



Boletín de Geología

ISSN: 0120-0283

ISSN: 2145-8553

Universidad Industrial de Santander

Romero-Cóndor, Christian; Carranco-Andino, Fausto; Gramal-Aguilar, Ana; Cobos-Maldonado, Nadeshka; Pazmiño-Aguiar, Paola; Condoy-Guiracocha, Darwin; Betancourt-Valdivieso, Franz

Petrografía y geoquímica del intrusivo de Naiza, cordillera Cutucú, Ecuador

Boletín de Geología, vol. 45, núm. 3, 2023, Septiembre-Diciembre, pp. 15-36

Universidad Industrial de Santander

DOI: <https://doi.org/10.18273/revbol.v45n3-2023001>

Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=349676170001>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org
UAEM

Sistema de Información Científica Redalyc
Red de Revistas Científicas de América Latina y el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

Petrografía y geoquímica del intrusivo de Naiza, cordillera Cutucú, Ecuador

Christian Romero-Cóndor^{1*}; Fausto Carranco-Andino¹; Ana Gramal-Aguilar¹; Nadeshka Cobos-Maldonado²; Paola Pazmiño-Aguiar³;
Darwin Condoy-Guiracocha¹; Franz Betancourt-Valdivieso¹

¹Instituto de Investigación Geológico y Energético, Quito, Ecuador. (*) christian.romero@geoenergia.gob.ec; fausto.carranco@geoenergia.gob.ec; ana.gramal@geoenergia.gob.ec; darwin.condoy@geoenergia.gob.ec; franz.betancourt@geoenergia.gob.ec

²Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Universidad Central del Ecuador, Quito, Ecuador. nacobos@uce.edu.ec

³ Facultad de Geología y Petróleos, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador. paola.pazmino01@epn.edu.ec

Este artículo tiene Material Suplementario.

Resumen

En los Andes ecuatorianos, el registro del magmatismo Jurásico aflora al sureste de la zona Subandina. Estas rocas intrusivas fueron agrupadas indiscriminadamente en el batolito de Zamora, que fue definido como un cinturón de rocas intrusivas de 100 km de largo y de tendencia N-S, considerado las raíces magmáticas de un arco continental metaluminoso, calcio-alkalino de larga vida, datado en el Jurásico Inferior (180 a 162 Ma). Sin embargo, el batolito de Zamora y rocas sedimentarias contemporáneas fueron afectadas por múltiples intrusiones, las cuales tienen alto interés científico y económico debido a su estilo de mineralización. Recientemente, al noroeste de Indanza, en el sector de Naiza, un granitoide emplazado en rocas sedimentarias de la Formación Chapiza y volcánicas de la Formación Misahualli fue datado en 148,34±1,65 Ma. El intrusivo Naiza es una cuarzomonzonita, compuesta por oligoclasa, andesina, microclina, cuarzo, biotita y hornblenda. Datos geoquímicos indican que este intrusivo tiene afinidad alcalina a calcio-alkalina alta en K y carácter metalumínoso. Patrones de tierras raras muestran: enriquecimiento de LREE respecto a HREE, anomalías positivas de Rb y Th, anomalías negativas de Eu y Nb. Estos patrones son comunes en ambientes de arco magmático de margen continental. Anomalías positivas de Pb indican contaminación cortical. Las relaciones entre Y, La y Nb sugieren que este intrusivo se formó en un episodio tardío a postmagma en un dominio intracontinental.

Palabras clave: Magmatismo Jurásico; Zona subandina; Indanza; Ecuador.

Petrography and geochemistry of the Naiza intrusive, Cordillera Cutucú, Ecuador

Abstract

On the Ecuadorian Andes, the Jurassic magmatism record outcrops extensively to the south of the Subandean Zone. These intrusive rocks have been grouped indiscriminately in the Zamora Batholith, defined as an N-S trend. The 100 km long intrusive rocks belt is considered magmatic roots of a long-lived, calc-alkaline, metaluminous continental arc dated to Lower Jurassic (180 to 162 Ma). However, the Zamora batholith and contemporaneous sedimentary rocks were affected by multiple intrusions, which have high scientific and economic interest due to their mineralization style. Recently, in northwest Indanza, in the Naiza sector, a granitoid emplaced in sedimentary

Forma de citar: Romero-Cóndor, C.; Carranco-Andino, F.; Gramal-Aguilar, A.; Cobos-Maldonado, N.; Pazmiño-Aguiar, P.; Condoy-Guiracocha, D.; Betancourt-Valdivieso, F. (2023). Petrografía y geoquímica del intrusivo de Naiza, cordillera Cutucú, Ecuador. *Boletín de Geología*, 45(3), 15-36. <https://doi.org/10.18273/revbol.v45n3-2023001>

rocks of the Chapiza Formation and volcanic rocks of the Misahualli Formation, was dated at 148.34 ± 1.65 Ma. The Naiza intrusive is a quartz-monzonite composed by plagioclase (oligoclase-andesine), feldspar (microcline), quartz, biotite, and hornblende. Geochemical data indicate that this intrusive has an alkaline to high K calc-alkaline affinity and metalluminic character. Rare earth patterns show enrichment of LREE concerning HREE. Positive anomalies of Rb, and Th, accompanied by negative anomalies of Eu, and Nb, are standard patterns in continental margin magmatic arc environments. Anomalies positive for Pb indicate cortical contamination. The Y, La, and Nb contents suggest that the Naiza intrusive corresponds to a late-post magmatic to a post-magmatic episode in an intra-continental domain.

Keywords: Jurassic magmatism; Subandean zone; Indanza; Ecuador.

Introducción

Al norte de la deflexión de Huancabamba, los Andes del norte son la principal característica morfológica de la margen continental sudamericana ([Figura 1](#)). La historia de construcción de los Andes involucra múltiples procesos tectónicos, que incluyen variaciones del nivel del mar, acreción de terrenos alóctonos contra la margen continental, episodios de *slab roll-back*, apertura de cuencas intracontinentales, levantamiento y erosión de bloques tectónicos, desarrollo de ciclos magmáticos, entre otros ([Trenkamp et al., 2002](#)). Debido al interés económico, los diferentes ciclos magmáticos reportados en los Andes del norte han sido ampliamente estudiados ([Coder, 2001](#); [Rodríguez-García et al., 2022](#)). El plutonismo Jurásico en los Andes del norte representa el evento magmático de mayor extensión que ocurrió a lo largo de la paleomargin de Sudamérica ([Rodríguez-García et al., 2020](#)); es así como, los batolitos de Ibagué, Segovia, Alisales, Mocoa, Santa Marta, Rosa Florida, Abitagua, Azafrán, Chingual y Zamora guardan el registro del ciclo magmático del Jurásico en los Andes del norte ([Spikings et al., 2015](#); [Bayona et al., 2020](#); [Rodríguez-García et al., 2022](#)). En el sur de Colombia, intrusiones de 159 Ma de cuerpos porfídicos de basaltos andesíticos alcalinos, hacia el borde de la margen continental, sugiere el estrangulamiento y el colapso de la zona de subducción en el manto ([Rodríguez-García et al., 2022](#)). [Restrepo et al. \(2021\)](#) propone el desarrollo de un arco volcánico del Jurásico Superior a Medio, afectado por un evento de deformación de alta temperatura.

En el flanco oeste de los Andes de Ecuador, los batolitos del Jurásico afloran ampliamente a lo largo de la zona Subandina ([Figura 1](#)), por lo cual, anteriores investigaciones reportaron de norte a sur los siguientes complejos intrusivos: Rosa Florida, Chingual, Azafrán, Abitagua y Zamora ([Aspden y Litherland, 1992](#); [Litherland et al., 1994](#); [Pratt et al., 2005](#)). Este cinturón de rocas intrusivas fue interpretado como el

resultado de un arco magmático continental, de larga vida, desarrollado entre 180 y 162 Ma, de afinidad geoquímica calco-alcalina ([Spikings et al., 2015](#)).

En el sur de la zona Subandina ecuatoriana, pequeños cuerpos intrusivos vinculados al batolito de Zamora, de composición intermedia a ácida, que fueron datados de 160 a 145 Ma ([Figura 1](#)), tienen gran interés científico y económico, debido a que se ha reportado amplia gama de mineralizaciones, entre ellas pórfidos de Cu-Au, mineralizaciones hidrotermales de Au-As y depósitos volcanogénicos de Cu-Zn-Pb-Au ([Coder, 2001](#); [Chiaradia et al., 2009](#); [Drobe et al., 2013](#)). En esta región, al noreste de Indanza, [Vallejo et al. \(2021\)](#) reportan la presencia de un cuerpo intrusivo de alto nivel (intrusiones subvolcánicas o hipoabisales) del Jurásico Superior, datado mediante U-Pb en circones a $148,34 \pm 1,65$ Ma. Sin embargo, se desconocen las relaciones de corte entre el intrusivo y su roca caja, las características petrográficas y el detalle geoquímico de este cuerpo intrusivo. El desconocimiento de esta información impide el adecuado entendimiento del marco geodinámico local y regional. El detalle geoquímico de este intrusivo permitiría conocer parte de la historia magmática del sur de la zona Subandina del Ecuador.

Cuerpos ígneos de edad similar fueron identificados al sureste de Indanza (Chancho, Mirador norte) y al sur de Gualaquiza (San Carlos, Mirador) ([Drobe et al., 2013](#)). En la zona Subandina de Ecuador, se ha propuesto un periodo dominado por tectónica extensiva en el Jurásico Superior, ocasionado por la migración del arco magmático hacia el oeste que permitió el emplazamiento de estas intrusiones ([Chiaradia et al., 2009](#); [Cochrane, 2013](#); [Drobe et al., 2013](#); [Spikings et al., 2015](#)). En la cartografía geológica regional, todos los cuerpos intrusivos anteriormente mencionados fueron agrupados dentro del batolito de Zamora ([Figura 2](#)), sin considerar la definición inicial de este batolito, en la cual, se afirma que este pulso magmático se emplazó en rocas más antiguas al Jurásico ([Litherland](#)

et al., 1994). Por otro lado, la historia del magmatismo y volcanismo en el Jurásico Superior a Cretácico Inferior no es clara, debido en gran parte a la generalización en la cartografía geológica regional, al incluir a todos los cuerpos ígneos intrusivos del sur de la zona Subandina dentro del batolito Zamora, sin verificar la petrografía, geoquímica y edad de estos cuerpos intrusivos.

En este contexto, esta investigación presenta la caracterización litológica, petrográfica y geoquímica del intrusivo de Naiza, ubicado entre los poblados Indanza y Tres Copales, con el objetivo de definir las relaciones de corte entre este intrusivo y su roca caja, además de proponer su ambiente de formación.

