

RESEARCH ARTICLE

Petrology, structural fabrics and CA ID-TIMS U-Pb zircon geochronology of the granitoid suites from the Namibe region in southwestern Angola: a record of the Eburnean tectonomagmatic evolution in the Southwestern Congo Shield

Petrología, fábrica estructural y geocronología U-Pb CA ID-TIMS en circón de las series de granitoides de la región de Namibe in the suroeste de Angola: un registro de la evolución tectonomagmática Eburneana en el Escudo del Congo Suroccidental

 Javier Escuder-Virue^{1*},  Pablo Valverde-Vaquero¹,  Aratz Beranoaguirre²,
 Pilar Montero³,  José Manuel Plastov⁴

¹Instituto Geológico y Minero España, CSIC, C. La Calera 1, 28760 Tres Cantos, Madrid. España

²Institut für Geowissenschaften, Goethe-Universität Frankfurt, Altenhöferallee 1, 60438 Frankfurt am Main, Germany

³Laboratorio de Microsonda Iónica-IBERSIMS. Centro de Instrumentación Científica. Universidad de Granada, Granada, España

⁴Instituto Geológico de Angola. Kilamba. Luanda, Angola

Corresponding author: j.escuder@igme.es (Javier Escuder-Virue)

Key point:

Eburnean magmatism in the Namibe region includes three granitoid suites ranging in age from 1.81 to 1.80 Ga.

In terms of tectonic evolution, G1 suite is syn- to late-D2, G2 suite is late-D2 to mainly syn-D3, and G3 suite is syn- to post-D4.

Ductile deformation, regional metamorphism, and granitoid plutonism migrated from NE to SW during the evolution of the Eburnean orogen.

ABSTRACT

During the Orosirian to Statherian transition, a great textural and compositional variety of granitoids intruded the Namibe region of the Southwestern Congo Shield. This magmatic activity was contemporaneous with a regional Eburnean tectonometamorphic event dated 1.83-1.81 Ga ago, characterized by polyphase ductile deformation, crustal thickening, high-T/low-P regional metamorphism, partial melting and the formation of anatectic granites. Petrological and structural analyses, mainly at the outcrop scale, define three distinct granitoid suites. The planar-linear magmatic fabrics observed in the leucogranite *sills* of the G1 suite are aligned with the intrusive contact and the S2-L2 deformational fabrics in the enclosing gneisses. Consequently, the G1 suite granites are inferred to be syn- to late-kinematic with respect to the D2 deformation event. Granitoids of the gabbroic-dioritic and tonalitic-granodioritic associations within the G2 suite intruded the cores of D3 antiforms, forming elongated massifs parallel to the hinge zones. These intrusions exhibit a subvertical magmatic foliation and subhorizontal lineation, aligned with the S3-L3 fabrics of the host rocks, indicating emplacement of the G2 suite from syn- to late-D3. G3 suite granites form elliptical massifs that cut the D3 macrostructure and display a concentrically zoned textural organization. The orientation of the planar magmatic fabric and enclaves is subparallel to the S4 in the host rocks, suggesting the syn- to post-D4 intrusion of the G3 suite. U-Pb CA ID-TIMS zircon geochronology reveals that these suites intruded within a short time span of ca. 10 Ma with distinctive pulses at 1808 Ma (G1-G2 suites) and 1803-1801 Ma (G2-G3 suites).

Keywords: Southwestern Congo Shield; Eburnean orogeny; granitoid suites; Angola.

Article History:

Received: 19/01/2024

Accepted: 05/03/2025

Published: 22/08/2025

Puntos clave:

El magmatismo Eburneano en la región de Namibe comprende tres series de granitoides con edades de 1.81 a 1.80 Ga.

Respecto a la evolución tectónica, la serie G1 es sin a tardi-D2, la serie G2 tardi-D2 a principalmente sin-D3 y

RESUMEN

Durante la transición Orosírico a Estatérico intruyeron una amplia variedad textural y composicional de granitoides en la región de Namibe del Escudo del Congo Suroccidental. Este magmatismo fue contemporáneo con un evento tectonometamórfico regional Eburneano de edad 1.83-1.81 Ga, caracterizado por una deformación dúctil polifásica, engrosamiento cortical, metamorfismo regional de alta-T/baja-P y fusión parcial. Los datos petrológicos y estructurales permiten identificar tres series granitoides. Las fábricas magmáticas presentes en *sills* de leucogranitos de la serie G1 están alineadas con el contacto intrusivo y las fábricas S2-L2 en los gneises encajantes, interpretándose como sin- y tardi-cinemáticos respecto a la deformación D2. Los granitoides de las asociaciones gabroico-diorítica y tonalítico-granodiorítica de la serie G2 intruyeron el núcleo de las antiformas D3, formando macizos elongados paralelamente a las charnelas. Estas intrusiones exhiben una foliación magmática subvertical y una lineación

la serie G3 sin- a post-D4.

La deformación dúctil, el metamorfismo regional y el plutonismo granitoide migraron de NE a SO durante la evolución del orógeno Eburneano.

subhorizontal, alineada con las fábricas S3-L3 del encajante, lo que sugiere un emplazamiento de la serie G2 desde sin- a tardi-D3. Los granitos de la serie G3 forman macizos de contornos elípticos que cortan a la macroestructura de D3 y muestran una organización textural zonada concéntricamente. La orientación de las fábricas magmáticas planares y de los enclaves es subparalela a la S4 en el encajante, indicando la intrusión de la serie G3 desde sin- hasta post-D4. La geocronología U-Pb por CA ID-TIMS en circón muestra que estas suites intruyeron en un corto intervalo de tiempo de 10 Ma, con distintos pulsos a 1808 Ma (suites G1 y G2) y 1803-1801 Ma (suites G2-G3).

Palabras clave: Escudo del Congo Suroccidental; Orogenia Eburneana; series granitoides; Angola.

Historial del artículo:

Recibido: 19/01/2024

Aceptado: 05/03/2025

Publicado: 22/08/2025

Citation / Cómo citar este artículo: Escuder-Virujete, J., Valverde-Vaquero, P., Beranoaguirre, A., Montero, P., Plastov, J.M. (2025). Petrology, structural fabrics and CA ID-TIMS U-Pb zircon geochronology of the granitoid suites from the Namibe region in southwestern Angola: a record of the Eburnean tectonomagmatic evolution in the Southwestern Congo Shield. *Boletín Geológico y Minero*, 136(1), 008. <https://doi.org/10.21701/bolgeomin/136.1/008>

1. Introducción

1.1. Cratones y Escudos de África Central

El territorio de Angola se encuentra geológicamente dentro del Escudo del Congo Suroccidental en África Central (Fig. 1; sensu de Wit & Linol, 2015). Este Escudo incluye varios cratones Arcaicos (sensu Stankiewicz & de Wit, 2013) estabilizados hace más de 2.5 Ga, los cuales forman bloques corticales rodeados por cinturones orogénicos Eburneanos (ca. 2.3-1.8 Ga), Kibarianos (ca. 1.4-1.0 Ga) y Panafricanos (ca. 0.8-0.5 Ga). El Escudo del Congo Suroccidental experimentó procesos tectono-magmáticos y tectono-metamórficos relacionados con la orogenia Eburneana (Jelsma *et al.*, 2011, 2018). Este Escudo incluye los cratones arcaicos de Ntem, Cuango y Kasai (Master *et al.*, 2005; Thiéblemont *et al.*, 2016, 2018), así como un extenso dominio cortical en el suroeste en Angola y noroeste de Namibia, comúnmente conocido como “Escudo de Angola” (Araújo *et al.*, 1988; Araújo & Guimarães, 1992), que consiste principalmente en corteza Eburneana y Kibariana (Fig. 1). Algunos autores (Jelsma *et al.*, 2011, 2013, 2018; de Wit & Linol, 2015), identifican en este dominio cortical el Cinturón Móvil de Angola Central (Fig. 1), que contribuyó a la consolidación del Escudo del Congo Suroccidental. Este cinturón, con una orientación NO-SE y aproximadamente 200 km de ancho, se caracteriza por una deformación dúctil intensa y metamorfismo regional Eburneano en facies de anfibolitas y granulitas, acompañado por un amplio magmatismo granítico, que ha reactivado a rocas graníticas y *greenstones* de edad Arcaico (Carvalho & Alves, 1993; Carvalho *et al.*, 2000; Jelsma *et al.*, 2011, 2013, 2018; de Wit & Linol, 2015). Sin embargo, los datos del Proyecto PLANAGEO sugieren que el área afectada por la orogenia Eburneana se extiende cientos de kilómetros más al sur del Cinturón Móvil de Angola Central (p.e. Merino Martínez *et al.*, 2022), lo que indica que sus límites estructurales aún no están bien definidos. La región de Namibe en el suroeste de Angola forma parte de este sector poco conocido del Escudo del Congo Suroccidental.

