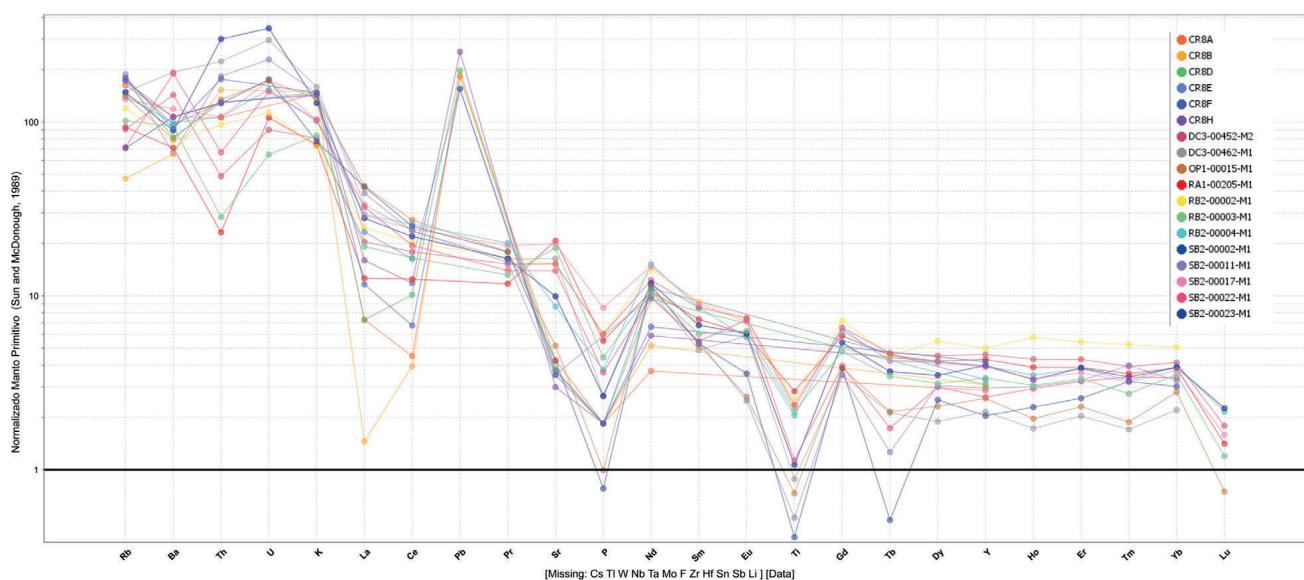


**Figura 9.** Diagrama tipo Harker, variación de Óxidos vs SiO<sub>2</sub> para la Unidad Azafrán.

bajas, con rangos de: TiO<sub>2</sub> (0,06% – 0,54%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,95% – 6,86%), MgO (0,11% – 2,85%), Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,06% – 0,16%), CaO (0,17% – 4,19%) y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,01% – 0,18%).

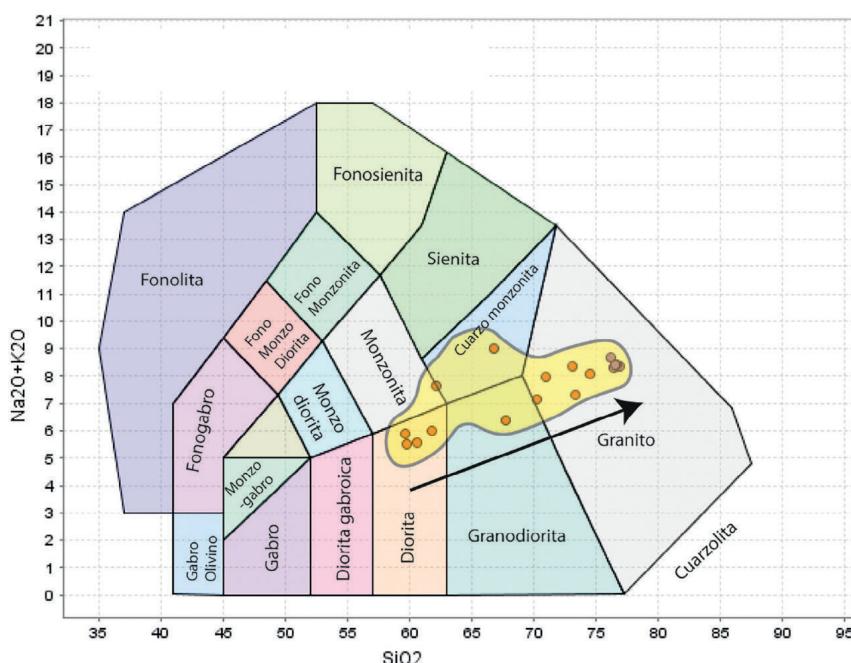
El comportamiento de los óxidos mayores se evaluó en función del contenido de SiO<sub>2</sub> (Figura 9). Se observó que las concentraciones de TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> aumentan a medida que incrementa el SiO<sub>2</sub>, mientras que los contenidos de Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O tienden a disminuir con el aumento de este último.