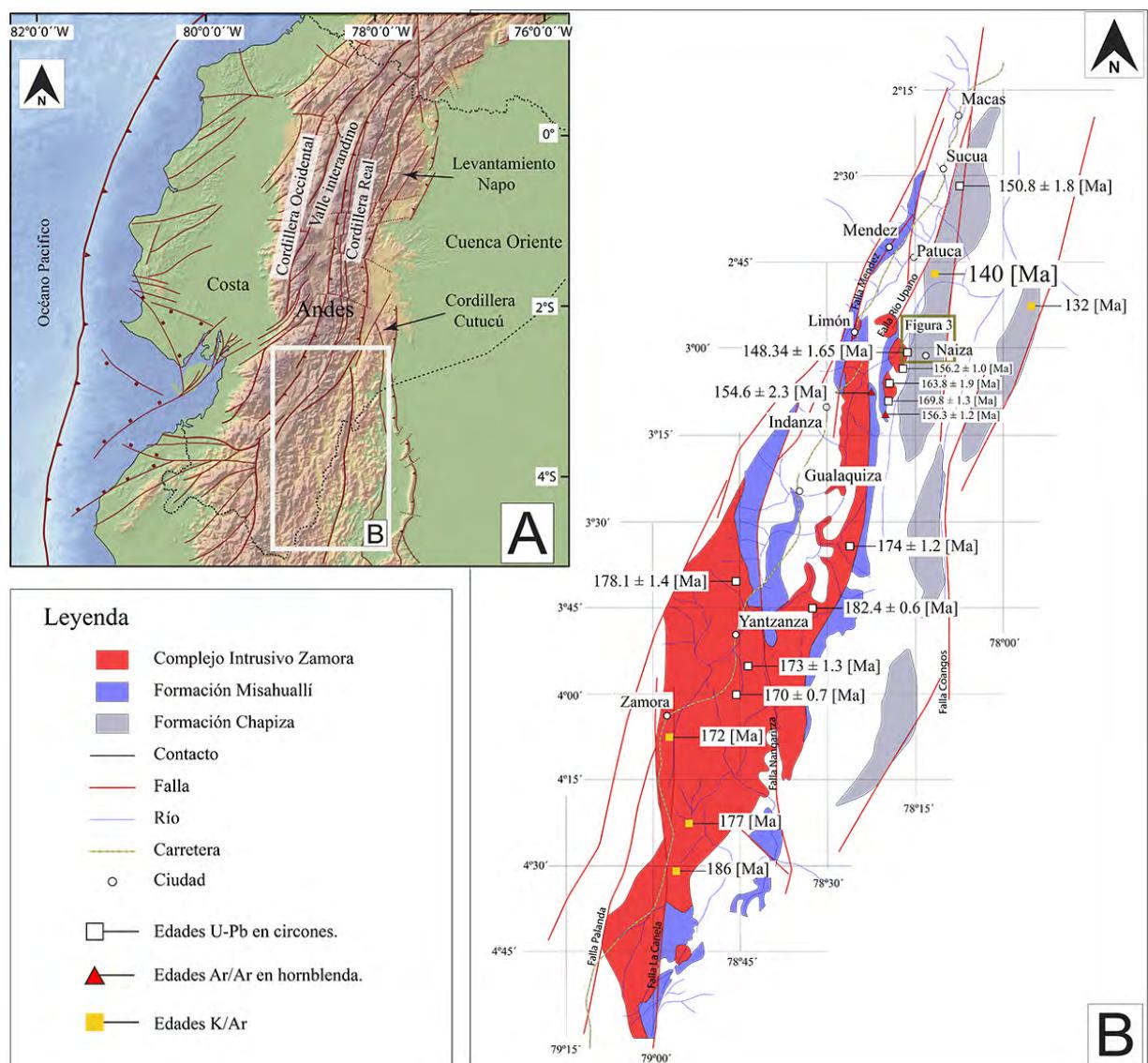


Figura 1. Mapa de ubicación. A. Ubicación del Ecuador en el esquema tectónico de la margen noroccidental sudamericana, modificado de Gramal-Aguilar *et al.* (2021). B. Ubicación del área de estudio en el esquema morfotectónico del Ecuador, modificado de Romero *et al.* (2021). C. Esquema geológico regional del área de estudio, en el cual se muestra la localización geográfica del intrusivo de Naiza respecto al batolito de Zamora, formaciones Misahualli y Chapiza. Además, se presenta la ubicación de edades radiométricas reportadas por anteriores autores (Chiariadá *et al.*, 2009; Drobe *et al.*, 2013; Cochrane *et al.*, 2014; Spikings *et al.*, 2015; Vallejo *et al.*, 2021).

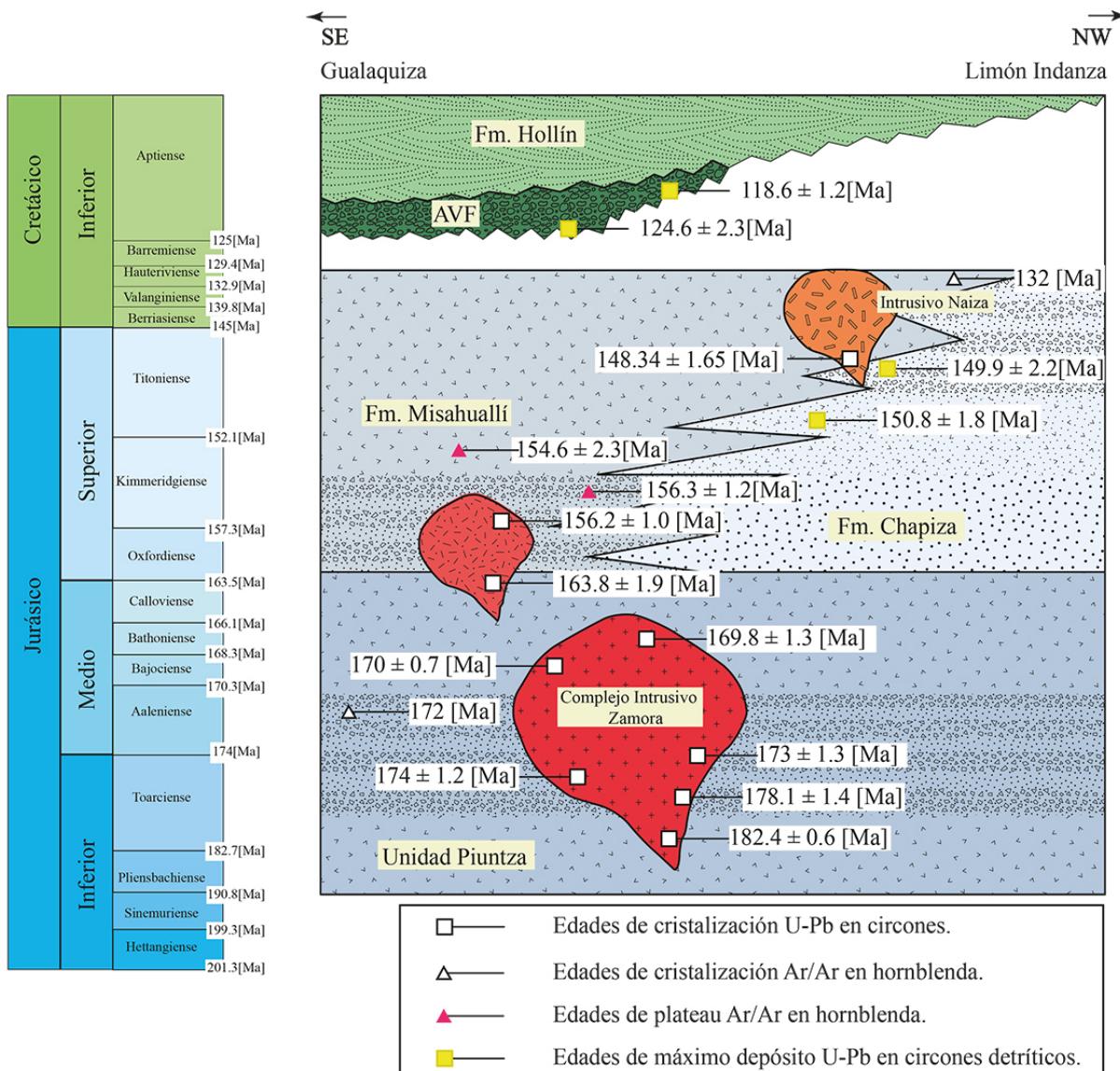


Figura 2. Esquema litoestratigráfico regional. AVF: Secuencias de relleno de valle aluvial. Modificado de Vallejo *et al.* (2021).

Geología regional

El margen continental de Ecuador se localiza al norte de la deflexión de Huancabamba y al sur de la margen noroccidental sudamericana (Coder, 2001). Los Andes ecuatorianos son un cinturón montañoso de dirección noreste a suroeste, compuesta por dos cordilleras genéticamente distintas (cordillera Occidental y cordillera Real), separadas por la depresión interandina (Figura 1) (Pratt *et al.*, 2005; Gramal-Aguilar *et al.*, 2021). La cordillera Occidental está formada por diversas rocas ígneas y sedimentarias de edad Cretácico tardío a Oligoceno, desarrolladas sobre un basamento ígneo máfico del Cretácico, acrecionado a la margen

continental en el Cretácico Superior a lo largo de la falla Pujilí-Pallatanga-Calacalí (Vallejo *et al.*, 2019). Por su parte, la cordillera Real representa un núcleo de rocas sedimentarias e ígneas metamorfoseadas de edad Paleozoico a Cretácico Superior (Spikings *et al.*, 2021).

Zona Subandina

Al este de la cordillera Real, la zona Subandina es considerada el *wedge-top* andino, es decir, una zona corrida, plegada y exhumada que representa una zona de transición entre la cordillera Real y la cuenca Oriente (Gutiérrez *et al.*, 2019). La zona Subandina está compuesta al norte por el levantamiento Napo,

que es separado al sur de la cordillera Cutucú por la depresión Pastaza (Figura 1) (Baby *et al.*, 2013). La litoestratigrafía de la zona Subandina incluye diversas secuencias sedimentarias y volcanoclásticas, separadas por discordancias de carácter regional (Ruiz *et al.*, 2007).

El basamento de la zona Subandina: el basamento de la zona Subandina incluye cuarcitas y filitas de la Formación Pumbuiza, que son cubiertas en discordancia por lutitas negras, areniscas calcáreas y calizas con fósiles del Carbonífero superior de la Formación Macuma (Tschopp, 1953), y filitas y mármoles de la Unidad Isimanchi, asignada al Paleozoico (Litherland *et al.*, 1994; Chew *et al.*, 2007). Las relaciones estratigráficas entre las formaciones Pumbuiza y Macuma respecto a la Unidad Isimanchi no han sido reportadas.

Jurásico Inferior: al sureste de la zona Subandina, secuencias de basamento son cubiertas en discordancia por la Formación Santiago, que consiste en una monótona secuencia de calizas negras, en intercalación con areniscas y lutitas ricas en materia orgánica (Tschopp, 1953). La Formación Santiago representa una sucesión marina datada del Hettangiano al Pliensbachiano, en función de su registro fósil (Gaibor *et al.*, 2008; Romero *et al.*, 2019a).

Al tope de la Formación Santiago, se reportaron rocas volcánicas intercaladas con sedimentos marinos, lo que sugiere la existencia de pulsos de actividad volcánica subacuática durante la sedimentación; el detalle geoquímico de estas rocas volcánicas indica que su ambiente de depósito corresponde a un volcanismo desarrollado en una cuenca de trasarco (Townsend, 1988; Romeuf, 1994).

Magmatismo y volcanismo en el Jurásico Inferior: a lo largo del borde este de la zona Subandina, los batolitos Rosa Florida, Abitagua y Zamora corresponden a granitoides tipo I, de afinidad calco-alcalina, que representan las raíces magmáticas del arco volcánico del Jurásico Inferior a Medio datado mediante U-Pb en circones magmáticos entre 180 Ma y 162 Ma (Litherland *et al.*, 1994; Romeuf, 1994; Spikings *et al.*, 2015; Vallejo *et al.*, 2021). Anteriores autores proponen que la roca caja en la cual se hospedaron los grandes batolitos del Jurásico Inferior consiste en rocas volcánicas y volcanoclásticas datadas en 172 Ma, vinculadas a la Formación Misahualli; además, proponen que estas rocas fueron contemporáneas a la Formación Santiago (Litherland *et al.*, 1994; Romeuf, 1994), sin embargo, el Miembro Misahualli

inicialmente fue definido como una secuencia de rocas volcánicas al tope de la Formación Chapiza (Tschopp, 1953), también es importante considerar que, la roca caja del batolito de Zamora debería ser más antiguo que el mismo, en este contexto la Formación Misahualli es considerada como el producto volcánico del magmatismo Jurásico. Intrusivos emplazados en la Formación Misahualli, deberían ser considerados episodios magmáticos posteriores o tardíos al batolito de Zamora.

Por otro lado, la Unidad Piuntza fue definida inicialmente como una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas intercaladas entre lutitas y areniscas volcánicas, en las cuales se reportaron amonites del Triásico Superior al Jurásico Inferior (Litherland *et al.*, 1994). Considerando esto, algunos autores sugieren que los batolitos del Jurásico Inferior se emplazaron en la Unidad Piuntza (Coder, 2001; Leary *et al.*, 2016; Vallejo *et al.*, 2021). Esta consideración restringe a la Formación Misahualli a las rocas volcánicas depositadas en el tope de la Formación Chapiza; también implica que la Formación Santiago se depositó parcialmente de manera coetánea con la Unidad Piuntza (Vallejo *et al.*, 2021) (Figura 2).

Jurásico Superior-Cretácico Inferior: la Formación Chapiza fue definida como una sucesión de 500 m, aproximadamente, compuesta por intercalaciones de *redbeds*, areniscas y conglomerados depositados en ambientes no marinos (Goldschmid, 1941; Dashwood y Abbotts, 1990). Vallejo *et al.* (2021) identifican dos miembros en la Formación Chapiza: miembro inferior y superior. El miembro inferior incluye a lodolitas rojas, areniscas laminadas y limolitas con niveles de evaporitas depositadas en planicies aluviales y ambientes de *lagoon*. El miembro superior incluye areniscas gruesas con estratificación cruzada, gradación normal, areniscas medias a finas masivas y conglomerados clasto y matriz soportados, vinculados a ríos trenzados y meandríficos.

En la parte superior de la Formación Chapiza, brechas volcánicas y lavas de composición andesítica sugieren proximidad a fuentes volcánicas (Jaillard *et al.*, 1997). Intrusiones subvolcánicas en el miembro superior de la Formación Chapiza, asociadas a mineralización, fueron datadas de 156 Ma a 153 Ma, y pórfidos premineralización en 160,1±1 Ma (Drobe *et al.*, 2013; Leary *et al.*, 2016). Niveles volcánicos que cubren estratigráficamente rocas subvolcánicas fueron datados de 156,3±1,1 y 154,6±1,0 Ma (Andesita Fruta en Leary *et al.*, 2016), y la edad más joven reportada en rocas

volcánicas corresponde a 132 Ma ([Figura 2](#)) (Miembro Yaupi en [Hall y Calle, 1982; Romero et al., 2021](#)).