1.2. Objetivos del trabajo

En presente estudio aborda la petrología, la firma radiométrica de potasio (K), las fábricas estructurales y la geocronología U-Pb TIMS en circón de los granitoides de la región de Namibe al suroeste de Angola. Estos datos se derivan la cartografía geológica a escala 1:250 000 llevada a cabo en la Hoja Sul D-33/S de Namibe como parte del Proyecto PLANAGEO (Escuder-Virujete *et al.*, 2021a). En conjunto, estos datos permiten, por primera vez, establecer: (1) las características texturales y mineralógicas de las diferentes series graníticas; (2) las estructuras y fábricas magmáticas resultantes de su emplazamiento; y (3) la edad de su intrusión durante el Paleoproterozoico. Dentro del contexto de la evolución geológica del Escudo del Congo Suroccidental, estos resultados permiten discutir para

la región de Namibe: (1) la presencia de una secuencia tectonomagmática de granitoides conformada por tres series composicionales; (2) el tiempo de emplazamiento de cada serie en relación con la evolución tectónica regional; y (3) las relaciones temporales de cada serie con el pico térmico del metamorfismo Eburneano, los procesos de fusión parcial y la posterior evolución retrógrada.

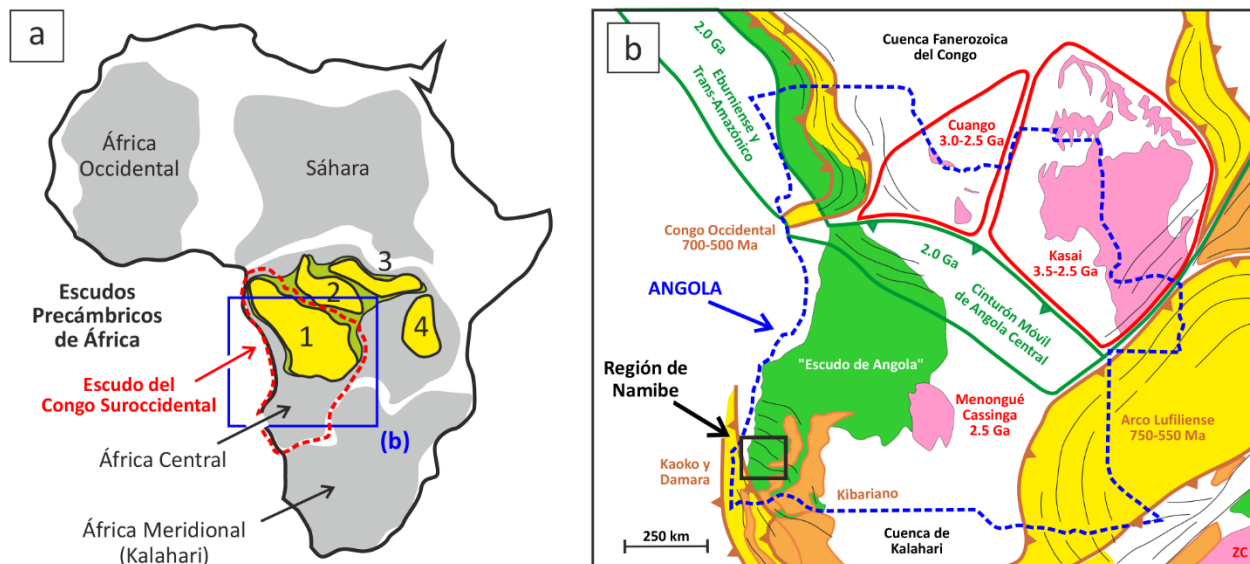


Figura 1. (a) Mapa simplificado de los Escudos Precámbricos de África (Lindeque *et al.*, 2011), mostrando los cratones (en amarillo) que conforman el Escudo de África Central (en verde): (1) Cratón del Congo Suroccidental; (2) Cratón del Congo Central o Cuvette; (3) Cratón del Congo Nororiental o Mboumou-Uganda; y (4) Cratón de Tanzania. La línea roja discontinua indica el límite del Escudo del Congo Suroccidental, que engloba los cratones arcaicos de Ntem, Cuango y Kasai. También se muestra el Cratón de Zimbabwe (ZC). (b) Representación esquemática del basamento Precámbrico en el territorio de Angola y regiones adyacentes (mod. de Wit & Linol, 2015). Este mapa ilustra los bloques cratónicos Arcaicos (en rosa), los cinturones orogénicos Eburnienses (en verde) y Kibarianos (en naranja), así como los frentes orogénicos de los Cinturones de pliegues y cabalgamientos Panafricanos (en amarillo). El basamento está mayormente recubierto por la Cuenca Fanerozoica del Congo y Kalahari. La línea azul discontinua define los límites administrativos de Angola, mientras que la línea negra señala la situación de la región de Namibe.

Figure 1. (a) Simplified map illustrating the Precambrian Shields of Africa (Lindeque *et al.*, 2011). The map highlights the cratons (in yellow) that make up the Central African Shield (in green): (1) Southwestern Congo Craton; (2) Central Congo Craton or Cuvette; (3) Northeastern Congo or Mboumou-Uganda Craton; and (4) Tanzania Craton. The dashed red line delineates the boundary of the Southwestern Congo Shield, encompassing the Archean cratons of Ntem, Cuango and Kasai. ZC refers to Zimbabwe Craton. (b) Schematic representation of the Precambrian basement within the territory of Angola and neighboring regions (mod. de Wit & Linol, 2015). The map outlines the Archean cratonic blocks (in pink), Eburnian (in green) and Kibarian (in orange) orogenic belts, as well as the orogenic fronts of the Pan-African fold and thrust belts (in yellow). The Congo and Kalahari Phanerozoic Basins cover the Precambrian basement. The dashed blue line indicates the administrative boundaries of Angola, while the black line denotes the location of the Namibe region.

1.3. Nomenclatura de unidades ígneas

El estudio de las rocas ígneas aflorantes en la región de Namibe ha seguido los criterios para la definición de unidades litodémicas establecidos por la NASC (*North American Commission on Stratigraphic Nomenclature*, 2005). Según esta nomenclatura, un litodema es un volumen rocoso cartografiable en la superficie de la Tierra, constituido por una roca ígnea intrusiva, una roca intensamente metamorfozada, o una roca deformada en condiciones dúctiles de forma pervasiva, que se caracteriza por una homogeneidad litológica. Desde un punto de vista práctico, los litodemas de rocas ígneas se refieren a unidades cartográficas tales como plutones, lopolitos, lacolitos o macizos graníticos, caracterizados por una litología distintiva, que puede incluir aspectos tales como su mineralogía, textura, tamaño de grano, o atributos estructurales como una fábrica magmática o foliación deformativa en estado sólido. Siguiendo esta nomenclatura, es posible definir “series” (*suites*) plutónicas, o “series” intrusivas, como unidades cartográficas de mayor rango compuestas por dos o más litodemas de rocas del mismo tipo (por ejemplo, plutónicas), que recogen las relaciones naturales que existen entre ellos, en particular, presentan unas características litológicas comunes. Una

“superserie” (*supersuite*) es una unidad cartográfica de mayor rango, que comprende dos o más series que presentan relaciones naturales tanto en sentido vertical como lateral. La definición de unidades litodémicas es independiente de las interpretaciones genéticas o de la historia geológica inferida. En la definición formal de unidades se han asignado nombres compuestos de (a) un término descriptivo apropiado, seguido por (b) un nombre geográfico o localidad tipo.

1.4. Metodología de la geocronología U-Pb CA ID-TIMS en circón

La separación mineral de los circones y su posterior datación isotópica mediante U-Pb CA ID-TIMS se realizó en los laboratorios del CN-IGME en Tres Cantos. Las muestras geocronológicas se prepararon mediante trituración y molienda. El circón fue concentrado empleando el método “water-based” de Söderlund & Johansson (2002), que evita el empleo de líquidos densos, y separación magnética de circones de distintas calidades paramagnéticas mediante un separador magnético isodinámico Frantz, seleccionándose bajo la lupa binocular los circones más euhedrales y menos paramagnéticos (Krogh, 1982) para su posterior análisis.