La Figura 10 muestra el diagrama de multi elementos normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995), en el cual, se observan anomalías negativas de Sr, P y Ti, Tb y Lu; mientras que, se observan pronunciadas anomalías positivas de Rb, Th, U y K. Esto sugiere enriquecimiento de elementos incompatibles, lo que puede indicar un origen más diferenciado o la participación de fluidos que movilizaron estos elementos.



**Figura 10.** Diagrama multi-elemental de REE, normalizado a manto primitivo McDonough y Sun (1989).

Las concentraciones de álcalis y sílice, evaluadas mediante el diagrama de discriminación litológica TAS (Middlemost, 1994), revelan que el conjunto de muestras analizado se distribuye en dos agrupaciones principales. Una de estas presenta una afinidad ácida, con composiciones que varían entre granito y granodiorita, mientras que la otra muestra una afinidad intermedia-básica, ubicándose en el rango entre diorita y monzonita (Figura 11).



**Figura 11.** Diagrama de discriminación litológica en base a datos geoquímicos TAS según Middlemost (1994).

## DISCUSIÓN

### El grado metamórfico y el tipo de metamorfismo

La paragénesis identificada en la Unidad Azafrán, caracterizada por biotita, clorita, epidota, clinozoisita y rutilo, corresponde a condiciones de facies de esquistos verdes (Yardley, 1989; Passchier y Trouw, 2005). La alteración de feldespatos y biotita a sericita y clorita confirma un metamorfismo de bajo grado (Nesse, 2012), típico de rocas deformadas en zonas de cizalla. La foliación mineral y la alineación de biotita, junto con sombras de deformación en feldespato potásico, evidencian procesos tectónicos activos (Tullis, 2002).

En gneises de cuarzo ± moscovita ± clorita ± feldespato potásico y biotita, las condiciones alcanzan la facies de esquistos verdes, con temperaturas de 300–450 °C y presiones de 2–6 kbar (Yardley, 1989). En contraste, la presencia de bandas con cuarzo, feldespato de potasio, plagioclasa y granate, junto con estructuras sigmoidales, indica transiciones hacia facies de anfibolita, con temperaturas >500 °C y presiones cercanas a 8 kbar (Passchier y Trouw, 2005). Estas condiciones, sumadas al desarrollo de foliación, reflejan una historia de mayor deformación (Tullis, 2002).

Las texturas dinámicas como bandeamiento mineral y sigmoides confirman un metamorfismo asociado a zonas de cizalla, donde la recristalización se ve favorecida por la presión dirigida (Passchier y Trouw, 2005). Así, la Unidad Azafrán registra un gradiente metamórfico que varía de facies de esquistos verdes a anfibolitas, controlado por la proximidad a estructuras regionales.

La coexistencia de granitoides metamorfizados con facies de cizalla y de tonalitas y monzogranitos no metamorfizados en sectores distales evidencia una deformación heterogénea (Ramsay y Huber, 1987; Fossen, 2016). Mientras muestras como OP1-00015 muestran alta deformación, otras como SB2-00022 y SB2-00023 preservan rasgos magmáticos primarios. Esto indica que los eventos tectónicos no actuaron uniformemente en toda la región, sino que se concentraron en torno a la falla Subandina (Pratt *et al.*, 2005). La preservación de facies no deformadas demuestra que ciertos cuerpos escaparon a los efectos más intensos de la deformación, en concordancia con la variabilidad estructural propia de zonas de cizalla.