En este contexto, algunos autores proponen que la Formación Chapiza fue depositada de manera coetánea a una extensión regional en ambientes de trasarco, y que formaron estructuras de semigraben que fueron parcialmente llenadas por depósitos clásticos ([Díaz et al., 2004; Vallejo et al., 2021; Romero et al., 2021](#)). Al sureste de la zona Subandina, en el límite entre la cordillera Real y la zona Subandina, rocas subvolcánicas, se intruyeron en los márgenes de cuencas extensionales ([Drobe et al., 2013](#)). La alta tasa de sedimentación y subsidencia en las estructuras extensionales podría haber ayudado a la preservación de estos depósitos ([Vallejo et al., 2021](#)).

El régimen extensivo en el Jurásico Superior, descrito en la zona Subandina y en la cuenca Oriente, durante la sedimentación del Miembro Superior de la Formación Chapiza, también fue documentado hacia el este en la cordillera Real. A escala regional (Zona Subandina y Cordillera Real) y con ayuda de edades U-Pb en circones magmáticos, [Spikings et al. \(2015\)](#) propone que el arco magmático del Jurásico Superior al Cretácico Inferior se vuelve más joven hacia el oeste. Esto es consistente con la migración del eje del arco hacia la fossa, que fue acompañada con extensión en el arco y en el trasarco, además de la atenuación de la corteza continental ([Cochrane, 2013](#)). Sin embargo, el magmatismo y volcanismo del Jurásico Superior y Cretácico Inferior reportado en la zona Subandina no fue considerado en anteriores interpretaciones.

Aptiano-Albiano: la Formación Hollín se deposita en discordancia angular sobre un sustrato heterogéneo y deformado; consiste en una sucesión de areniscas ricas en cuarzo, de grano medio a grueso en la base, que cambian progresivamente a areniscas de grano fino, intercaladas con lodoletas negras y areniscas con glauconita en el tope ([Dashwood y Abbotts, 1990; White et al., 1995; Romero et al., 2019b; Vallejo et al., 2021](#)). White et al. (1995) introducen el término “Miembro Relleno de Valle Aluvial de acrónimo AVF”, localizado de manera discontinua e irregular en la base de la Formación Hollín. Estos depósitos son heterolíticos y peneplanizaron el relieve preexistente. En el intervalo Aptiano a Albiano, el registro litoestratigráfico de la Formación Hollín indica la transición de planicies de ríos trenzados a ambientes costeros influenciados por mareas ([Romero et al., 2019b; Vallejo et al., 2021](#)).

Metodología

En campo, la cartografía geológica incluye la referenciación espacial de afloramientos y secciones geológicas, así como, la descripción de las relaciones de corte observadas entre rocas sedimentarias y volcanoclásticas con cuerpos intrusivos ([Spencer, 2017](#)). La identificación litológica y la descripción de texturas en muestras tipo fueron utilizadas para definir lito-tipos o facies en rocas intrusivas siguiendo los protocolos sugeridos por [Ray et al. \(2011\)](#). Respecto a la toma de datos estructurales, se consideró la vergencia de estructuras falladas, en las cuales se describió su geometría y el desplazamiento en los sectores en donde se observó el movimiento directamente en el afloramiento, considerando a [Petit \(1987\)](#). También se documentaron planos de estratificación y diaclasas individualizando unidades litoestratigráficas y fallas geológicas. De esta manera, el análisis cinemático está soportado por 459 datos recolectados en 117 estaciones; estos datos son presentados a detalle en el Material Suplementario 1.

Imágenes satelitales de alta definición incluyeron ASTER, VIIRS, Resourcesat-1 y el modelo de elevación PRAT de SIGTIERRAS ([Navas y Prieto, 2011](#)). Estos insumos fueron procesados y utilizados en el análisis fotogeológico, con el objetivo de redefinir lineamientos, contactos y trazos de estructuras previamente reportadas, para complementar la cartografía geológica preexistente en la zona de estudio: [INEMIN \(1990\)](#), [BGS-CODIGEM \(1994\)](#) e [IIGE \(2019\)](#). Estos datos fueron integrados en el mapa geológico de Naiza, escala 1:25.000, presentado en la [Figura 3](#).

En el afloramiento del intrusivo de Naiza se recolectaron doce muestras tipo que fueron utilizadas en láminas delgadas, con el objetivo de identificar y cuantificar facies minerales y describir su textura y microestructura ([Ray et al., 2011](#)). El análisis petrográfico fue complementado con la discriminación geoquímica de seis muestras. Estos análisis fueron realizados en el laboratorio químico del Instituto de Investigación Geológico y Energético del Ecuador (IIGE) y en el Departamento de Metalurgia Extractiva de la Escuela Politécnica Nacional (DEMEX-EPN). En el procesamiento de las muestras se utilizaron trituradoras y pulverizadoras con discos de carburo de tungsteno; para el análisis de elementos mayores se utilizó fluorescencia de rayos X, XRF (con perla fundida); para elementos traza, espectrometría de

emisión óptica con plasma acoplado inductivamente, ICP-OES (con digestión total 4 ácidos); y para tierras raras, espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente, ICP-MS (con digestión por fusión alcalina). Los datos reportados fueron evaluados en diagramas de discriminación litológica y tectónica. En la generación de diagramas de geoquímica se utilizó el software GCDKit 6.0 siguiendo el procedimiento descrito a detalle en [Yu et al. \(2019\)](#).

Resultados

Relaciones de campo

Formación Chapiza (J_{Ch}): al norte de Indanza, en el sector de Tskenkias (UTM: 798 128E, 9 673 655N), secuencias de rocas con tendencia estrato creciente, compuestas por areniscas calcáreas, intercaladas entre brechas volcánicas y calizas asociadas a la

Formación Santiago, son cubiertas en discordancia por limolitas rojas con yeso, vinculadas a la Formación Chapiza ([Figura 3](#)). Al sureste de Indanza (UTM: 797 597E, 9 671 996N), se observan secuencias de rocas con tendencia estrato decreciente, compuestos por intercalaciones de limolitas rojas masivas con niveles de yeso y areniscas limosas con ondulitas (*ripples*). Al noroeste de Naiza (UTM: 798 231E, 9 671 230N), estos niveles son cubiertos en concordancia por secuencias estrato-decrecientes de conglomerados oligomictíticos, matriz soportados, con clastos andesíticos, dacíticos y fragmentos aplanados de lodoletas y areniscas, intercalados entre gruesos estratos de areniscas rojas de grano medio, con laminación paralela y limolitas masivas rojas ([Figura 3](#)). Al norte de Naiza, observaciones morfológicas indican que el espesor de la Formación Chapiza alcanza los 150 m; además, se presenta en forma de llanuras y mesetas irregulares, de pendiente moderada (5°-15°).

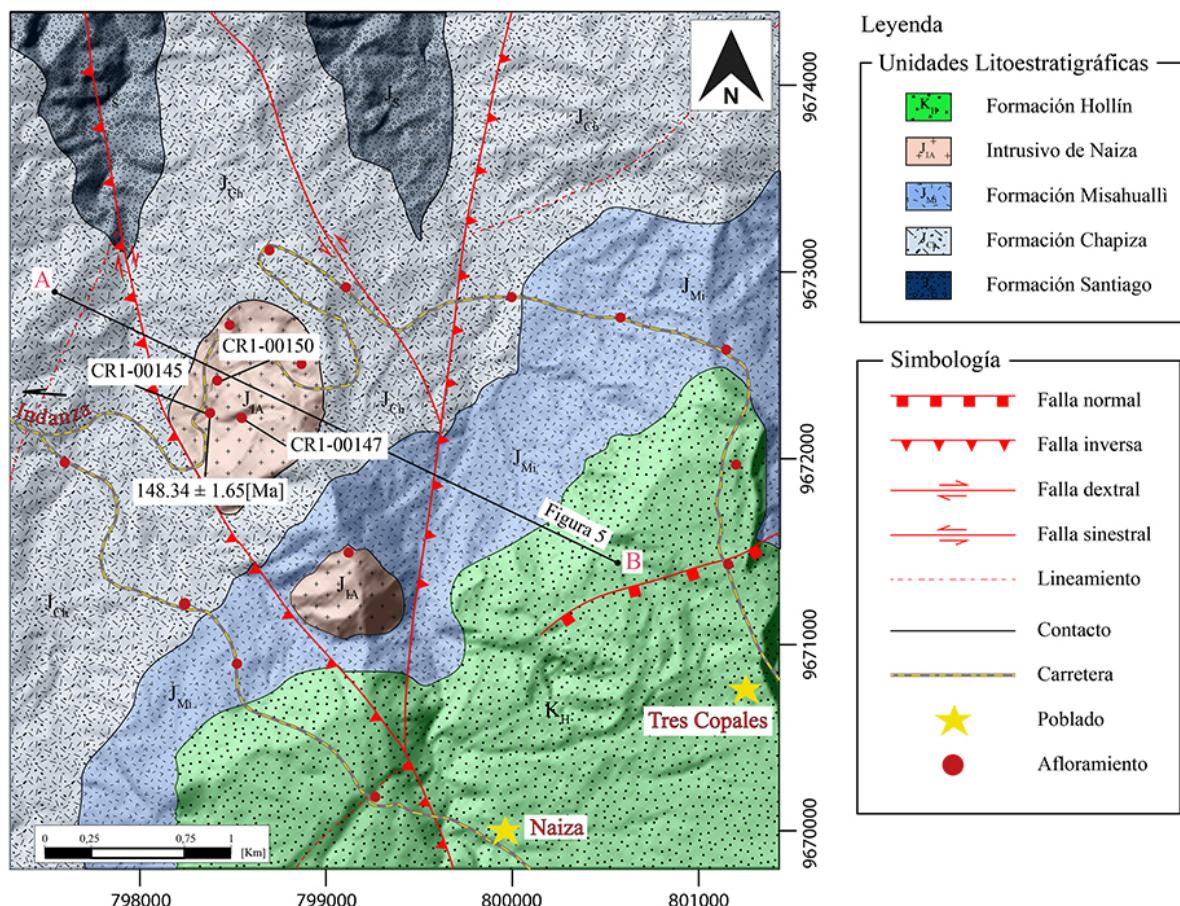


Figura 3. Mapa geológico de la zona de estudio que muestra la ubicación del intrusivo de Naiza. Escala 1:25.000. Modificado de [BGS-CODIGEM \(1994\)](#) e [IIGE \(2019\)](#).

Formación Misahualli (J_M): en el camino Indanza a Tres Copales (UTM: 800 008E, 9 672 871N), areniscas rojas de grano fino, masivas de la Formación Chapiza son cubiertas en discordancia por lavas de composición andesítica y textura porfirítica intercaladas con brechas volcánicas asignadas a la Formación Misahualli. Al noroeste de Tres Copales (UTM: 800 579E, 9 672 755N), brechas clasto soportadas, monomicticas con fragmentos angulares de composición andesítica, intercaladas con andesitas porfiríticas con fenocristales subhendrados de plagioclasa y hornblenda, fueron incluidas en la Formación Misahualli (Figura 3). Al noroeste de Naiza (UTM: 798 518E, 9 670 906N), la Formación Misahualli agrupa estratos de 1 m, de tobas de ceniza con cristales rotos de plagioclásas y hornblenda, intercalados entre lavas de composición andesítica afaníticas verdes y grises. Observaciones morfológicas y datos de altura GPS promedian el espesor de la Formación Misahualli en 120 m, en

colinas parcialmente erosionadas con pendiente superior a 15° (Figura 3).

Intrusivo de Naiza (J_N): en el camino Indanza a Tres Copales, en el sector de Naiza (UTM: 798 377E, 9 672 259N) (Figura 3, Figura 4), un granitoide de color gris a rosado, de composición cuarzomonzonítica, de textura fanerítica, inequigranular, de grano medio a fino, con cristales euhedrales de plagioclasa, feldespato, cuarzo, hornblenda y biotita, se intruye en rocas sedimentarias de la Formación Chapiza a lo largo de la falla Naiza (Figura 4). Morfológicamente, este cuerpo intrusivo forma un domo irregular orientado al noroeste, de aproximadamente 1 km de longitud (Figura 3). Hacia el sureste, un cuerpo de la misma composición y similar textura se emplaza en rocas volcánicas de la Formación Misahualli; en este cuerpo es común encontrar xenolitos de composición andesítica (Figura 4).