Los circones analizados fueron pretratados con abrasión química (*Chemical abrasion, CA method*, Mattison, 2005) para minimizar /eliminar los efectos de pérdida de Pb secundaria. Para ello los circones fueron sometidos a choque térmico o “annealing” a 950°C durante 48 horas y un ataque químico con HF+8N HNO₃ a 180°C durante 12 horas, y lavados. Posteriormente las fracciones multigrano de 2 a 15 cristales seleccionadas fueron disueltas, previa adición de un trazador triple ²⁰⁵Pb-²³³U-²³⁵U (trazador BSU-1B, Cortesía laboratorio MIT), en minireactores tipo Parrish dentro de una bomba Parr. El U y el Pb fueron separados según el método de Krogh (1973) empleando minicolumnas cromatográficas en sala blanca. Estos procedimientos están detallados en Valverde-Vaquero (2009) y Rubio-Ordoñez et al. (2012). Las relaciones isotópicas se midieron con un espectrómetro de masas multicolelector de termo-ionización (TIMS) modelo Triton equipado con un contador de iones axial SEM de MassCom y copas Faraday con resistores de 10⁻¹¹ ohm. Las muestras se cargaron en filamento de renio previamente desgasificado con una mezcla de gel de sílice y H₃PO₄ como activador (Gertenberger & Haase, 1997). Los isótopos de Pb se midieron a temperaturas de 1300-1500°C y los de U a 1450-1600°C en forma de dióxido. La linealidad y la corrección del tiempo muerto del SEM se chequearon con los estándares U500 y NBS982 empleando los métodos en Arden & Gale (1974) y Richter et al. (2001). En los análisis en modo multicolección del Pb, el ²⁰⁴Pb se midió con el contador SEM axial, y se empleó una línea de base de 1/3 la duración del experimento después del centrado de pico inicial. Para los análisis en modo de salto de pico con el SEM se realiza un centrado de pico en todas las masas de interés antes de recoger los datos, y en el caso de los análisis de Pb se controlan las masas 202 y 203 y se mide la relación 203/205, al objeto de controlar posibles interferencias. La participación en el experimento *Earthtime* ha permitido validar los métodos y comprobar la calibración con la solución artificial de 500 Ma de *Earthtime*, asegurando la calibración del trazador y la corrección del oxígeno en las medidas del uranio con una precisión y fiabilidad (“accuracy”) del 0.1%. Los datos fueron procesados empleando la hoja de cálculo de Isachsen, Coleman & Schmitz (2007). Todas las relaciones isotópicas finales están corregidas para el fraccionamiento del Pb (0.11±0.02% AMU), del U (con el trazador ²³³U-²³⁵U, media 0.10±0.02% AMU), blancos (2-5 pg Pb, 0.1pg U) y el plomo común inicial según Stacey & Kramers (1975). Todos los datos se representaron gráficamente y las edades se calcularon con el programa *Isoplot* de Ludwig (2003).

2. Contexto Geológico

2.1. Geología de la región de Namibe

En la región de Namibe al suroeste de Angola se pueden distinguir dos conjuntos metamórficos de edad Paleoproterozoico (Fig. 2): (1) el conjunto de orto y paragneises del Complejo de Epupa (Kröner et al., 2010, 2015; Kröner & Rojas-Agramonte, 2017); y (2) los metasedimentos supracorticales del Grupo Namibe (Carvalho, 1983; 1984; Pereira et al., 2011, 2013). Ambos conjuntos son descritos con mayor detalle en Escuder-Virujete et al. (2025; este volumen).

LITOESTRATIGRAFÍA REGIÓN DE NAMIBE, ESCUDO DEL CONGO SUROCCIDENTAL

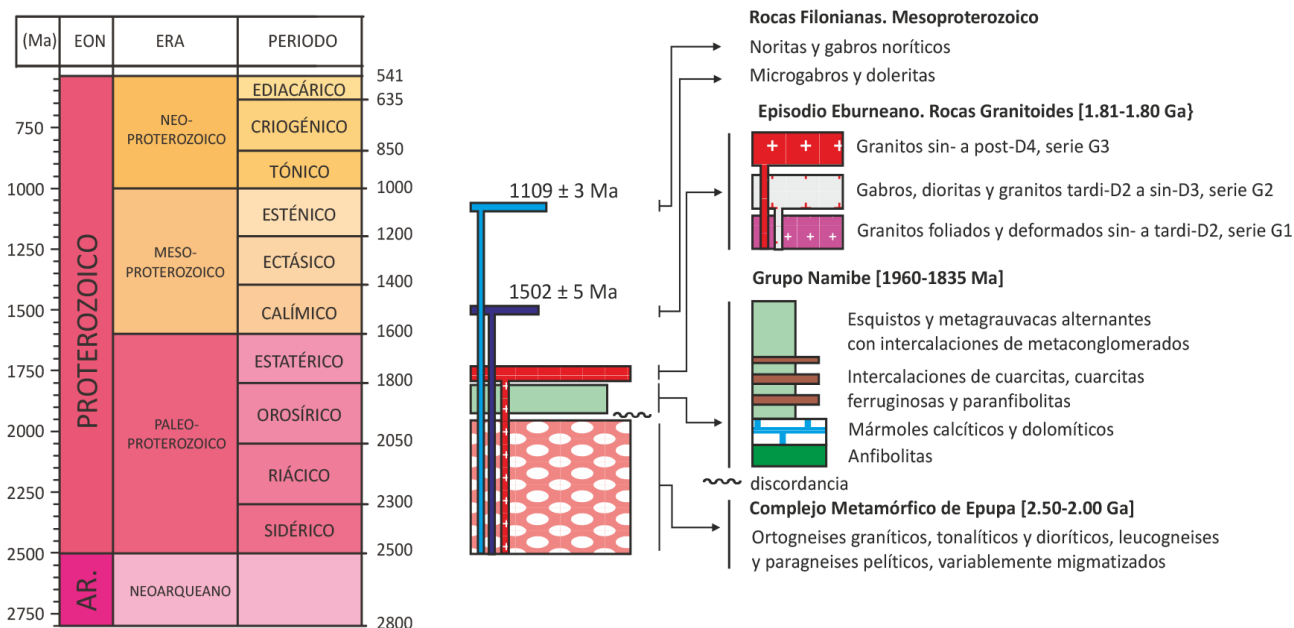


Figura 2. Litoestratigrafía esquemática del Proterozoico en la región de Namibe. Se identifican tres conjuntos litológicos: (1) un conjunto de rocas metamórficas orto y paraderivadas de edad Paleoproterozoico que incluye el Complejo de Epupa y los metasedimentos supracorticales del Grupo Namibe; (2) un grupo de granitoides Paleoproterozoicos agrupados en las series G1, G2 y G3 en base a su composición mineral y relaciones tectónicas; y (3) dos sistemas de diques máficos de edad Mesoproterozoico compuestos por microgabros y doleritas, y noritas y gabros noríticos, respectivamente.

Figure 2. Schematic lithostratigraphy of the Proterozoic rocks in the Namibe region. Three distinct lithological assemblages are identified: (1) ortho and paraderived metamorphic rocks of Paleoproterozoic age including the Epupa Complex and the supracrustal metasediments of the Namibe Group; (2) a group of Paleoproterozoic granitoids grouped into suites G1, G2, and G3 based on their mineral composition and relationships with tectonics; and (3) two Mesoproterozoic-age mafic dike systems consisting of microgabbros and dolerites, and norites and noritic gabbros, respectively.

El Complejo de Epupa está constituido por ortogneises leucograníticos, graníticos, tonalíticos y dioríticos, así como paragneises esencialmente pelíticos, variablemente migmatizados. El Grupo Namibe incluye anfibolitas y mármoles calcíticos y dolomíticos basales sobre los que superpone una potente secuencia de pizarras, esquistos y cuarzo-esquistos, con intercalaciones de metagrauvas, cuarcitas y metaconglomerados. Las relaciones cartográficas, el contraste litológico, la ausencia de intercalaciones de ortogneises, el carácter monocíclico y la presencia de conglomerados basales, indican que el Grupo Namibe se depositó discordante sobre el Complejo de Epupa (Escuder-Virute *et al.*, 2025).