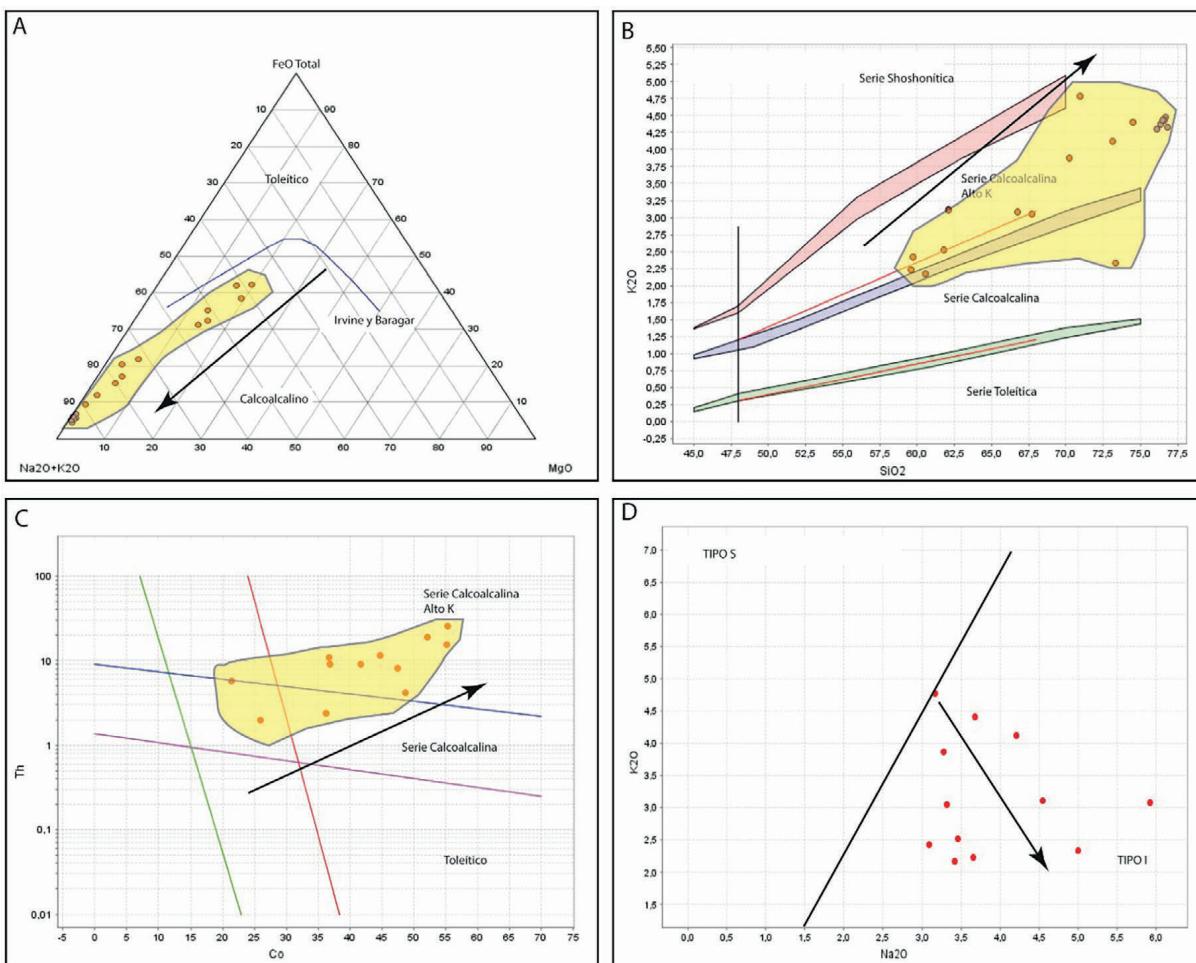
Las alteraciones por sericitización y cloritización constituyen indicadores de procesos de retrogradación, en los cuales minerales primarios como feldespatos y biotita fueron reemplazados por fases minerales estables en condiciones de menor temperatura y presión. Este reemplazo mineralógico evidencia un descenso en el grado metamórfico, característico de la evolución regresiva de sistemas dinámicos asociados a tectónica activa. Paralelamente, la foliación gnéisica y el bandeamiento mineralógico reflejan recristalización bajo esfuerzos diferenciales, donde la orientación preferencial de minerales laminares y la segregación composicional se desarrollan como respuesta a condiciones de deformación progresiva.