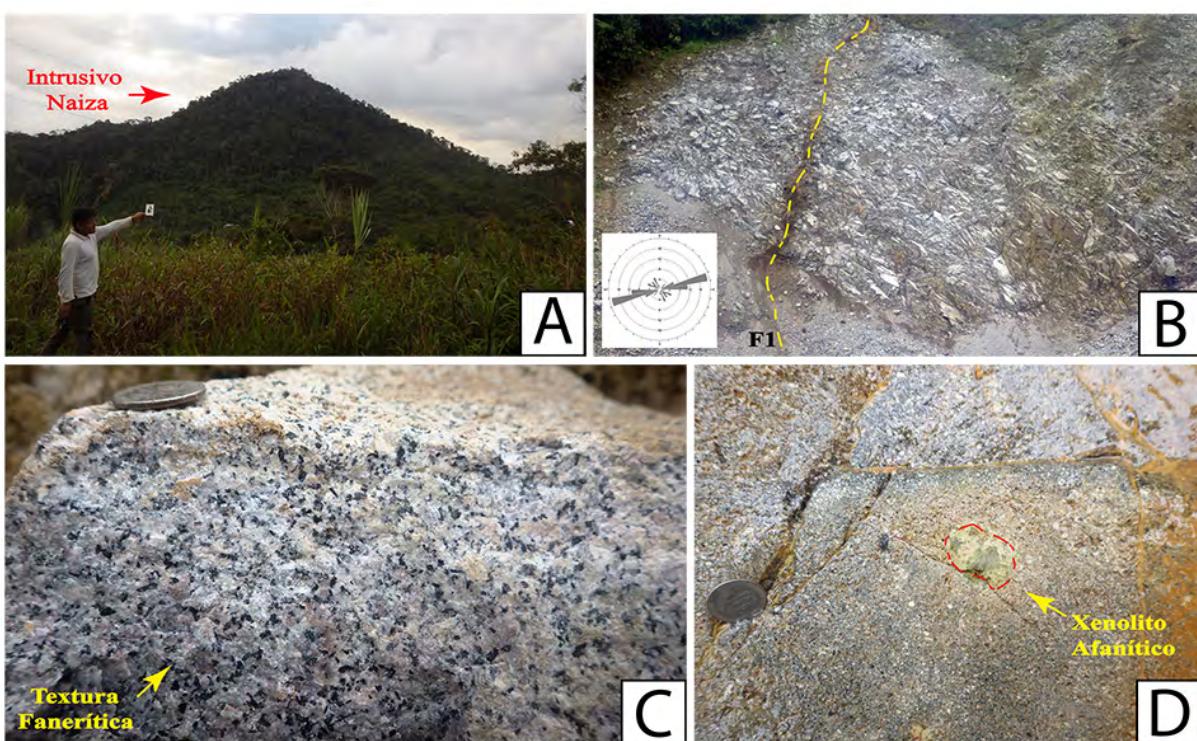


Figura 4. Afloramiento tipo del intrusivo de Naiza. **A.** Morfología tipo cúpula del intrusivo de Naiza. **B.** Afloramiento del intrusivo de Naiza intensamente diaclasado y fallado. **C.** Cuarzomonzonita fanerítica de grano medio y textura granular. **D.** Xenolitos afaníticos con fragmentos andesíticos en intrusivo de Naiza.

Formación Hollín (K_H): en los trayectos de Indanza - Naiza - Tres Copales, areniscas de la Formación Hollín cubren en discordancia angular las rocas volcánicas de la Formación Misahualli (Figura 3). En las cercanías a Tres Copales (UTM: 801 157E, 9 671 438N), secuencias estrato-decrecientes compuestas por estratos de areniscas ricas en cuarzo, con estratificación cruzada transversal, paralela y gradación normal, además de conglomerados de cuarzo, clasto y matriz soportados, con imbricación y gradación normal, son incluidas en la Formación Hollín. Morfológicamente, la Formación Hollín se presenta en mesetas regulares con altura superior a los 100 m de espesor (Figura 3).

Sección geológica Naiza (A-B)

La sección geológica Naiza presentada en la Figura 5A tiene una longitud de 3,3 km, con dirección ONO-ESE; comprende a las formaciones Chapiza, Misahualli y Hollín; a las estructuras Naiza y Pukanza, y al intrusivo de Naiza. Datos de estratificación en la Formación Chapiza muestran dirección de rumbo media de N30°E, con ligeras variaciones al NNE-SSO y buzamientos suaves a moderados (<30°) (Figura 5B). Datos de campo e imágenes satelitales indican que la falla Naiza corresponde a una estructura inversa dextral de dirección NO-SE, de buzamiento sur, que afecta principalmente a rocas sedimentarias de la Formación Chapiza (Figura 5). Esta estructura se vincula a dos familias de diaclasas (observadas en la Formación Chapiza) dispuestas de manera casi ortogonal, de dirección NE-SO buzando al SE, y oblicuas de dirección E-O buzando al sur, respecto a la estructura principal (Figura 5C).

El intrusivo de Naiza se emplaza en rocas sedimentarias de la Formación Chapiza; los contactos observados en campo cortan de manera casi perpendicular la estratificación de la roca caja (Figura 5D). Los efectos del metamorfismo térmico producido por las rocas intrusivas no son claramente observables debido al grado de meteorización o también puede responder al tamaño del intrusivo, el cual no es suficiente para generar recristalización por metamorfismo térmico. Al este del intrusivo de Naiza, la falla Pukanza corresponde a una estructura de dirección N-S, buzando al este con dinámica inversa. Dos familias de diaclasas transversales asociadas a la falla Pukanza fueron identificadas, con la misma dirección ONO-ESE, pero con buzamientos contrarios, lo que genera bloques tipo cuña (Figura 5E). Las dos fallas presentan buzamientos fuertes (64°-76°) y se encuentran a los extremos del intrusivo de Naiza, en el cual se observó una familia de diaclasas principal de dirección ENE-OSO buzando al SE, lo que podría estar relacionado con las principales estructuras que están afectando a las formaciones cretácicas y jurásicas de la zona de estudio (Figura 5).

Al este de la falla Pukanza, los datos estructurales (diaclasas) tienen tendencia preferencial ONO-ESE, con fuertes buzamientos al norte y sur (Figura 5F). La estratificación de la Formación Hollín tiene una dirección preferencial N-S con buzamientos suaves (8°-12°) al oeste (Figura 5G).

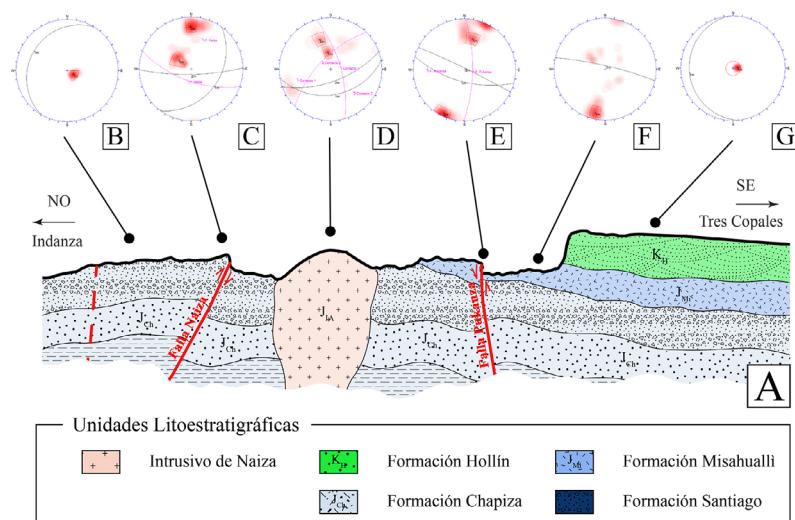


Figura 5. Perfil geológico de la zona de estudio (norte de Indanza al norte de Tres Copales en el sector de Naiza). A. Perfil geológico. Diagrama de polos con datos de B. Estratificación de la Formación Chapiza. C. Diaclasas y datos estructurales de la Falla Naiza. D. Diaclasas y contactos del intrusivo de Naiza. E. Diaclasas y datos estructurales de la Falla Pukanza. F. Diaclasas medidas en la Formación Misahualli. G. Estratificación de la Formación Hollín.

Petrografía

El estudio petrográfico incluyó el análisis de doce muestras que fueron clasificadas como cuarzomonzonitas en el diagrama QAPF (Le Maitre, 2002) con textura fannerítica, de grano fino a medio, holocristalina, inequigranular, hipidiomórfica, gráfica y pertítica. La composición mineralógica promedio documentada en el

set de muestras analizadas incluye plagioclasa (~45%), feldespato (~37%) y cuarzo (~18%) como minerales principales; biotita (~9%) y hornblenda (~5%) como minerales secundarios; y como minerales accesorios se identificaron esporádicamente titanita, apatito y círcón, además de sericita y saussurita como minerales de alteración (Figura 6).

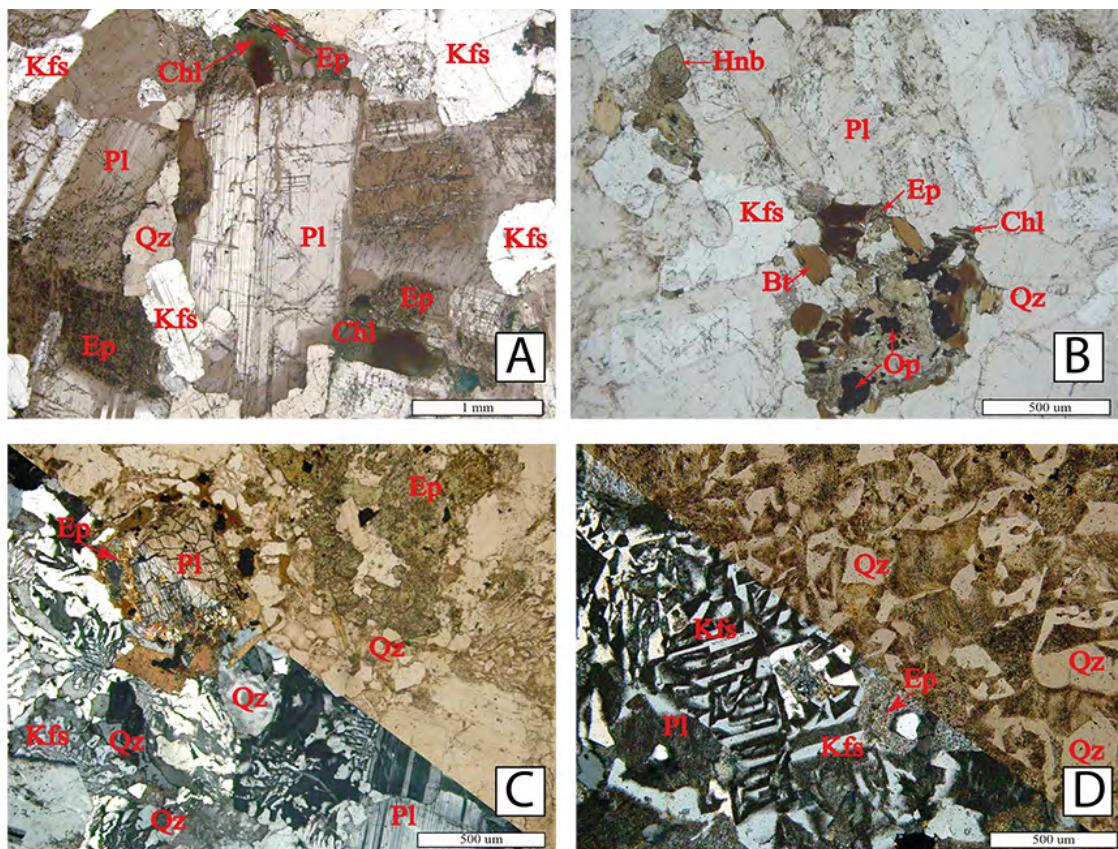


Figura 6. Secciones delgadas del intrusivo de Naiza. A-B. Lámina delgada del intrusivo de Naiza bajo luz polarizada con nícoles paralelos, que muestra la mineralogía principal. C-D. Lámina delgada del intrusivo de Naiza, que muestra textura gráfica, pertítica y mirmequítica. E. Diagrama de discriminación litológica de Le Maitre (2002).

La plagioclasa es el mineral más abundante con tamaños de cristal superiores a los 3 mm, presenta hábito tabular con zonación normal y macla tipo albita y albita-Carlsbad; ocasionalmente, se observa intercrecimiento de cuarzo y plagioclasa que forma texturas mirmequíticas ([Figuras 6C](#) y [6D](#)). La plagioclasa varía entre oligoclasa y andesina (An18 a An30). El cuarzo se encuentra en cristales anhedrales inequigranulares, de tamaños entre 0,2 mm y 2,5 mm; es común observar agrupaciones policristalinas con bordes irregulares. El feldespato alcalino corresponde a microclina con desmezclas pertíticas en filoncillos y en parches. La biotita se presenta en cristales con hábitos tabulares y generalmente presenta subautoformas de color marrón y tonalidad verdosa, con pleocroísmo marrón claro a verde pálido, con extinción de arce moteado (extinción en micas descrito

en [Leelanandam, 1970](#)). Ocasionalmente, se observa el desarrollo de textura poiquilitica de apatito en biotitas. La hornblenda exhibe formas euhedrales a anhedrales, coloración verde claro a gris, con tamaños inferiores a 3 mm; en ocasiones se identifican maclas simples y es común observar sectores alterados a clorita.