Según Kröner *et al.* (2010, 2015), los protolitos de los ortogneises del Complejo de Epupa en Namibia fueron granitoides de composición calco-alkalina de edad 2.0 ± 0.2 Ga, relacionados con el magmatismo de un arco volcánico continental Eburneano desarrollado en el margen suroccidental del Escudo del Congo. Estos autores indican que estos granitoides fueron deformados, metamorfizados y migmatizados durante eventos posteriores de la orogenia Eburneana. Para Escuder-Virute *et al.* (2025), los protolitos del Grupo Namibe se depositaron en una cuenca sedimentaria formada por procesos de extensión cortical, acompañados de la fusión parcial del manto y la formación de magmas basálticos. La sedimentación fue inicialmente carbonatada, con episodios locales de vulcanismo máfico, depositándose los protolitos de los mármoles, anfibolitas y metavulcanitas. Posteriormente, continuó la acumulación de sedimentos siliciclásticos turbidíticos relacionados con un sistema de abanicos submarinos profundos. Basándose en las edades U-Pb SHRIMP de circones detríticos, estos autores proponen una edad para el Grupo Namibe entre 1.97-1.95 y 1.85-1.83 Ga.

2.2. Evolución tectónica y metamórfica Eburneana

El Complejo de Epupa y el Grupo Namibe experimentaron durante la orogenia Eburneana una deformación dúctil polifásica y un metamorfismo regional que, en amplios sectores, alcanzó las condiciones de fusión parcial. Las estructuras eburneanas pueden agruparse en dos eventos deformativos dúctiles principales, D1 y D2, junto con otros dos eventos tardíos menos penetrativos, D3 y D4 (Escuder-Virujete et al., 2025).

La deformación D1 estuvo relacionada con un régimen transpresivo senestro que produjo un acortamiento de dirección NNE-SSO, cizallamiento perpendicular senestro y estiramiento subvertical, lo que dio lugar a un engrosamiento cortical. En el Grupo Namibe, la principal macroestructura D1 consiste en un sistema de pliegues de dirección ONO-ESE a NO-SE y vergencia al NNE, que pliegan a la estratificación S0 y generan una esquistosidad de plano axial S1 de alto ángulo de buzamiento al SO, junto con una lineación de intersección subvertical L1.

La deformación D2 generó fábricas plano-lineales S2-L2 originariamente subhorizontales y zonas de cizalla dúctil subparalelas al contacto entre el Grupo Namibe y el Complejo de Epupa estructuralmente infrayacente. En los niveles estructuralmente más bajos del Grupo Namibe y en el Complejo de Epupa infrayacente, la deformación D2 provocó la transposición de las fábricas y estructuras previas por la S2, acompañada por la formación de leucosomas graníticos paralelos a S2 y la intrusión de venas y *sills* de aplitas, pegmatitas y leucogranitos concordantes con la S2. El metamorfismo progrado contemporáneo con D1 y D2 alcanzó condiciones de la facies de los esquistos verdes y de las anfibolitas en el Grupo Namibe y de las anfibolitas de alta-T (asociaciones con Sill+Kfs y desaparición de Ms) en el Complejo de Epupa. La deformación D2 consistió en un aplastamiento subvertical y un estiramiento subhorizontal de dirección ONO-ESE a NO-SE, acompañado por un cizallamiento dirigido al SE, lo que indica un flujo lateral de la corteza media a escala regional. Escuder Virujete et al. (2025) sugieren que el fuerte contraste reológico entre los metasedimentos del Grupo Namibe y los gneises parcialmente fundidos del Complejo de Epupa dio lugar a una partición vertical de la deformación D2 y la formación en la corteza media Eburneana de una zona de acoplamiento subhorizontal (*attachment zone*) en el sentido de Teyssier et al. (2002) y Tikoff et al. (2002, 2004). Esta zona de acoplamiento es una zona de mayor deformación por cizalla que acopló las estructuras transpresivas subverticales desarrolladas en la corteza superior del Grupo Namibe con el estiramiento dúctil subhorizontal dirigido al SE en la corteza media del Complejo de Epupa.

La deformación dúctil D3 deformó conjuntamente al Grupo Namibe, al Complejo de Epupa y a la zona de acoplamiento. El acortamiento NE-SO produjo un plegamiento de dirección ONO-ESE a O-E y vergencia variable al NNE/NE, dando lugar a la macroestructura regional de antiformal y sinformas, así como zonas de cizalla subverticales paralelas a los ejes de los pliegues D3. Las principales macroestructuras antiformal D3 son (Fig. 3): el antiformal de Tchicolangita, el antiformal de Konauia, el antiformal de Capolopopo y la estructura antiformal compuesta de Curoca. Estas estructuras a menudo presentan una geometría domática de gran radio, definida por el plegamiento de la foliación S1/S2, con el Complejo de Epupa de alto grado metamórfico aflorando en su núcleo. Entre los antiformes se encuentran estructuras sinformales D3 regionales desarrolladas en los metasedimentos de menor grado del Grupo Namibe, como los de Chicallungo, río Giraúl, río Cubai y río Hiquia. (Fig. 3). A la mesoescala, la S1/S2 del Grupo Namibe está localmente crenulada por una S3 desarrollada en facies de los esquistos verdes a anfibolítica. En el Complejo de Epupa, la deformación D3 dio lugar a una S3 subvertical en facies anfibolítica y una L3 de crenulación con bajos ángulos de inmersión al NE y SE. Asociadamente se formaron también zonas de cizalla subverticales de dirección ONO-ESE a NO-SE y movimiento senestro, subparalelas a los ejes de los pliegues D3. Aunque D3 tuvo lugar durante el metamorfismo retrógrado, la presencia de leucosomas paralelos a la S3 indica condiciones locales migmatíticas durante D3, particularmente hacia el contacto con los granitoides sin-D3.