### Consideraciones geoquímicas

El análisis de las muestras en el diagrama triangular AFM (Álcalis: Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O; óxidos de hierro total: FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; y MgO), siguiendo la curva de diferenciación propuesta por Irvine y Baragar (1971), revela una tendencia general que corresponde a una afinidad magmática calco-alcalina (Figura 12A). Esta afinidad es característica de ambientes tectónicos asociados a márgenes continentales activos, particularmente en arcos magmáticos formados en zonas de subducción, esto concuerda con los datos geoquímicos anteriormente reportados para los batolitos del Jurásico reportados en la zona Subandina (Litherland *et al.*, 1994; Spikings *et al.*, 2015).

El diagrama K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> permite establecer una subdivisión de las rocas subalcalinas, siguiendo los criterios propuestos por Peccerillo y Taylor (1976), que diferencian las distintas series de afinidad magmática. Con base en los resultados obtenidos, se concluye que la mayoría de las muestras analizadas se ubican en el campo correspondiente a las series calco-alcalinas de alto potasio (Figura 12B); este enriquecimiento puede ser un indicador de la evolución del magma hacia composiciones más evolucionadas o diferenciadas, típicas de ambientes tectónicos de subducción. Esto concuerda con las concentraciones de Co (21,36 ppm – 55,24 ppm) y Th (1,97 ppm – 25,48 ppm) que marcan series calco-alcalinas con alto contenido de potasio (Hastie *et al.*, 2007) (Figura 12C).

La Figura 12D presenta la relación K<sub>2</sub>O vs. Na<sub>2</sub>O, utilizada como criterio de diferenciación de granitoides tipo I y tipo S según Chappell y White (1974). Las muestras analizadas se ubican dentro del campo correspondiente a granitoides tipo I, los cuales se asocian a magmas derivados tanto del manto como de la corteza inferior. Estos magmas están relacionados con márgenes continentales activos en contextos de convergencia tectónica. Además, los granitoides tipo I abarcan una composición que puede variar desde granito hasta diorita, lo cual concuerda con los valores de La, Ce, Nd y Yb que sugieren altas tasas de fraccionamiento de REE, que podría señalar la diferenciación magmática y la interacción tectónica (Sun y McDonough, 1989).



**Figura 12.** Discriminación magmato-tectónica de la Unidad Azafrán. A. Diagrama triangular AFM (Álcalis:  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ; óxidos de hierro total:  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ; y  $\text{MgO}$ ) (Rollinson, 1993). B. Diagrama de discriminación de afinidad magmática en función a las proporciones de  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2$  (Peccerillo y Taylor, 1976). C. Diagrama de afinidad química en base a las concentraciones de Th y Co (Hastie *et al.*, 2007). D. Diagrama de diferenciación de granitoides de tipo I y S con discriminación de  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{Na}_2\text{O}$  de Chappell y White (1974).

### Consideraciones geodinámicas

Los resultados obtenidos en la Unidad Azafrán muestran un conjunto de granitoides metamorfizados, gneises y esquistos derivados de protolitos monzograníticos y tonalíticos, con afinidad geoquímica calco-alcalina de alto potasio, enriquecimiento en Rb, Th, U y K, y anomalías negativas en Sr, P y Ti, lo que confirma un origen magmático ligado a subducción continental activa. Petrográficamente, la paragénesis biotita-clorita-epidota-clinozoisita-rutilo y la presencia de granate definen un gradiente metamórfico que oscila entre esquistos verdes y anfibolitas ( $350-500\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; 3–8 kbar), acompañado por retrogradación (sericitización y cloritización) y evidencias de dinamo-metamorfismo, como foliación gnéisica, bandeoamiento mineral y estructuras sigmoidales. Esta combinación de texturas y minera-