Geoquímica

Los análisis geoquímicos se realizaron sobre la suite de rocas que componen el cuerpo principal del intrusivo de Naiza. Se analizaron seis muestras procurando que tuvieran la mayor representatividad del cuerpo ígneo. Los resultados obtenidos se presentan en la [Tabla 1](#). El set de muestras analizado presenta bajos valores de pérdida por ignición (LOI) que varían de 0,92% a 1,83%.

Tabla 1. Resultados de análisis geoquímicos.

Código	CR1- 00145-M2	CR1- 00145-M1	CR1- 00147-M1	CR1- 00147-M2	CR1- 00150-M1	CR1- 00150-M2
UTM-X	798 386E	798 386E	798 527E	798 527E	798 409E	798 409E
UTM-Y	9 672 246N	9 672 246N	9 672 196N	9 672 196N	9 672 412N	9 672 412N
Elementos Mayores (%)						
SiO ₂	68,25	68,53	68,75	69,27	69,70	69,74
TiO ₂	0,71	0,63	0,69	0,62	0,65	0,66
Al ₂ O ₃	14,65	14,96	14,36	14,73	13,88	14,06
Fe ₂ O ₃	2,97	2,92	2,83	2,80	2,98	2,81
MgO	0,88	0,91	0,94	0,94	0,95	1,08
MnO	0,12	0,12	0,11	0,09	0,11	0,10
CaO	1,85	1,52	1,65	1,52	1,43	1,65
Na ₂ O	4,37	4,33	4,51	4,41	4,50	4,14
K ₂ O	5,97	5,84	5,95	5,39	5,58	5,55
P ₂ O ₅	0,23	0,22	0,20	0,24	0,22	0,20
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
LOI	0,92	0,99	1,83	1,06	1,10	1,23
Alkali (Na ₂ O + K ₂ O)	10,34	10,17	10,46	9,80	10,08	9,70
Na ₂ O + K ₂ O-CaO	8,49	8,65	8,81	8,28	8,65	8,04
Fe ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ +MgO)	0,77	0,76	0,75	0,75	0,76	0,72
A/NK	1,42	1,47	1,37	1,50	1,38	1,45
ASI	1,20	1,28	1,19	1,30	1,21	1,24
Elementos traza - REE (ppm)						
Sr	210	222	231	224	219	232
V	109	105	121	111	101	117
Cr	18	20	26	23	19	20
Co	7,8	6,9	7,2	8,3	6,5	7,8
Ni	9	11	9	10	10	11
Cu	25	25	29	28	29	27
Zn	33	30	36	31	30	33
Ga	15	17	18	18	20	19
Rb	70	69	71	68	65	71
Y	18	19	21	18	22	24
Zr	236	216	238	218	220	241

Continuación Tabla 1.

Código	CR1- 00145-M2	CR1- 00145-M1	CR1- 00147-M1	CR1- 00147-M2	CR1- 00150-M1	CR1- 00150-M2
Nb	16	17	19	16	17	18
Ba	631	607	620	628	609	615
La	21	17	19	20	18	19
Ce	19	23	29	25	27	24
Pr	6	5	6	7	5	6
Nd	20,16	21,39	21,17	19,83	23,82	24,65
Sm	4,32	5,06	4,48	4,19	5,38	4,67
Eu	0,62	0,51	0,69	0,49	0,59	0,65
Gd	3,28	3,16	3,64	3,33	3,54	3,28
Tb	0,51	0,48	0,59	0,53	0,48	0,56
Dy	4,19	3,1	3,45	3,38	3,65	4,21
Ho	0,61	0,65	0,71	0,7	0,66	0,68
Er	2,16	2,35	2	2,21	2,31	2,1
Tm	0,29	0,23	0,29	0,26	0,18	0,27
Yb	2,09	2,11	2,08	2,26	2,31	2,19
Lu	0,46	0,29	0,364	0,34	0,31	0,34
Hf	4,41	4,36	4,51	3,92	3,86	4,04
Ta	0,92	0,87	0,95	0,86	0,81	0,79
Pb	11,82	12,34	12,7	9,32	15,36	15,08
Th	9,9	8,48	7,94	8,46	9,17	7,68
U	2,98	2,35	2,96	2,65	2,11	2,16
Ti	4079,59	3794,23	4556,2	3712,1	4323,59	3963,89
Zr/Ti	0,057	0,056	0,052	0,058	0,05	0,06
Nb/Y	0,89	0,89	0,9	0,89	0,77	0,75
Th/Yb	4,74	4,02	3,82	3,74	3,97	3,51
Nb/Yb	7,66	8,06	9,14	7,08	7,36	8,22
Y+Nb	34	36	40	34	39	42
Ba/Rb	9,01	8,8	8,73	9,26	9,37	8,66

Los resultados muestran alto contenido de SiO_2 (68,25-69,74%) y álcali ($9,70 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 10,46$), además de bajos contenidos de Al_2O_3 (13,88-14,96%), TiO_2 (0,62-0,71%), Fe_2O_3 (2,92-2,98%), MgO (0,88-1,08%), MnO (0,09-0,12%), CaO (1,43-1,85%) y P_2O_5 (0,20-0,24%). En los diagramas de Harker (Figura 7) se observa una correlación lineal de los óxidos mayores versus el aumento de SiO_2 . El set de muestras analizadas se localiza dentro del tren de cristalización de granitoides, con variaciones en las tendencias de los óxidos a medida que aumenta el contenido de SiO_2 . El decrecimiento en TiO_2 , MgO , FeO , CaO , P_2O_5 y Al_2O_3 con el incremento de la SiO_2 es consistente con la remoción temprana de plagioclasa y piroxeno (De Lima *et al.*, 2017). El incremento de Na_2O probablemente se debe a que no es incorporado a los minerales que cristalizan en los estados iniciales del fraccionamiento mineral y se conservan o concentran en el líquido residual (Erwan *et al.*, 2018).

De acuerdo con el diagrama TAS de Middlemost (1994), que considera la relación entre álcali y SiO_2 , las muestras se clasifican como cuarzomozonitas (Figura 8A); esto concuerda con las relaciones de Nb/Y (0,051-0,061) y Zr/Ti (0,75-0,91) que sugieren que el set corresponde a monzonitas (Figura 8B) (Winchester y Floyd, 1977), además, se correlaciona con la clasificación petrográfica (Figura 6). En el diagrama de clasificación de granitoides de Frost *et al.* (2001), que analiza la relación entre álcalis y CaO respecto a SiO_2 , el conjunto de muestras fue ploteado en el campo de afinidad alcalina (Figura 8C); esto es consistente con las concentraciones de Th (7,68-9,90 ppm) y Co (6,50-8,30 ppm) que indican que el intrusivo de Naiza tiene afinidad calco-alcalina alta en K (Figura 8D) (Hastie *et al.*, 2007). Por otro lado, las proporciones de FeO_{T} , MgO y SiO_2 sugieren carácter magnesiano (Frost y Frost, 2008, 2010) (Figura 8E), mientras que el índice de saturación en álumina indica carácter metalumínico (Shand, 1927; Maniar y Piccoli, 1989) (Figura 8F).

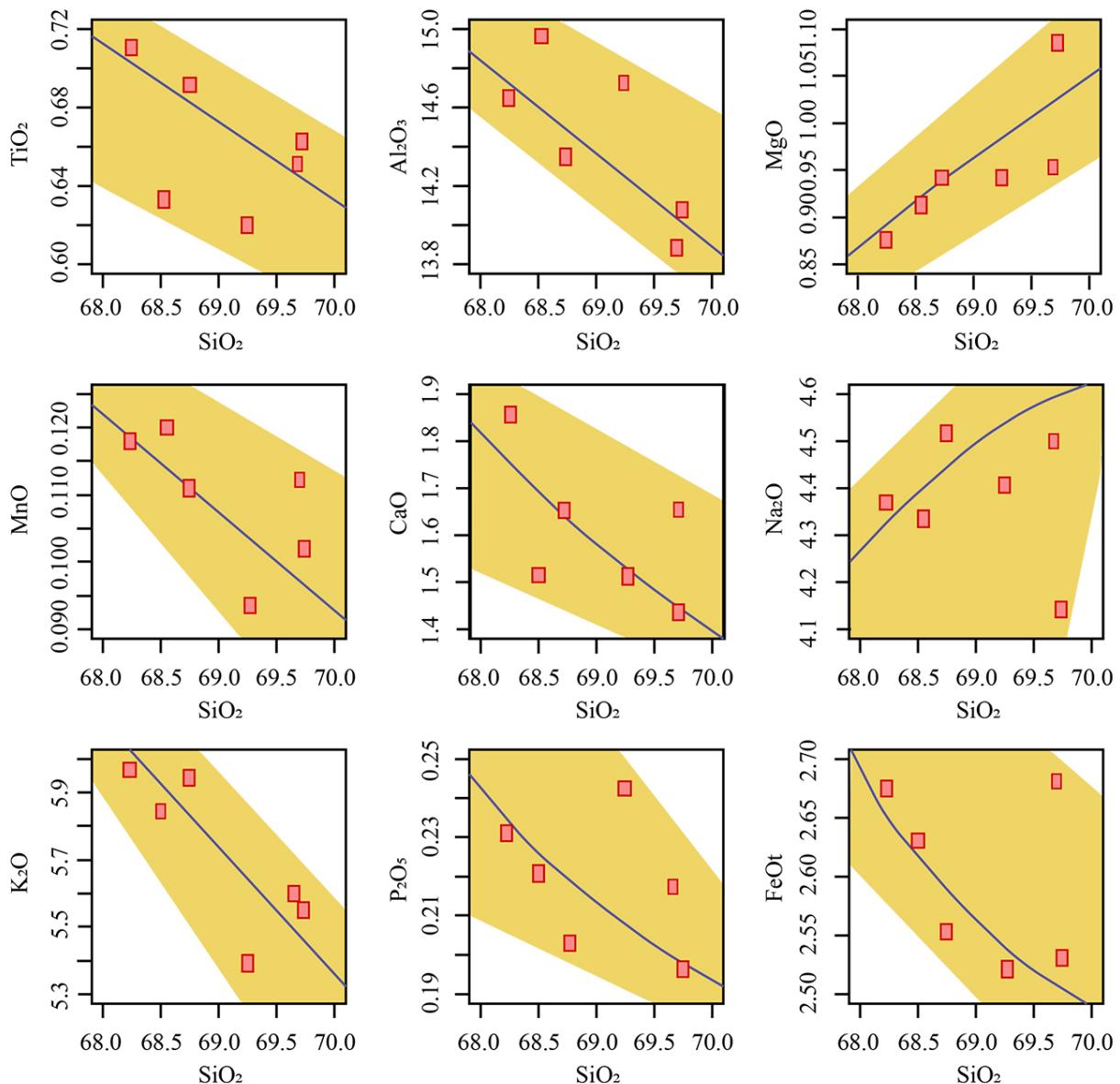


Figura 7. Diagrama de variación de Harker para el intrusivo de Naiza. Variaciones de elementos mayores vs SiO₂.

El patrón de tierras raras (REE) normalizado a los valores de condrita de Nakamura (1974) tiene pendiente negativa, con enriquecimiento de tierras raras livianas (LREE) y empobrecimiento progresivo hacia tierras raras pesadas (HREE) que muestra patrones relativamente planos (Figura 9A), es así como la relación de (La/Yb)_N varía de 5,19 a 6,70, mientras que la relación de (Gd/Yb)_N varía de 1,175 a 1,394. Además, la relación (Ce/Yb)_N que representa la relación entre LREE/HREE normalizada a condrita presenta valores entre 2,31 y 3,55. También se observan anomalías negativas de Eu con relaciones Eu/Eu* de 0,39 a 0,53 (Material Suplementario 2).

En el diagrama multielemental de REE normalizado a N-MORB de Sun y McDonough, (1989) se observa enriquecimiento en elementos de iones litófilos (LILE), en relación con *high-field-strength elements* HFSE (Figura 9B). De esta manera, se observan valores de Rb_N, Sr_N y Ba_N que varían de 116-126; 2,33-2,58; 96,3-100,16, respectivamente. Mientras que los valores de Lu_N van de 0,64 a 1,01 y los de Eu_N varían entre 0,48 y 0,68 (Material Suplementario 2).