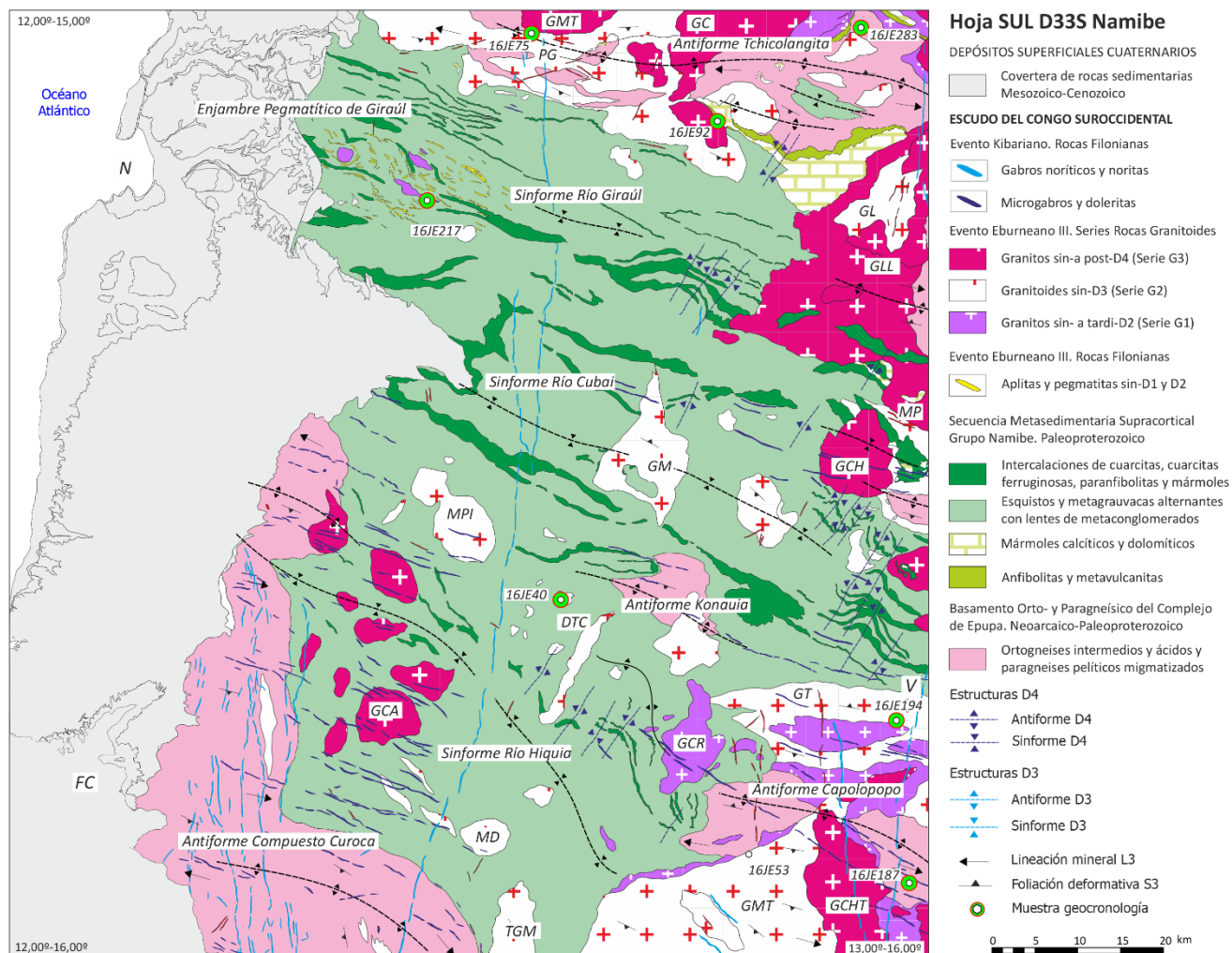


Figura 3. Mapa geológico esquemático de la región de Namibe (mod. Escuder-Virue et al., 2021a), que muestra las principales macroestructuras y la distribución de las series de granitoides Eburneanos. PG; Dioritas y Monzogranitos de Piedra Grande, GL; Granodioritas y Monzogranitos de Laué, MP; Monzogranitos de Piconá, GM; Granodioritas y Monzogranitos de Macala, MPI; Monzogranitos del Pico, DTC; Dioritas y Tonalitas de Chamacuala, GT; Granodioritas y Monzogranitos de Tulandjo, GMT; Granodioritas y Monzogranitos de Teteombe, TGM; Tonalitas y Granodioritas de Mupavia, MD; Monzogranitos de Dalundo, GMT; Granitos de Monte Tubirute, GC; Granitos de Caraculo, GPG; Granitos de Linda Linda, GCH; Granitos de Chintangala, GCA, Granitos de Caraué, GCHT; Granitos de Chitundulu, GD; GCM; Granitos de Camahaha. Poblaciones: FC; Façenda Curoca, N; Namibe, V; Virei.

Figure 3. Schematic geological map of the Namibe region (mod. Escuder-Virue et al., 2021a), illustrating the main macrostructures and the distribution of Eburnean granitoid suites. PG; Piedra Grande Diorites and Monzogranites, GL; Laué Granodiorites and Monzogranites, MP; Piconá Monzogranites, GM; Macala Granodiorites and Monzogranites, MPI; Pico Monzogranites, DTC; Chamacuala Diorites and Tonalites, GT; Tulandjo Granodiorites and Monzogranites, GMT; Teteombe Granodiorites and Monzogranites, TGM; Mupavia Tonalites and Granodiorites, MD; Dalundo Monzogranites, GMT; Monte Tubirute Granites, GC; Caraculo Granites, GPG; Linda Linda Granites, GCH; Chintangala Granites, GCA, Caraué Granites, GCHT; Chitundulu Granites, GD; GCM; Camahaha Granites. Populations: FC; Façenda Curoca, N; Namibe, V; Virei.

La deformación D4 tuvo un carácter dúctil-frágil y desarrolló a lo largo de bandas de dirección NNE-SSO pliegues de geometría *kink* y plano axial subvertical. Estas bandas se localizan en las inmediaciones de las intrusiones de los granitos tardi-D4 (Fig. 3). Las mesoestructuras asociadas son pliegues chevron, con desarrollo de una esquistosidad de fractura espaciada S4, y dos familias conjugadas de *kink*-bands subverticales de dirección general NO-SE y NE-SO. Todas estas estructuras indican un suave acortamiento subhorizontal de dirección O-E a ONO-ESE, sin blastesis asociada, en relación con deformación D4 discontinua y poco penetrativa.

2.3. Edad de la deformación y el metamorfismo

Las edades SHRIMP U-Pb en circones obtenidas en los orto y paragneises del complejo de Epupa definen dos grupos distintos (Escuder-Virue et al., 2025): un grupo de edades comprendidas entre 2.60 y 1.97 Ga, obtenidas en xenocristales heredados o en núcleos detríticos de circones zonados; y un grupo de edades entre 1.83 y 1.81 Ma, generalmente obtenidas en monocircones y bordes recrecidos de circones zonados. El primer grupo revela tanto la edad de las áreas fuente de los protolitos sedimentarios como la cristalización de los protolitos ígneos del Complejo de Epupa. El segundo grupo permite datar la evolución tectonometamórfica de la región de Namibe durante un evento Eburneano relativamente tardío. En particular, las edades indican que el pico térmico del metamorfismo sin-D2 (1832 ± 15 Ma y 1810 ± 19 Ma), la cristalización de leucosomas S2 (1830 ± 21 Ma), la cristalización de leucogranitos anatécicos (1808 ± 7 Ma) y la rápida exhumación del Complejo de Epupa a $T < 350-400$ °C (cierre de la moscovita a 1822 ± 5 Ma), ocurrieron en un intervalo de tiempo relativamente corto (~ 10 Ma).

2.4. Actividad filoniana Mesoproterozoica

La región de Namibe fue intruida por dos conjuntos de filones máficos durante el Mesoproterozoico, lo indica la cratonización previa de la corteza Eburneana (Fig. 3). En primer lugar, un conjunto de microgabros y doleritas intruyó formando un sistema de diques y filones con una orientación preferente ONO-ESE y una disposición subvertical, extendiéndose cartográficamente a lo largo de decenas de kilómetros. Estas estructuras esencialmente frágiles se formaron debido a un acortamiento horizontal ONO-ESE y una extensión ortogonal NNE-SSO. Su composición geoquímica y la edad de cristalización de 1502 ± 5 Ma (Ernst et al., 2013) indican que se trata de un magmatismo intraplaca con afinidad toleítica y una edad Mesoproterozoica, posiblemente vinculado a la ruptura de Nuna o Columbia (Pereira et al., 2013). En segundo lugar, un conjunto de gabros noríticos y noritas se emplazó formando alineaciones de diques con una orientación NNE-SSO muy prominente, alcanzando incluso unos 80 km de longitud. Estas estructuras frágiles y subverticales se formaron durante un acortamiento horizontal de dirección NNE-SSO a N-S y una extensión horizontal ONO-ESE a O-E. En base a su edad de 1109 ± 3 Ma y sus características geoquímicas (Ernst et al., 2013), estos diques han sido relacionados con un magmático intraplaca asociado a la ruptura de Rodinia (Pereira et al., 2013).

3. Petrología

Los trabajos de cartografía geológica realizados en el Proyecto PLANAGEO han permitido establecer tres series de granitoides Eburneanos en la región de Namibe, informalmente designadas en este trabajo como: G1, G2 y G3 (figs. 3 y 4). Las principales características de cada serie de granitoides están recogidas en la Tabla 1. Los criterios utilizados para clasificar los granitoides fueron: (1) la composición modal reconocible a simple vista o con la lupa en el afloramiento; (2) la existencia y orientación de fábricas magmáticas, o sub-sólidos deformativas, que permitieran establecer el momento de intrusión respecto a la evolución tectónica regional; y (3) la signatura de K radiométrico obtenida mediante geofísica aerotransportada. En relación con la deformación regional, la serie G1 incluye granitos foliados y deformados de sin- a tardi-D2, la serie G2 comprende gabros, dioritas y granitos de sin- a esencialmente tardi-D3, y la serie G3 está compuesta por granitos de sin- a post-D4.

3.1. Granitos foliados y deformados sin- a tardi-D2 (serie G1)

La serie G1 de granitos foliados y deformados de sin- a tardi-D2 forma parte del grupo de “granitos alcalinos” de Carvalho (1983, 1984), del “Complexo Granítico do Munhino” de Carvalho & Tassinari (1992), de los “granitos sin-tectónicos del SO de Angola” y “granitos peraluminosos y migmatitas asociadas” de Pereira et al. (2013), así como se incluye en las “Series Plutónica e Sub-Vulcánica da Região de Namibe-Lubango” de Merino Martínez et al. (2022).

Tabla 1. Principales características de las series de granitoides de la región de Namibe.