ología confirma una evolución tectono-metamórfica polifásica, en la que se superponen episodios de deformación y recristalización bajo condiciones variables de presión y temperatura. Estos hallazgos permiten contrastar diferentes interpretaciones regionales. Litherland *et al.* (1994) explicaron la heterogeneidad metamórfica de la Cordillera Real a partir de un mosaico de terrenos acrecionados y cinturones yuxtapuestos, donde unidades como Azafrán representarían plutones emplazados en contacto tectónico con bloques de distinta procedencia. Nuestros datos, sin embargo, sugieren que la variabilidad metamórfica y estructural puede explicarse sin necesidad de múltiples terrenos, como lo señaló Pratt *et al.* (2005), quienes propusieron un modelo autóctono donde los granitoides del Jurásico-Cretácicos en el terreno Salado, representan raíces de un arco continental emplazado sobre el margen del cratón amazónico. La continuidad geoquímica calco-alcalina y la ausencia de discontinuidades estratigráficas mayores en Azafrán apoyan de manera directa este modelo autóctono. No obstante, la heterogeneidad metamórfica y la coexistencia de facies deformadas y no deformadas respaldan, en parte, la complejidad tectono-metamórfica descrita por Litherland *et al.* (1994), aunque reinterpretada como producto de pulsos superpuestos de deformación más que como evidencia de suturas de terrenos. En este sentido, Romero *et al.* (2025) muestran que otras unidades metamórficas del terreno Salado, exhiben afinidad geoquímica equivalente a secuencias de la cuenca Oriente, además de metamorfismo de esquistos verdes y fuerte influencia de zonas de cizalla.

El marco temporal y geodinámico propuesto por Ruiz *et al.* (2004) y Spikings *et al.* (2015), basado en trazas de fisión en apatito y circón además de geocronología U-Pb en circones y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda, aporta evidencia de que el crecimiento y metamorfismo de la Cordillera Real estuvieron controlados por episodios de *roll-back* en sistemas de subducción en el intervalo Jurásico - Cretácicos. Nuestros datos se integran con esta visión, al mostrar que el metamorfismo de Azafrán refleja tanto el emplazamiento de intrusivos calco-alcalinos como su posterior reequilibrio durante fases orogénicas sucesivas. De manera complementaria, la hipótesis de canibalización tectónica de Gutiérrez *et al.* (2019) explica cómo unidades previamente deformadas fueron recicladas en nuevos pulsos orogénicos; la retrogradación, el dinamometamorfismo y la superposición de fases de deformación observados en Azafrán constituyen una clara expresión de este proceso. También es importante indicar que los picos termo-barométricos reportados por Ruiz *et al.* (2004) en la Cordillera Real, que documentan múltiples fases metamórficas, coinciden con nuestros registros en Azafrán, reforzando la idea de un metamorfismo polifásico controlado por sucesivos episodios de engrosamiento y exhumación cortical.

En conjunto, nuestros resultados indican que la Unidad Azafrán forma parte de un arco continental Jurásico–Cretácico emplazado sobre el margen del cráton amazónico, cuya evolución estuvo marcada por magmatismo calco-alcalino, deformación en zonas de cizalla y metamorfismo polifásico generados por procesos de canibalización tectónica. Este marco se integra con el modelo autóctono de Pratt *et al.* (2005), coincide con la cronología tectónica de Spikings *et al.* (2015), complementa la complejidad metamórfica señalada por Litherland *et al.* (1994), se relaciona con los pulsos de deformación reportados por Ruiz *et al.* (2004), se articula con la dinámica polifásica propuesta por Romero *et al.* (2025) y se explica a través de los procesos de reciclaje cortical descritos por Gutiérrez *et al.* (2019). La interpretación regional, por tanto, resalta a la Unidad Azafrán como un registro clave de la evolución polifásica y dinámica de la Cordillera Real en el marco de la orogenia andina septentrional.

## CONCLUSIONES

En la sección Río Blanco–La Esperanza, la Unidad Azafrán está compuesta por granitoides metamorfizados, gneises y esquistos, cuyo protolito corresponde principalmente a monzogranitos y tonalitas. Estas litologías mantienen contactos netos con esquistos de la Unidad Upano y se encuentran estructuralmente condicionadas por zonas de cizalla y fallas regionales.

Las texturas faneríticas y granoblásticas, junto con la mineralogía dominada por cuarzo, feldespatos, plagioclasa, biotita, moscovita, clorita, epidota y minerales opacos, evidencian procesos de recristalización bajo metamorfismo regional. Las alteraciones por sericitización y cloritización indican retrogradación, mientras que la foliación gnéisica, el bandeamiento mineralógico y la presencia de granate en algunos monzogranitos reflejan etapas diferenciales de deformación tectónica.