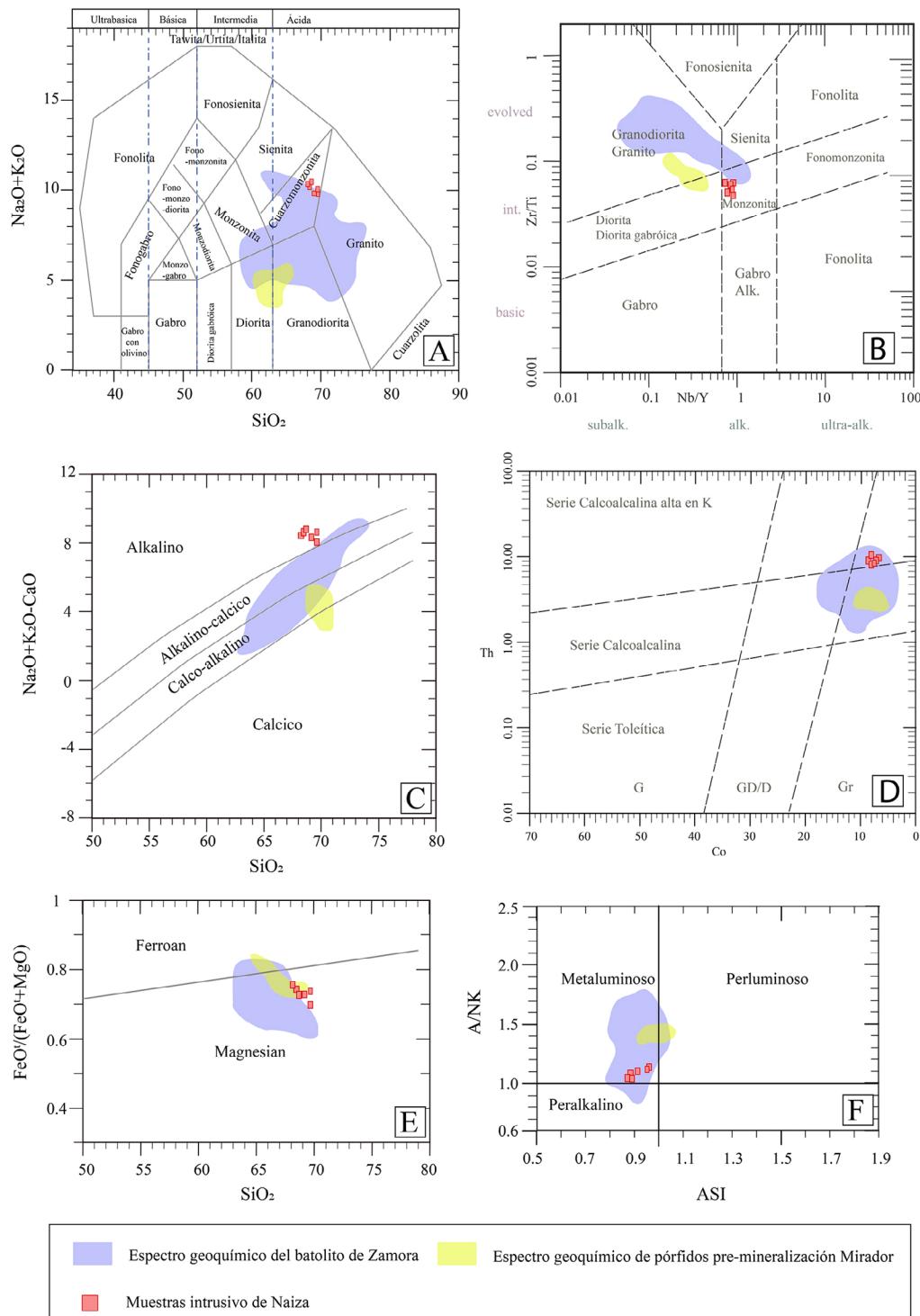


Figura 8. Geoquímica de elementos mayores del intrusivo de Naiza. A. Clasificación geoquímica de las rocas con base en el diagrama TAS para rocas plutónicas de Middlemost (1994). B. Diagrama de discriminación litológica de Winchester y Floyd (1977) en función de las relaciones de Nb/Y vs Sr/Ti . C. Diagrama de clasificación de granitoides $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs SiO_2 de Frost *et al.* (2001). D. Diagrama de afinidad química de Hastie *et al.* (2007) con base en las concentraciones de Th y Co. E. Diagrama de discriminación SiO_2 vs $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ de Frost *et al.* (2001) después de Frost y Frost (2010). F. Índice de saturación en álumina de Shand (1927) modificado por Maniar y Piccoli (1989). El espectro geoquímico del batolito de Zamora incluye datos previamente reportados por Litherland *et al.* (1994), Cochrane (2013) y Spikings *et al.* (2015), mientras que el espectro geoquímico de pórfitos premineralización Mirador incluye datos de Drobe *et al.* (2013), Leary *et al.* (2016) y BGS-CODIGEM (1994).

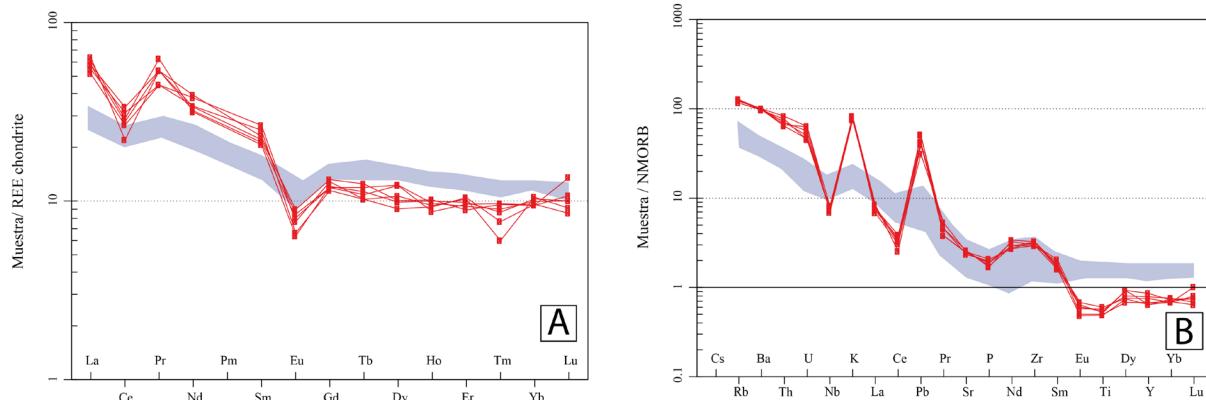


Figura 9. Diagramas de normalización de REE. A. Diagrama de normalización a condrita de Nakamura (1974). B. Diagrama de normalización a NMORB de Sun y McDonough, (1989). En color gris azulado se presenta el espectro geoquímico del batolito de Zamora reportado por Litherland *et al.* (1994) y Spikings *et al.* (2015).

Discusión

Relaciones de corte del intrusivo de Naiza

Anteriores investigaciones agruparon a todos los cuerpos intrusivos en el sur de la zona Subandina en el batolito de Zamora (INEMIN (1990); BGS-CODIGEM (1994); Litherland *et al.*, 1994), sin considerar relaciones de corte entre intrusivos y roca caja, características petrográficas, el detalle geoquímico y la edad de los intrusivos, además de la posición estratigráfica y la naturaleza de la roca caja. El término “arco volcánico de larga vida” fue utilizado para vincular a cuerpos intrusivos indiscriminados al batolito de Zamora y para proponer un solo pulso magmático (Litherland *et al.*, 1994). Sin embargo, debido al estilo de mineralización y al interés económico, varios pulsos magmáticos que afectaron al batolito de Zamora y a rocas contemporáneas han sido discriminados (Coder, 2001; Chiaradia *et al.*, 2004; Drobe *et al.*, 2013; Leary *et al.*, 2016). Al sur y sureste de Indanza, Drobe *et al.* (2013) reportan edades de mineralización de 153 Ma a 156 Ma en diques de composición andesítica a dacítica. Por otra parte, Coder (2001) presenta el detalle petrográfico de estos diques reportando granitos, tonalitas y monzonitas, con xenolitos andesíticos y basálticos. En el trayecto de Indanza a Tres Copales, en el sector de Naiza, un granitoide corta a rocas sedimentarias de la Formación Chapiza; este cuerpo fue datado en $148,34 \pm 1,65$ Ma (Vallejo *et al.*, 2021). Esta consideración estratigráfica permite discriminar al batolito de Zamora del intrusivo Naiza, debido a que el batolito de Zamora intruye a rocas más antiguas vinculadas a la Unidad Piuntza.

La geología del área de interés incluye conglomerados, areniscas y limolitas con yeso vinculadas a la Formación

Chapiza; andesitas y brechas volcánicas incluidas en la Formación Misahualli. Análisis petrográfico y datos de geoquímica indican que el intrusivo de Naiza tiene composición cuarzomonzonítica. Tanto las formaciones Chapiza y Misahualli como el intrusivo son cubiertos en discordancia angular por conglomerados de cuarzo, areniscas y lodoletas de la Formación Hollín.

Observaciones estructurales y morfológicas realizadas en campo permiten identificar en la sección estudiada la presencia de dos fallas: 1) falla inversa dextral Naiza de dirección NE-SO con buzamiento al SE y 2) falla inversa Pukanza de dirección N-S con buzamiento al este, estas fallas controlan geográficamente la presencia de intrusiones. Por otro lado, ambas fallas presentan buzamientos abruptos a muy fuertes, lo cual no es común en la dinámica de las fallas inversas (Wellmann y Caumon, 2018); por lo cual es probable que estas fallas se hayan reactivado a partir de fallas normales en las que son frecuentes altos ángulos de buzamiento (Petit, 1987; Cherpeau *et al.*, 2012; Spencer, 2017). Lo anterior concuerda con la interpretación propuesta por Coder (2001) y Drobe *et al.* (2013), quienes sugieren que pulsos magmáticos posteriores al batolito de Zamora mineralizaron a rocas preexistentes y se emplazaron en condiciones distensivas. Vallejo *et al.* (2021) proponen que este periodo fue dominado por tectónica extensiva y se produjo en el Jurásico Superior. Angulo *et al.* (2018) en función de análisis sísmico y la identificación de estructuras de semi-graben y graben en el centro norte de la zona Subandina, propone que la extensión del Jurásico tardío está vinculada a los períodos de retroceso de un slab, que se evidencia por el desarrollo de una zona de subducción y un control extensional en la región de trasarco. Por otro lado,

Jaillard *et al.* (1997) y Baby *et al.* (2013) afirman que un episodio de inversión tectónica regional ocurrió en el Cretácico Inferior e invirtió fallas inversas y normales, generando mega estructuras positivas como son los anticlinales Sacha y Shushufindi en el centro norte de la cuenca región Subandina. En la zona de estudio, no existen datos sísmicos que confirmen esta hipótesis, sin embargo, datos de campo presentados en esta investigación concuerdan con esta interpretación.

Características petrográficas y geoquímicas del intrusivo de Naiza

Al suroriente de la zona Subandina, el batolito de Zamora incluye granitos, granodioritas, monzonitas, cuarzomonzonitas, sienitas y granitoides ricos en cuarzo (Figura 8A) de afinidad calco-alcalina a alcalino cálcico (Figura 8C), magnesiano a ferrosiano (Figura 8E), peralcalino a metaluminoso (Figura 8F), de arco volcánico continental del Jurásico Inferior (Litherland *et al.*, 1994; Cochrane, 2013; Spikings *et al.*, 2015). Al sur de la zona de estudio, en las inmediaciones de Indanza, intrusiones dioríticas y granodioríticas que afectan al batolito de Zamora (Figura 8A) son caracterizadas por presentar afinidad calco-alcalina (Figura 8C) y carácter peraluminoso a metalumínico (Figura 8F) (Coder, 2001; Vallance *et al.*, 2009; Drobe *et al.*, 2013). Mientras que, el intrusivo de Naiza corresponde a una cuarzomonzonita, alcalina a calco-alcalina alta en K, magnesiana, metaluminosa (Figura 8). La composición mineralógica promedio del intrusivo de Naiza incluye plagioclasa (oligoclás-andesina), feldespato (microclina), cuarzo, biotita y hornblenda. En general, su textura es fanerítica de grano fino a medio, inequigranular.

Las concentraciones de Y, Rb y Nb del set de muestras analizado son ploteadas en el campo de granitos de arco volcánico en el diagrama de Pearce *et al.* (1984) (Figura 10A). Las relaciones de Rb, Ta y Hf también concuerdan con un arco volcánico producto de la subducción como ambiente de formación de este intrusivo (Harris *et al.*, 1986) (Figura 10B). Las relaciones Y, La y Nb sugieren que el intrusivo de Naiza se formó en un episodio tardío a postmagmático en un dominio intracontinental propio de las cuencas de trasarco (Figura 10C). Anomalías negativas de Eu son controladas por el fraccionamiento de plagioclasa (De Lima *et al.*, 2017; Rodríguez-García *et al.*, 2020). Altas concentraciones de Th y Nb pueden ser

vinculadas a contaminación cortical (De Lima *et al.*, 2017). Anomalías negativas de Ce pueden relacionarse con el estado de oxidación del magma parental, el enriquecimiento en circonio de la mezcla magmática y altas tasas de asimilación cortical (Taylor y McLennan, 1981; Belousova *et al.*, 2002). El enriquecimiento en LREE indica que estas rocas se formaron en cámaras magmáticas bien diferenciadas o que la contaminación y asimilación cortical fue representativa en la composición del fluido (Jiang *et al.*, 2010; Erwan *et al.*, 2018). El desarrollo de textura gráfica, pertítica, poiquilitica y mirmequilitica indica un nivel somero en el emplazamiento de este Plutón (Parada, 1984).