Serie	Litología	Texturas	Estructura	Edad U-Pb	Geoquímica	Estadio	Mineralización
G3	Granitos (monzogranitos) y granodioritas con Bt (Monte Chitundulo), y subordinados leucogranitos con Bt. Granitos porfídicos de Monte Tubirute (Caraculo). Morfologías cupuliformes. Localmente rico en enclaves surmicáceos y de granitos de G1 y G2. Diques lamprófidos asociados.	Grano fino-medio, a grueso, de equigranulares a inequigranulares (fx) a porfídicas (megacrístales de Kfs). Alteración sericitica amarilla	Isótopos a débil foliación de flujo magmático. Sin foliación deformativa regional. Producen aureolas de metamorfismo de contacto con Crd y And. Temporalmente de sin a tardi y post-D4	1803 Ma (Namibe)	Metalumínicos a ligeramente peralumínicos, de tipo I, high-K, alcalinos a calco-alcalinos	tardi- a post-D4	Cu. Sulfuros metálicos. Sn-W-Mo
G2	Gabros, dioritas y cuarzo-dioritas con Hbl ($\pm$ Cpx), granitos (monzogranitos), granodioritas y tonalitas con Hbl y Bt, granitos con Bt ($\pm$ Hbl) en cúpulas, con masas de cumulos ultramáficos (hornblenditas y raras piroxenitas) asociados a los gabros, ricos en enclaves máficos microgranudos. Contienen diques máficos sin-plutónicos (o con bordes enfriados)	Grano medio a grueso, de equigranulares a hipidiomorfas (Pl), localmente tendientes a porfídicas. Alteración feldespatos rosada	De isótopos a foliados magmáticamente, con frecuente foliación deformativa regional. Temporalmente de tardi-D2 a sin-D3	1808-1801 Ma (Namibe)	Metalumínicos, de tipo I, medium- to high-K, calco-alcalinos	tardi-D2 a sin- y post-D3	Cu, Mo y metales base (Au, Ag, PGM). Posibles dep. tipo "porphyry"
G1	Granitos con Bt ($\pm$ Ms $\pm$ Crd), leucogranitos con Bt + Ms ($\pm$ Grt $\pm$ Crd), granitos de 2 micas (Bt+Ms) y aplo-pegmatitas (Enjambre de Pegmatitas de Giraül). Van de sienogranitos a monzogranitos y granodioritas, con cúpulas de granitos aplíticos y pegmatíticos, ricos en schlieren-Bt y enclaves de rocas metasedimentarias y gneises bandeados	Grano fino a grueso, generalmente alotriomorfas	Foliación magmática a isótopos. Con foliación sub-solidus deformativa regional o bandeado. Heterogéneos. Sills frecuentemente concordantes con S2. Temporalmente de sin a tardi-D2	1808 $\pm$ 7 Ma (Hoja de Namibe). 1795 $\pm$ 41 Ma (U-Pb en Zr) pegmatitas sin-tectónicas de Giraül (Gonçalves, 2010)	Peralumínicos, de tipo S, high-K, alcalinos	sin- a tardi-D2	Sn-W

La serie consiste en múltiples intrusiones emplazadas en el Complejo de Epupa y en los niveles estructuralmente bajos Grupo Namibe, principalmente durante la etapa deformativa D2 y la interfase D2-D3. En la región de Namibe, afloran ocupando los núcleos de los Antiformes de Tchicolangita y Capolopopo (Fig. 3), donde se ha identificado el macizo de Granitos de Caraué (GCR). Estas intrusiones se presentan como cuerpos de geometría laminar (*sills*), elongados concordantemente con las fábricas y estructuras D2 (Fig. 5a), y plegados por las macroestructuras D3. Aunque los *sills* pueden ser numerosos, su tamaño varía entre decamétrico y hectométrico, siendo menos frecuente el kilométrico, lo que resulta en una baja expresión cartográfica en la Figura 3, en comparación con el resto de las series graníticas. En el mapa radiométrico de K, los granitos de la serie G1 muestran anomalías positivas con valores altos entre 3.0 y 4.5 % (Fig. 4; tonos naranjas y rojos), relacionadas con su alto contenido modal de biotita y moscovita (Rey Moral *et al.*, 2021). Estas anomalías presentan una elongación en la dirección ONO-ESE a O-E, paralela a la foliación S2 y a los flancos de las antiformas D3 de Tchicolangita y Capolopopo.

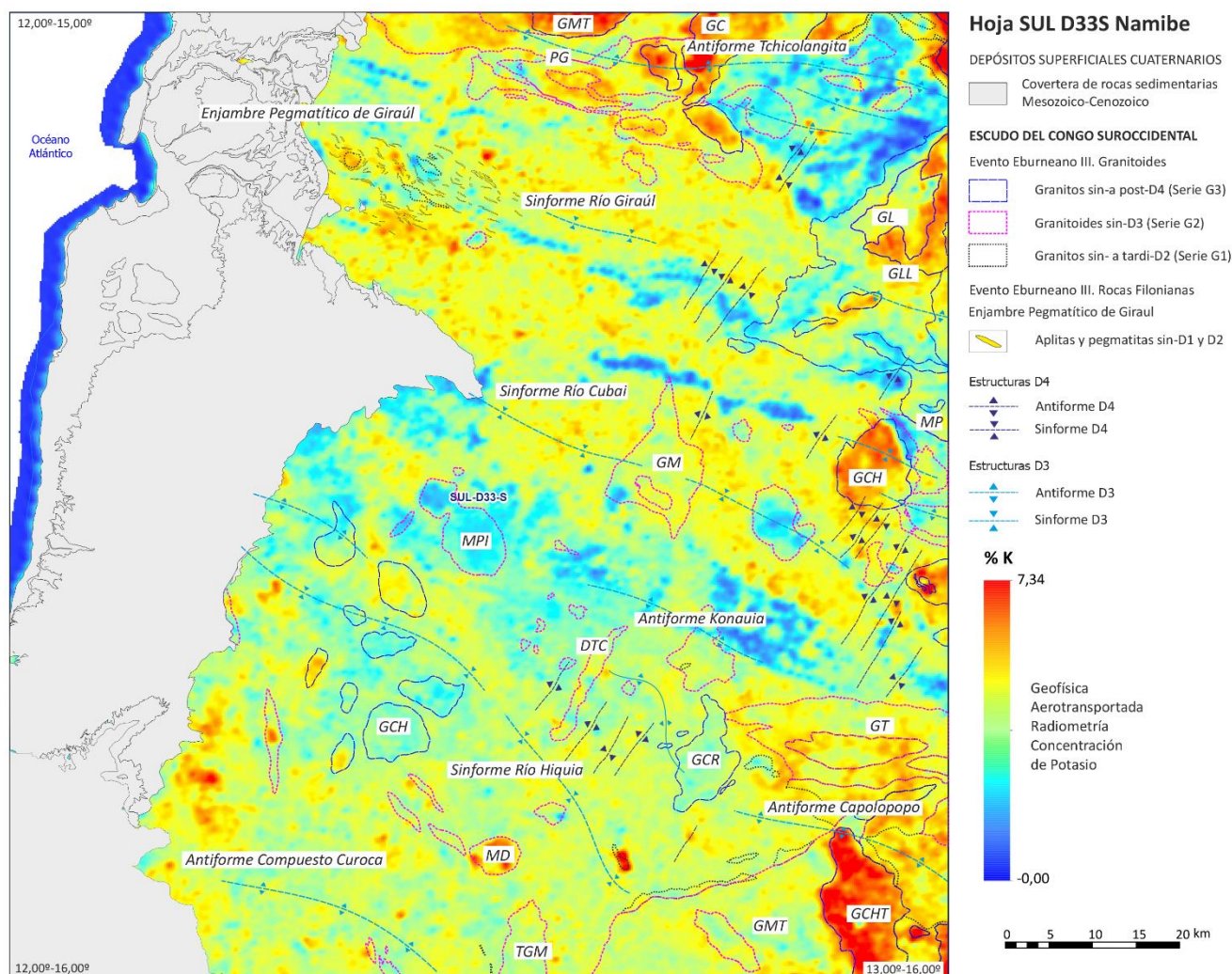


Figura 4. Mapa de concentración de K en la región de Namibe obtenido mediante radiometría aerotransportada (mod. Rey Moral *et al.*, 2021), mostrando superpuestas las principales macroestructuras de D3 y D4, así como los contactos de los macizos de granitoides Eburneos. Las abreviaciones son las mismas que en la Figura 3. Ver explicación en el texto.

Figure 4. Map showing the K concentration in the Namibe region obtained by airborne radiometry (mod. Rey Moral *et al.*, 2021), superimposed by the main D3 and D4 macrostructures, as well as contacts of the Eburnean granitoids massifs. Abbreviations are the same as in Figure 3. See explanation in the text.

Los granitos de la serie G1 muestran un bandeo composicional o foliación magmática sub-paralela al contacto intrusivo y a la foliación S2 del encajante gneísico. Hacia el contacto, esta foliación magmática S2 es a menudo retrabajada por una fábrica sub-solidus deformativa S2 subparalela (Fig. 5b). También se han observado venas de granitos formando pliegues isoclinales D2 de escala métrica. Estas relaciones permiten establecer un intervalo temporal para el emplazamiento de los magmas de sin a tardi-D2. Por otro lado, en el núcleo de los antiformes D3 se han identificado *sills* y pequeñas masas de granitos similares a la serie G1, intruyendo paralelamente a la foliación de plano axial S3. Los granitoides de la serie G1 exhiben una notable diversidad textural y composicional. A nivel general, estas intrusiones individuales presentan facies centrales mayormente masivas y homogéneas, mientras que las facies de borde o apicales tienden a ser más heterogéneas, con la presencia frecuente de enclaves metasedimentarios y venas aplopegmatíticas. Desde un punto de vista mineralógico, se pueden distinguir tres tipos de granitoides: inhomogéneos, leucogranitos con biotita y moscovita, y granitos con biotita.