Los datos geoquímicos muestran afinidad calco-alcalina de alto potasio, con enriquecimiento en elementos incompatibles (Rb, Th, U, K) y anomalías negativas de Sr, P y Ti. Estas características corresponden a magmatismo diferenciado en un entorno de subducción, donde la interacción entre magmas mantélicos y componentes corticales jugó un papel fundamental en la evolución de los granitoides.

El gradiente metamórfico identificado varía desde facies de esquistos verdes (300–450 °C, 2–6 kbar) hasta facies de anfibolita (>500 °C, hasta 8 kbar). Las condiciones de mayor presión y temperatura se concentran en gneises, mientras que las tonalitas y monzogranitos no metamorfizados representan ambientes transicionales. Esta variabilidad sugiere un control tectónico localizado, probablemente vinculado a movimientos diferenciales de bloques en regímenes alternantes de extensión y compresión.

El metamorfismo de la Unidad Azafrán es principalmente regional, con una fuerte influencia dinámica asociada a zonas de cizalla. La orientación preferencial de minerales y el desarrollo de foliación corroboran una deformación tectónica significativa, mientras que los procesos retrogradados reflejan un grado metamórfico bajo a moderado. La coexistencia de facies deformadas y no deformadas confirma una heterogeneidad estructural, resultado de variaciones espaciales en la intensidad de los procesos metamórficos y deformacionales.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue desarrollado en el marco del Proyecto de Investigación Geológica y Disponibilidad de Ocurrencias Minerales en el Territorio Ecuatoriano, desarrollado por el Instituto de Investigación Geológico y Energético del Ecuador, anexo al Ministerio de Energía y Minas, producto del levantamiento de información geológica en la Hoja Geológica Baños, escala 1:100.000, en el año 2023. Se extiende un cordial agradecimiento a todo el equipo de Geología Regional que participó en el levantamiento de información geológica, también, se extiende un fraternal agradecimiento al laboratorio de procesamiento de muestras, geoquímica y petrografía del Instituto de Investigación Geológico y Energético del Ecuador por su colaboración en la investigación.

## REFERENCIAS

- Baby, P., Rivadeneira, M., Barragán, R. and Christophoul, F. 2013. Thick-skinned tectonics in the Oriente foreland basin of Ecuador. *Geological Society, London, Special Publications* 377(1): 59–76. <https://doi.org/10.1144/SP377.1>
- Carrasco, H., Spikings, R., Chiaradia, M., Ulianov, A., Buenaño, P., Zambrano, A., Vallejo, C. and Beate, B. 2023. Geochronological, geochemical and isotopic characterisation of the Early Cretaceous Andean margin within Ecuador: The Alao Arc. *Lithos* 462: 107400. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107400>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173–174.
- 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*. Doctoral Thesis. Université de Genève.

- Díaz, M., Baby, P., Rivadeneira, M. and Christophoul, F. 2003. El Pre-App-tense en la Cuenca Oriente Ecuatoriana. *8th Simposio Bolivariano – Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas* (pp. cp-33). European Association of Geoscientists & Engineers.
- Fossen, H. 2016. *Structural geology*. 2nd Edition. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781316486040>
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society* 129(2): 93–131. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.2.0093>
- Gramal-Aguilar, A., Carranco-Andino, F., Romero-Condor, C., Pulupa-Vela, R., Calderón-Romero, D. y Toainga-Oñate, S. 2021. Evidencias de canibalización de secuencias Cretácicas y Paleógenas de la Cuenca Oriente en la cuña orogénica de los Andes ecuatorianos. *Boletín de Geología* 43(3): 15–34. <https://doi.org/10.18273/revbol.v43n3-2021001>
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F. 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48(12): 2341–2357. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8(5): 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Gutiérrez, E.G., Horton, B.K., Vallejo, C., Jackson, L.J. and George, S.W. 2019. Provenance and geochronological insights into Late Cretaceous–Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador. In: B.K. Horton & A. Folguera (Eds.), *Andean tectonics* (pp. 237–268). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00011-3>
- Kumar, V., Kumar, S., Kumar, N. and Bangroo, P.N. 2013. Separation and pre-concentration of rare earth elements in geological materials using used green tea leaves and their determination by ICP-OES. *Journal of the Indian Chemical Society* 90(11): 2147–2151.
- Leica Perez, A.D. 2023. *Estudio litoestratigráfico y sedimentológico de la división Guamote al occidente de la cordillera real, en Ecuador*. Tesis de grado. Escuela Politécnica Nacional.
- Litherland, M., Aspden, J.A. and Jemielita, R.A. 1994. The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Geology and Mineral Resources* 11. British Geological Survey.
- Le Maitre, R.W. (Ed.). 2002. *Igneous rocks: A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. 2nd Edition. Cambridge University Press.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120(3–4): 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)