En asociación, las características petrográficas y el detalle geoquímico reportado en esta investigación son elementos utilizados para reevaluar la propuesta de un único y particular arco de larga vida en el Jurásico Inferior (Litherland *et al.*, 1994). Pratt *et al.* (2005) y Spikings *et al.* (2015) considerando las edades reportadas para cuerpos intrusivos del Jurásico al Cretácico en la cordillera Real y zona Subandina afirman que el eje del arco migraría al oeste generando episodios extensivos y compresivos en las cuencas sedimentarias de trasarco. Sin embargo, si se consideran las edades de pórfidos reportados en la zona Subandina se observa que las edades del Jurásico Superior al Cretácico Inferior no necesariamente siguen esta tendencia (Figura 11). Esto podría estar vinculado a pulsos magmáticos tardíos o posteriores al batolito de Zamora que mineralizaron las diferentes rocas cajas en la que se intruyeron (Drobe *et al.*, 2013; Romero *et al.*, 2021). Por otro lado, pulsos volcánicos más jóvenes a la Formación Misahualli, reportados a escala regional como la Unidad Yaupi (Angulo *et al.*, 2018) podrían ser consideradas fases efusivas de un pulso magmático más joven. También es preciso considerar que se necesita incrementar el volumen de datos geocronológicos de intrusivos y pórfidos en la región Subandina para desarrollar una historia magmática más robusta a nivel regional.

A nivel regional en el norte de Colombia, Rodríguez-García *et al.* (2022) reportan que el ciclo magmático del Jurásico Inferior finalizó a los ca. 164 Ma. Sin embargo, intrusiones de ca. 159 Ma de cuerpos porfídicos de basaltos andesíticos alcalinos, hacia el borde de la margen continental, sugiere el estrangulamiento y el colapso de la zona de subducción en el manto.

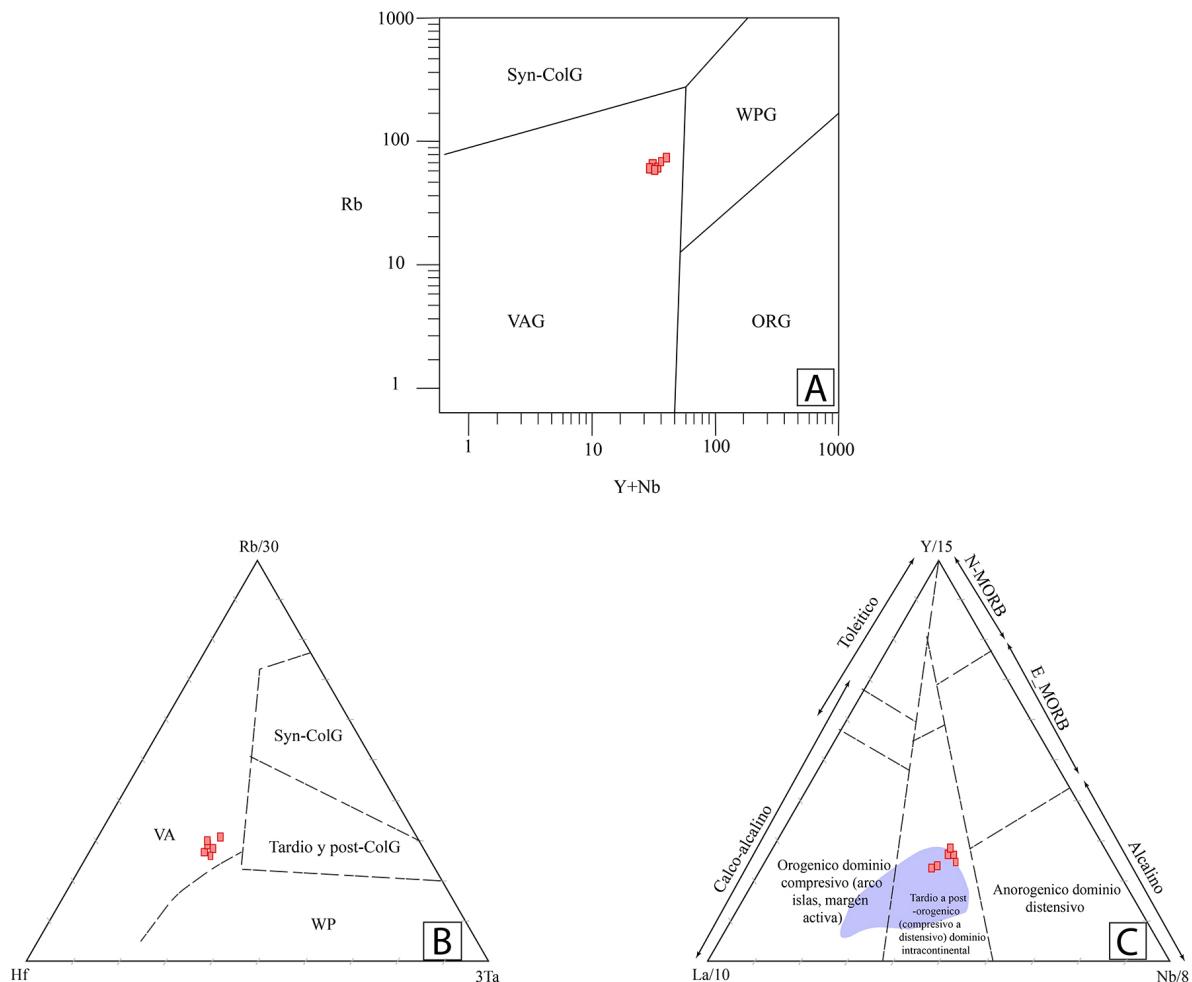


Figura 10. Discriminación tectónica del intrusivo de Naiza. **A.** Diagrama binario de discriminación tectónica de granitoides propuesto por Pearce *et al.* (1984) considerando las relaciones entre Rb, Y y Nb. **B.** Diagrama ternario de discriminación tectónica de Harris *et al.* (1986) con base en Rb, Hf, Ta. **C.** Diagrama ternario de discriminación tectónica de Cabanis y Lecolle (1989) considerando a Y, La y Nb.

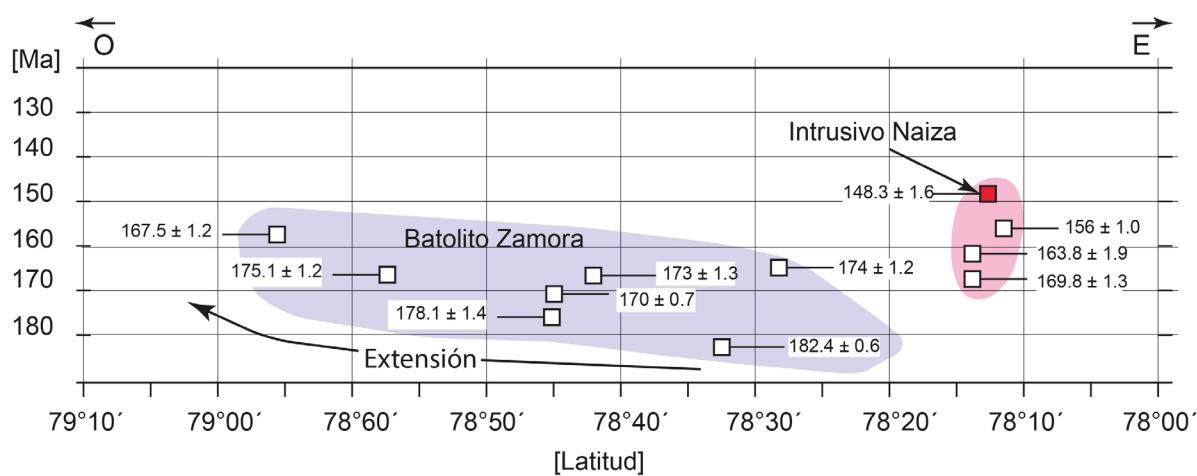


Figura 11. Latitud vs edades reportadas vinculadas al batolito de Zamora en la zona Subandina.

Por otro lado, el autor también reporta que al occidente de la margen continental, comenzó un nuevo ciclo magmático de arco sobre otra masa continental a ca. 171 Ma y se extendió hasta ca. 138 Ma, dando origen a un cinturón de plutones cálcicos a cálcico-alcalinos emplazado en rocas metamórficas del Ordovícico (terreno Anacona), Triásico (terreno Tahamí) y Jurásico Superior (Orogéno de Tierradentro). En el sur de Colombia, Restrepo *et al.* (2021) sugiere que el emplazamiento de rocas plutónicas que deformaron a rocas pre-existentes probablemente se desarrolló en régimenes transpresivos en el Jurásico Medio, relacionados a convergencia oblicua que caracterizó la margen occidental de los Andes del norte. Esta hipótesis concuerda con los datos reportados en esta investigación sugieren que el intrusivo Naiza se emplazó en un dominio intra continental en el trasarco, además esto podría relacionarse al colapso de la zona de subducción en el manto reportado por Rodríguez-García *et al.* (2022).

Conclusiones

Al noreste de Indanza, el intrusivo de Naiza representa un cuerpo de dirección NE-SO, de 6,6 km² de área aflorante, de composición cuarzomonzonítica, que se emplaza en rocas sedimentarias de la Formación Chapiza y volcánicas de la Formación Misahualli. La mineralogía del intrusivo de Naiza está dominada por cristales euhedrales de plagioclasa (oligoclás-andesina), feldespato (microclina), cuarzo, biotita y hornblenda, mientras que su textura característica es fanerítica, inequigranular. Datos geoquímicos de elementos mayores indican que este intrusivo presenta afinidad alcalina a calco-alcalina alta en K y carácter metalumínico. Patrones de tierras raras muestran enriquecimiento de LREE respecto a HREE; anomalías positivas de Rb y Th acompañadas de anomalías negativas de Eu y Nb, estos patrones son normales de ambientes de arco magmático de margen continental. Anomalías positivas de Pb se vinculan a contaminación cortical, mientras que, las relaciones Y, La y Nb sugieren que este intrusivo se formó en un episodio tardío a post-magmático en un dominio intracontinental, de cuenca de tras-arco.

A nivel regional, la geocronología del batolito de Zamora indica un rango de edad de 182 Ma a 167 Ma para la intrusión principal y el episodio magmático dominante, mientras que cuerpos intrusivos subvolcánicos y pórfitos mineralizados indican edades de entre 165 MA y 148 Ma. Este episodio magmático geográficamente se localiza al este del batolito y

corresponde a pulsos magmáticos tardíos o a un magmatismo de arco continental más joven al batolito de Zamora.

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 Topográfica de Indanza, escala 1:100.000, en los años 2018 y 2019. Los autores de esta investigación extendemos un cordial y extenso agradecimiento a los revisores del artículo, por sus contribuciones y enriquecimiento en la discusión de este.