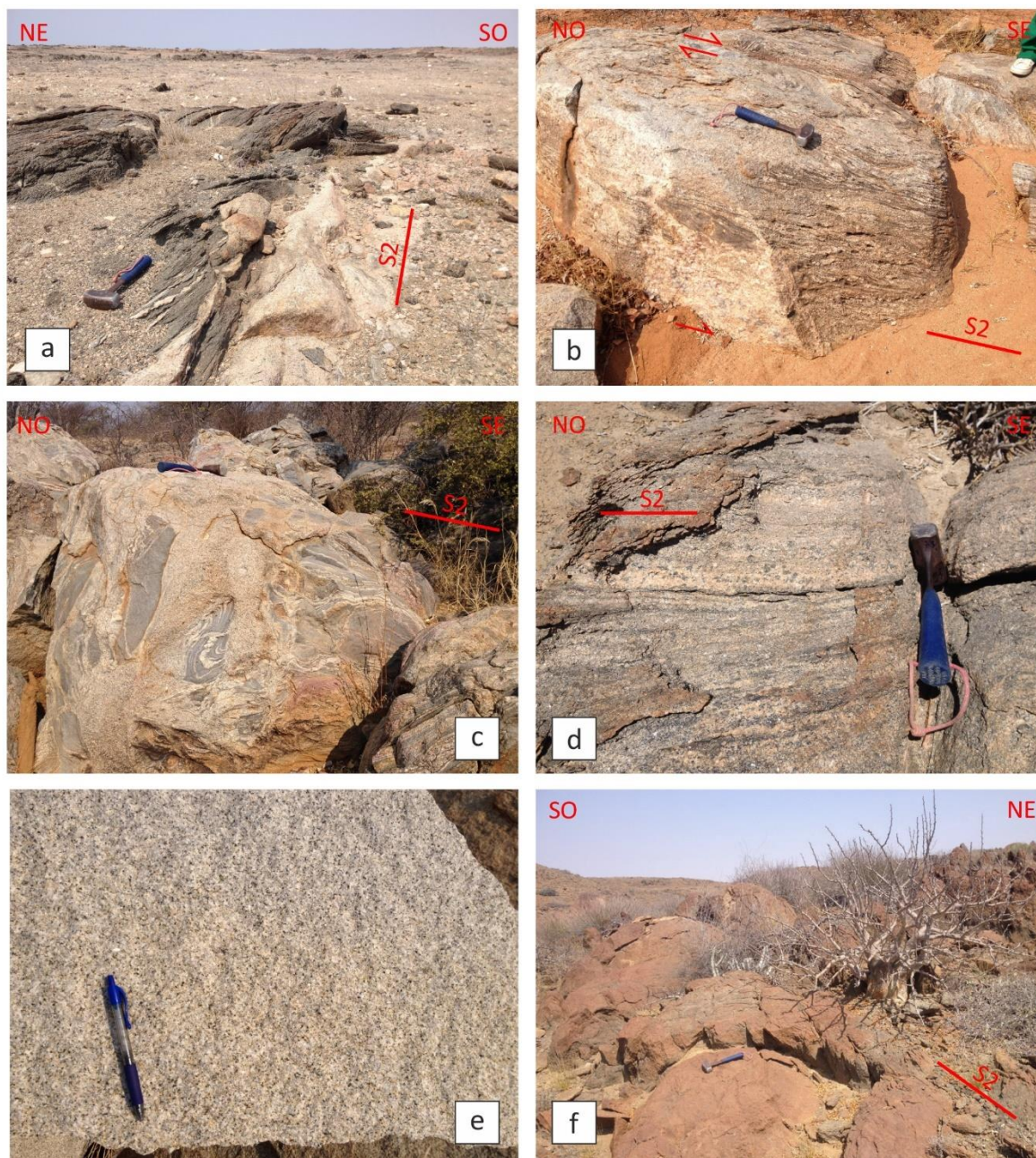


Figura 5. Granitos de la serie G1. (a) Láminas de leucogranitos con biotita y moscovita emplazados en ortogneises del Complejo Epupa. Notar el paralelismo entre el contacto intrusivo y la S2 de las rocas encajantes. Curoca. Antiforme de Curoca. (b) Granitoides inhomogéneos con abundantes restos de metasedimentos emplazados en gneises migmatíticos. La foliación es una S2 con un ángulo de buzamiento bajo. La deformación sub-sólida establece un cizallamiento de techo hacia el SE. Macizo de Caraué. (c) Intrusión de granito con biotita en paragneises aluminicos migmatizados del Complejo Epupa. Se observan enclaves de metasedimentos con pliegues de la S2. Macizo de Caraué. (d) Leucogranito foliado (S2) con biotita, granate y/o cordierita, emplazado en los ortogneises Complejo Epupa. Antiforme de Curoca. (e) Leucogranito con moscovita y biotita, homogéneo y masivo, con textura de subidiomorfa a alotriomorfa. Macizo de Linda Linda. (f) Cuerpo laminar de granito foliado con biotita emplazado en el Grupo Namibe. La foliación magmática es subparalela a la S2 en los metasedimentos encajantes.

Figure 5. Granites of the G1 suite. (a) Sheets of biotite and muscovite-bearing leucogranites emplaced within orthogneisses of the Epupa Complex. Note the parallelism between the intrusive contact and S2 in the host-rocks. Curoca Antiform. (b) Inhomogeneous granitoids containing abundant enclaves of metasediments, within migmatitic gneisses. The S2 foliation exhibits a low dip, with evidence of sub-solid deformation indicating a top-to-the SE shearing. Caraué massif. (c) Intrusion of biotite granite G1 into migmatized aluminum-rich paragneisses of the Epupa Complex. Metasedimentary enclaves with S2 folds are evident. Caraué massif. (d) Foliated leucogranite (S2) hosting biotite, garnet and/or cordierite, emplaced within the Epupa Complex orthogneisses. Curoca Antiform. (e) Homogeneous and massive muscovite and biotite leucogranite exhibiting a subidiomorphic to allotriomorphic texture. Linda Linda massif. (f) A laminar body of foliated biotite granite intruded in the Namibe Group. The magmatic foliation runs sub-parallel to S2 within the host metasediments.

Los granitoides inhomogéneos son cuerpos de granitos autóctonos o subalóctonos que se encuentran emplazados en las zonas metamórficas de sillimanita + moscovita y sillimanita + feldespato potásico, asociados a procesos de fusión parcial regional y generación de magmas graníticos peraluminicos. Estos granitoides se caracterizan por una amplia variedad textural, que incluye estructuras migmatíticas *schlieren* y nebulíticas (Fig. 5c), así como la presencia abundante de enclaves surmicáceos y de componentes restíticos ricos en biotita y sillimanita, los cuales suelen estar elongados de manera paralela a la S2. A escala de afloramiento, estos granitoides muestran texturas alotriomorfas que varían de grano fino a grueso. La foliación magmática S2 está marcada por la orientación preferente de la biotita, mientras que la lineación magmática L2 se define por la elongación del agregado cuarzo-feldespático y los nódulos de sillimanita fibrolítica (Fig. 5d). Desde un punto de vista mineralógico, estos granitoides están compuestos principalmente por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, junto con una variedad de minerales accesorios como biotita, moscovita, granate, cordierita, sillimanita, andalucita, apatito, turmalina, rutilo, ilmenita, circón y opacos. La moscovitización tardía en grandes placas decusadas de los restitos biotíticos también es común en estos granitoides.