- Middlemost, E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews* 37(3–4): 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Nesse, W.D. 2012. *Introduction to mineralogy*. 2nd Edition. Oxford University Press.
- Oyedotun, T.D.T. 2018. X-ray fluorescence (XRF) in the investigation of the composition of earth materials: A review and an overview. *Geology, Ecology, and Landscapes* 2(2): 148–154. <https://doi.org/10.1080/24749508.2018.1452459>
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A. 2005. *Microtectonics*. 2nd Edition. Springer.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58(1): 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pinto, F.G., Junior, R.E. and Saint’Pierre, T.D. 2012. Sample preparation for determination of rare earth elements in geological samples by ICP-MS: A critical review. *Analytical Letters* 45(12): 1537–1556. <https://doi.org/10.1080/00032719.2012.680890>
- Pratt, W.T., Duque, P. and Ponce, M. 2005. An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics* 399(1–4): 251–278. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.024>
- Qi, L., Wang, C.Y. and Zhou, M.F. 2008. Controls on the PGE distribution of Permian Emeishan alkaline and peralkaline volcanic rocks in Longzhoushan, Sichuan Province, SW China. *Lithos* 106(3–4): 222–236. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.07.009>
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology* (Vol. 2). Academic Press.
- Rollinson, H.R. 1993. A terrane interpretation of the Archaean Limpopo Belt. *Geological Magazine* 130(6): 755–765. <https://doi.org/10.1017/S0016756800023147>
- Romero-Condor, C.W., Cervantes-Gualuchico, H.L., Oyague-Vergara, E.J., Heredia-Puente, S.T., Pazmiño-Aguiar, P.D., Proaño-Altamirano, A.P., Ortiz-Mercado, M. A., Carranco-Andino, F.R., Guerrero-Tamayo, E.J. y Martínez-Jimenez, V.H. 2024. Análisis de procedencia de la Formación Tena en el río Anzu, Puyo – Ecuador. *Boletín de Ciencias de la Tierra* 55: 56–73. <https://doi.org/10.15446/rbct.n55.112656>
- Romero, C.W., Vallejo, C.F., Esteban, J.J., Horton, B.K., Jackson, L.J., Spikings, R.A., Gramal, A.B., Carranco, FR., Calderón, E.D. and Buitron, A.G. 2025. Geochemical, petrographic, and geochronologic framework for the Salado block of eastern Ecuador: Implications for Andean tectonics and Amazon basin evolution. *International Geology Review* 67(9): 1–29. <https://doi.org/10.1080/00206814.2025.2552142>

- Ruiz, G.M.H., Seward, D. and Winkler, W. 2004. Detrital thermochronology – A new perspective on hinterland tectonics, an example from the Andean Amazon Basin, Ecuador. *Basin Research* 16(3): 413–430. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2004.00239.x>
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W. and 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.2014.07.004>
- Spikings, R., Paul, A., Vallejo, C. and Reyes, P. 2021. Constraints on the ages of the crystalline basement and Palaeozoic cover exposed in the Cordillera Real, Ecuador:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analyses and detrital zircon U/Pb geochronology. *Gondwana Research* 90: 77–101. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.10.010>
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews* 12(1): 1–33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders & M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in the ocean basins* (pp. 313–345). Geological Society, Special Publication 42. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tullis, J. 2002. Deformation of granitic rocks: Experimental studies and natural examples. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 51(1): 51–95. <https://doi.org/10.2138/gsrmg.51.1.51>
- Yardley, B.W.D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Longman.
- Zhang, C. 2005. Analyses on detection limits and data quality. *Applied Geochemistry* 20(11):1857–1874. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2005.04.010>