Referencias

- Angulo, A.; Bustos, J.; Rivadeneira, M.; Navarrete, J.; Baby, P.; Palacios, D. (2018). Arquitectura estructural y estratigráfica de la secuencia pre-aptiense de la cuenca Oriente ecuatoriana. *FIGEMPA: Investigación y Desarrollo*, 1(1), 9-14. <https://doi.org/10.29166/revfig.v1i1.877>
- Aspden, J.A.; Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1-3), 187-204. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90426-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90426-7)
- Baby, P.; Rivadeneira, M.; Barragán, R.; 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>
- Bayona, G.; Bustamante, C.; Nova, G.; Salazar-Franco, A.M. (2020). Jurassic evolution of the northwestern corner of Gondwana: Present knowledge and future challenges in studying Colombian Jurassic rocks. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachón (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 171-207). Volume 2. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.05>
- Belousova, E.; Griffin, W.; O'Reilly, S.; Fisher, N. (2002). Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 602-622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>

- BGS-CODIGEM. (1994). Geological and metal occurrence maps of the Cordillera Real and El Oro metamorphic belts, Ecuador.
- Cabanis, B.; Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 309(20), 2023-2029.
- Cherpeau, N.; Caumon, G.; Caers, J.; Lévy, B. (2012). Method for stochastic inverse modeling of fault geometry and connectivity using flow data. *Mathematical Geosciences*, 44(2), 147-168. <https://doi.org/10.1007/s11004-012-9389-2>
- Chew, D.M.; Schaltegger, U.; Kosler, J.; Whitehouse, M.J.; Gutjahr, M.; Spikings, R.A.; Miskovic, A. (2007). U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *GSA Bulletin*, 119(5-6), 697-711. <https://doi.org/10.1130/B26080.1>
- Chiaradia, M.; Fontboté, L.; Beate, B. (2004). Cenozoic continental arc magmatism and associated mineralization in Ecuador. *Mineralium Deposita*, 39(2), 204-222. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0397-5>
- Chiaradia, M.; Vallance, J.; Fontboté, L.; Stein, H., Schaltegger, U.; Coder, J.; Richards, J.; Villenueve, M.; Gendall, I. (2009). U-Pb, Re-Os, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Nambija Au-skarn and Pangui porphyry Cu deposits, Ecuador: implications for the Jurassic metallogenic belt of the Northern Andes. *Mineralium Deposita*, 44(4), 371-387. <https://doi.org/10.1007/s00126-008-0210-6>
- 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. PhD Thesis, University of Geneva, Suiza.
- Cochrane, R.; Spikings, R.; Chew, D.; Wotzlaw, J.; Chiaradia, M.; Tyrrell, S.; Schaltegger, U.; Van der Lelij, R. (2014). High temperature ($>350^\circ\text{C}$) thermochronology and mechanisms of Pb loss in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 127, 39-56. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.11.028>
- Coder, J.M. (2001). Geologic setting, geochronologic relationships, and litho-geochemistry of the Pangui porphyry copper district, southeast Ecuador. MSc. Theses, University of Alberta, Canada.
- Dashwood, M.; Abbotts, I. (1990). Aspects of the petroleum geology of the Oriente basin, Ecuador. *Geological Society, London, Special Publication*, 50, 89-117. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.050.01.06>
- De Lima, J.V.; Guimarães, I.D.P.; Santos, L.; Amorim, J.V.A.; Farias, D.J.S. (2017). Geochemical and isotopic characterization of the granitic magmatism along the Remígio - Pocinhos shear zone, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 75, 116-133. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.02.004>
- Díaz, M.; Baby, P.; Rivadeneira, M.; Christophoul, F. (2004). The pre-Aptense of the Ecuadorian East basin. In: P. Baby, M. Rivadeneira, R. Barragan (eds.). *The Oriente Basin: geology and oil* (pp. 23-44). Travaux de l'Institut Français des Études Andines.
- Drobe, J.; Lindsay, D.; Stein, H.; Gabites, J. (2013). Geology, mineralization, and geochronological constraints of the Mirador Cu-Au porphyry district, southeast Ecuador. *Economic Geology*, 108(1), 11-35. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.1.11>
- Erwan, M.; Camille, F.; Jean-Louis, P.; Ramon, C.; Anne-Marie, L. (2018). Petro-geochemistry and zircon U-Pb dating of the late Variscan Flamanville granodiorite and its Paleoproterozoic basement (Normandy, France). *Géologie de la France*, 1, 34-48.
- Frost, B.R.; Barnes, C.G.; Collins, W.J.; Arculus, R.J.; Ellis, D.J.; Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>

- Frost, B.R.; Frost, C.D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), 1955-1969. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>
- Frost, C.D.; Frost, B.R. (2010). On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology*, 52(1), 39-53. <https://doi.org/10.1093/petrology/eqq070>
- Gaibor, J.; Hochuli, J.P.; Winkler, W.; Toro, J. (2008). Hydrocarbon source potential of the Santiago formation, Oriente basin, SE of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(2), 145-156. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.07.002>
- Goldschmid, K.T. (1941). Geological Compilation on the Cutucú – Macuma – Cangaime Region. SHELL Geological Report, 131 p.
- Gramal-Aguilar, A.; Carranco-Andino, F.; Romero-Cóndor, C.; Pulupa-Vela, R.; Calderón-Romero, D.; 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>
- Gutiérrez, E.G.; Horton, B.K.; Vallejo, C.; Jackson, L.J.; 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>
- Hall, M.; Calle, J. (1982). Geochronological control for the main Tectonic–Magmatic events of Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4), 215-239. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(82\)90038-1](https://doi.org/10.1016/0012-8252(82)90038-1)
- Harris, N.B.; Pearce, J.A.; Tindle, A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision–zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 67-81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- Hastie, A.R.; Kerr, A.C.; Pearce, J.A.; 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>
- IIGE. (2019). Memoria técnica del mapa geológico de Sucúa, escala 1:100.000 IIGE, Ecuador.
- INEMIN. (1990). Mapa geológico de Indanza, escala 1:100.000, hoja 93. INEMIN, Ecuador.
- Jaillard, E.; Caron, M.; Dhondt, A.; Ordóñez, M.; Andrade, R.; Bengtson, P.; Huacho, J. (1997). Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca oriental del Ecuador. Convenio ORSTOM-PETROPRODUCCION, 1, 1-164.
- Jiang, Y.H.; Jin, G.D.; Liao, S.Y.; Zhou, Q.; Zhao, P. (2010). Geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on the origin of Late Triassic granitoids from the Qinling orogen, central China: implications for a continental arc to continent–continent collision. *Lithos*, 117(1-4), 183-197. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.02.014>
- Le Maitre, R.W. (2002). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the IUGS, Subcommission on the Systematics of Igneous rocks*. Cambridge University Press.
- Leary, S.; Sillitoe, R.H.; Stewart, P.W.; Roa, K.J.; Nicolson, B.E. (2016). Discovery, Geology, and Origin of the Fruta del Norte Epithermal Gold–Silver Deposit, Southeastern Ecuador. *Economic Geology*, 111(5), 1043-1072. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.5.1043>
- Leelanandam, C. (1970). A chlorine-rich biotite from Kondapalli, Andhra Pradesh, India. *American Mineralogist*, 55(7-8), 1353-1358.
- Litherland, M.; Aspden, J.A.; Jemielita, R.A. (1994). *The metamorphic belts of Ecuador. Overseas Geology and Mineral Resources*, 11, 2 map enclosures at 1:500.000 scale. British Geological Survey, Nottingham. <https://doi.org/10.1017/S0016756897297657>
- Maniar, P.D.; Piccoli, P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *GSA Bulletin*, 101(5), 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)

- Middlemost, E.A. (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)
- 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)
- Navas, G.E.; Prieto, P.M. (2011). Geoportales en el Ecuador. *La Granja: Revista de Ciencias de la Vida*, 14(2), 58-64.
- Parada, M.A. (1984). La asociación de granitos subsolvus e hipersolvus del plutón Monte Grande (Chile 30° S) y el desarrollo de sus pertitas. *Andean Geology*, 23, 69-77.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.; Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Petit, J.P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6), 597-608. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90145-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90145-3)
- Pratt, W.T.; Duque, P.; 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.2004.12.025>
- Ray, J.; Sen, G.; Ghosh, B. (2011). *Topics in igneous petrology*. Springer Science Business Media.
- Restrepo, M.; Bustamante, C.; Cardona, A.; Beltrán-Triviño, A.; Bustamante, A.; Chavarría, L.; Valencia, V. (2021). Tectonic implications of the jurassic magmatism and the metamorphic record at the southern Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103439. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103439>
- Rodríguez-García, G.; Zapata, J.P.; Correa-Martínez, A.M.; Ramírez, D.A.; Obando, G. (2020). Aportes al conocimiento del plutonismo del Arco Mocoa-Santa Marta durante el Jurásico Temprano-Medio, en la margen noroccidental de los Andes, Colombia. *Boletín de Geología*, 42(3), 15-50. <https://doi.org/10.18273/revbol.v42n3-2020001>
- Rodríguez-García, G.; Correa-Martínez, A.M.; Zapata, J.P.; Ramírez, D.A.; Sabrica, C.A. (2022). Evolution of arc magmatic cycles from the Carboniferous to the Early Cretaceous in the western paleomargin of Gondwana, north of the Andes. *Boletín Geológico*, 49(2), 15-43. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bol.geol.49.2.2022.663>
- Romero, C.; Gaibor, J.; Vallejo, C.; Condoy, D. (2019a). Stratigraphy of the Santiago Formation along the Patuca – Santiago road section; implications for the evolution of southeastern Ecuador during the Jurassic. *8th ISAG Conference*. Quito, Ecuador. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.17490.58561>
- Romero, C.; Gramal, A.B.; Carranco, F.; Toainga, S. (2019b). Asociación de facies: La clave para la identificación de la Formación Hollín en la región sur oriental del Ecuador. *Revista Científica GeoLatitud*, 2(1), 9-23.
- Romero, C.; Příjmení, A.; Granja, J.; Escobar, V.; Gramal, A.B.; Condoy, D.; Carranco, F.; Vélez, T.; Calderón, D. (2021). Caracterización geoquímica e implicaciones geodinámicas del Miembro Yaupi de la Formación Chapiza en la Cordillera Cutucú, Ecuador. *Revista Científica GeoLatitud*, 4(2), 11-25.
- Romeuf, N. (1994). Volcanisme jurassique et métamorphisme en Équateur et au Perou, caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques, implications géodynamiques. Doctor Thesis. Universite Aix–Marseille, Francia.
- Ruiz, G.M.; Seward, D.; Winkler, W. (2007). Evolution of the Amazon Basin in Ecuador with special reference to hinterland tectonics: data from zircon fission-track and heavy mineral analysis. *Developments in Sedimentology*, 58, 907-934. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58036-2](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58036-2)
- Shand, S.J. (1927). On the relations between silica, alumina, and the bases in eruptive rocks, considered as a means of classification. *Geological Magazine*, 64(10), 446-449. <https://doi.org/10.1017/S0016756800103760>

- Spencer, E.W. (2017). *Geologic maps: A practical guide to preparation and interpretation*. Waveland Press.
- Spikings, R.; Cochrane, R.; Villagómez, D.; Van der Lelij, R.; Vallejo, C.; Winkler, W.; 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>
- Spikings, R.; Paul, A.; Vallejo, C.; 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.2020.10.009>
- Sun, S.S.; McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-34. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taylor, S.R.; McLennan, S.M. (1981). The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 301(1461), 381-399. <https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0119>
- Townsend, P.J. (1988). A Field Excursion to the West Flank of the Cutucú Uplift, Southern Foothills of Cordillera Real, Ecuador. British Petroleum Report, p. 12.
- Trenkamp, R.; Kellogg, J.N.; Freymueller, J.T.; Mora, H.P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157-171. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00018-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00018-4)
- Tschopp, H.J. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938–1950. *AAPG Bulletin*, 37(10), 2303-2347. <https://doi.org/10.1306/5CEADD94-16BB-11D7-8645000102C1865D>
- Vallance, J.; Fontboté, L.; Chiaradia, M.; Markowski, A.; Schmidt, S.; Vennemann, T. (2009). Magmatic-dominated fluid evolution in the Jurassic Nambija gold skarn deposits (southeastern Ecuador). *Mineralium Deposita*, 44(4), 389-413. <https://doi.org/10.1007/s00126-009-0238-2>
- Vallejo, C.; Spikings, R.A.; Horton, B.K.; Luzieux, L.; Romero, C.; Winkler, W.; Thomsen, T.B. (2019). Late Cretaceous to Miocene stratigraphy and provenance of the coastal forearc and Western Cordillera of Ecuador: Evidence for accretion of a single oceanic plateau fragment. In: B.K. Horton, A. Folguera (eds.). *Andean Tectonics* (pp. 209-236). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00010-1>
- Vallejo, C.; Romero, C.; Horton, B.K.; Spikings, R.A.; Gaibor, J.; Winkler, W.; Esteban, J.J.; Thomsen, T.B.; Mariño, E. (2021). Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America. *Global and Planetary Change*, 204, 103555. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103555>
- White, H.J.; Skopec, R.A.; Ramírez, F.A.; Rodas, J.A.; Bonilla, G. (1995). Reservoir characterization of the Hollin and Napo formations, Western Oriente Basin, Ecuador. In: A.J. Tankard, R. Suarez, H.J. Welsink (eds.). *Petroleum Basins of South America* (pp. 573-596). AAPG Memoir, Vol. 62. <https://doi.org/10.1306/M62593C30>
- Wellmann, F.; Caumon, G. (2018). 3-D Structural geological models: Concepts, methods, and uncertainties. *Advances in Geophysics*, 59, 1-121. <https://doi.org/10.1016/bs.agph.2018.09.001>
- Winchester, J.A.; Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. [https://doi.org/10.1016/0099-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0099-2541(77)90057-2)
- Yu, Q.Y.; Bagas, L.; Yang, P.H.; Zhang, D. (2019). GeoPyTool: A cross-platform software solution for common geological calculations and plots. *Geoscience Frontiers*, 10(4), 1437-1447. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.08.001>

Fecha de recibido: 17 de mayo de 2022
Fecha de aceptado: 22 de agosto de 2023