Los leucogranitos con biotita y moscovita exhiben una textura más homogénea (Fig. 5e), con un tamaño de grano que varía de medio a grueso, llegando a ser excepcionalmente muy grueso, y presentan texturas subidio- a alotriomorfas, donde se destacan grandes granos de cuarzo de hasta 8 mm diámetro. Los enclaves surmicáceos son menos frecuentes y de tamaño reducido. La foliación magmática S2 se define por la elongación del agregado cuarzo-feldespático y el alineamiento subparalelo de las micas. Estos leucogranitos son muy ricos en cuarzo, lo que contribuye a la formación de relieves más pronunciados y morfologías en cresta, como se observa en la alineación de Llambonbo en el flanco norte del Antiforme de Tchicolangita. En estos leucogranitos, el feldespato potásico se presenta tanto en micro como en fenocristales de 3-5 mm de diámetro, generando localmente texturas porfídicas. Aunque muestran cantidades modales variables de biotita y moscovita, es frecuente que la moscovita sea más abundante que la biotita, dando lugar a verdaderos leucogranitos con moscovita. La moscovita tiende a envolver y reemplazar en grandes placas milimétricas tanto a la biotita como a la sillimanita. Estos leucogranitos están mineralógicamente compuestos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita, además de cantidades muy variables, a menudo accesorias, de granate, cordierita, sillimanita, apatito, turmalina, ilmenita, circón y opacos.

Los granitos con biotita forman macizos elongados que se disponen paralelamente a la foliación S2, rodeando los núcleos anatéticos de los Antiformes de Capolopopo y Tchicolangita, o formando macizos subalóctonos como el de Caraué. Estos macizos son mayormente masivos y homogéneos en su textura (Fig. 5f), aunque ocasionalmente pueden contener enclaves surmicáceos y presentar contactos netos con el encajante. En los esquistos de bajo grado del Grupo Namibe, su intrusión produjo blastos de andalucita y cordierita debido al metamorfismo de contacto. La foliación magmática S2 está variablemente definida por el alineamiento de la biotita. Los granitos biotíticos se caracterizan por un tamaño de grano medio a grueso y una mayor abundancia modal de biotita en comparación con la moscovita, que generalmente se presenta en cantidades accesorias o secundarias. Los Granitos de Caraué exhiben una textura porfídica, con fenocristales de feldespato potásico en cantidades modales entre 20 y 30 %, teniendo una longitud entre 0,5 a 1,5 cm. Están mineralógicamente compuestos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, con la posible presencia accesorias de moscovita, granate, cordierita, sillimanita, apatito, turmalina, circón y opacos.

3.2. Gabros, dioritas y granitos tardi-D2 a sin-D3 (serie G2)

La serie G2, compuesta por gabros, dioritas y granitos tardi-D2 a sin-D3, exhibe una mayor extensión cartográfica que la serie G1. Estos granitoides están parcialmente relacionados con el “Complejo Granítico de Munhino” según Carvalho (1982, 1983), el “Complejo Granítico do Munhino” de Carvalho & Tassinari (1992), los “granitos calco-alcalinos” de Carvalho *et al.* (2000), o las “rochas granitoides generadas en ambiente de arco magmático (complejo gabro-diorítico)” según Pereira *et al.* (2013). En la síntesis cartográfica del PLANAGEO, se integran en la “Series Plutónica e Sub-Vulcânica da Região de Namibe-Lubango” (Merino Martínez *et al.*, 2022).

Esta serie está constituida por un conjunto de macizos gabroico-diorítico-graníticos que muestran relaciones complejas de intrusión y cristalización, ocurriendo inicialmente durante la etapa deformativa D2, la interfase D2-D3 y, principalmente, durante D3. En la región de Namibe, estos conjuntos incluyen los siguientes macizos (Fig. 3): Dioritas y Monzogranitos de Piedra Grande (PG), Granodioritas y Monzogranitos de Laué (GL), Monzogranitos de Piconá (MP), Granodioritas y Monzogranitos de Macala (GM), Monzogranitos del Pico (MPI), Dioritas y Tonalitas de Chamacuala (DTC), Granodioritas y Monzogranitos de Tulandjo (GT), Granodioritas y Monzogranitos de Teteombe (GMT), Tonalitas y Granodioritas de Mupavia (GM) y Monzogranitos de Dalundo (MD). Estos macizos, de dimensiones batolíticas, varían entre 5 y 15 km en anchura, presentan varias decenas de kilómetros de longitud. Por ejemplo, el macizo de Piedra Grande supera los 45 km de longitud en su eje mayor. Estos macizos están compuestos por dos asociaciones de facies plutónicas: gabros, dioritas y cuarzo-dioritas con hornblenda; y tonalitas, granodioritas y monzogranitos con hornblenda y biotita. La distribución cartográfica de estas facies en cada macizo es variable, aunque generalmente predomina la facies más ácida. En el mapa radiométrico de K, los granitos de la serie G2 generan anomalías negativas de K, con valores bajos entre 1.4 y 3.0 % (Fig. 4; tonos azules a amarillos), relacionadas con sus bajos contenidos en micas (Rey Moral *et al.*, 2021). En los macizos emplazados en los gneises del Complejo de Epupa, las anomalías definen formas elongadas con orientación ONO-ESE, subparalela a la dirección de las antiformas de D3, como es el caso de los macizos de Piedra Grande, Tulandjo y Teteombe. Sin embargo, las anomalías de los macizos emplazados en los metasedimentos del Grupo Namibe presentan contornos elipsoidales claros, como el macizo del Pico.

3.2.1. Gabros, dioritas y cuarzo-dioritas con hornblenda

La asociación de facies de gabros, dioritas y cuarzo-dioritas con hornblenda forma cuerpos laminares de longitud kilométrica y entre 0,1 y 1 km de espesor. Estos cuerpos están intruidos por diques de tonalitas y granodioritas con hornblenda de dimensiones muy variables, así como por un enjambre de diques máficos de grano muy fino. Macroscópicamente, estas rocas presentan un grano medio a grueso, textura granuda subequigranular a hipidiomorfa, y una fábrica isótropa, bandeada o foliada (Fig. 6a). El bandeo igneo es resultado de la acumulación cristalina (cumulado) durante la cristalización del magma y se caracteriza por la alternancia de bandas oscuras ricas en hornblenda y bandas claras ricas en plagioclasa y cuarzo. La foliación puede ser tanto magmática como sub-solidus deformativa, y está definida por la orientación dimensional preferente de la plagioclasa, la hornblenda o el cuarzo (Fig. 6b). La lineación magmática o de estiramiento dúctil está definida por el alineamiento de los prismas de anfíbol. La foliación magmática muestra una orientación ONO-ESE a NO-SE, subparalela a la S3 del plano axial de las macroestructuras antiformales D3. Cuando son deformados por zonas de cizalla subverticales sin-D3, muestran una disminución del tamaño de grano, llegando a transformarse en anfíbolitas con una fuerte fábrica plano-lineal. Desde un punto de vista composicional y textural, la asociación de facies es bastante heterogénea e incluye términos de gabros con piroxeno y olivino, gabros hornbléndicos con y sin clinopiroxeno, cuarzo-gabros con hornblenda, dioritas y cuarzo-dioritas con hornblenda. Modalmente, estas rocas están compuestas por plagioclasa y hornblenda, con variaciones en las proporciones de piroxeno, biotita, cuarzo y feldespato potásico.

La asociación de facies incluye pequeños cuerpos de rocas ultramáficas, distribuidos en bandas con dirección ONO-ESE (paralelas a S3), que se encuentran en los bordes de los macizos (Fig. 6c). Estos cuerpos tienen un espesor que varía entre 5 y 50 m y una longitud que va desde decamétrica a hectométrica. Las rocas ultramáficas son cumulos magmáticos compuestos por cantidades variables de piroxeno, anfíbol y plagioclasa, dando lugar a clinopiroxenitas con olivino, websteritas con olivino y hornblenda, clinopiroxenitas con hornblenda y plagioclasa, y hornblenditas, siendo este último el tipo más común. Localmente, estas rocas presentan un bandeo composicional de espesor centimétrico, definido por variaciones en el tamaño de grano o en el contenido modal de olivino y piroxeno. Las hornblenditas son un ortocumulado de prismas de hornblenda (>90 % modal), que pueden alcanzar un tamaño centimétrico, con pequeñas cantidades de plagioclasa intersticial (Fig. 6d).



Figura 6. Granitoides de la serie G2. (a) Gabro hornbléndico con foliación magmática S3 definida por la orientación de la plagioclasa y hornblenda, así como por la elongación de agregados centimétricos de hornblendita. Macizo de Chamacuala. (b) Gabro hornbléndico con foliación magmática S3 subvertical. Macizo de Pedra Grande. (c) Cumulado magmático ultrabásico con una fábrica magmática planar S3 subvertical. Macizo de Macala. (d) Hornblendita con una textura ortocumulada definida por hornblenda de tamaño milimétrico y plagioclasa intersticial. Macizo de Macala. (e) Tonalita con hornblenda con una foliación magmática S3 definida por la elongación de los prismas de anfíbol y los xenocristales de hornblendita. Macizo de Capolopopo. (f) Monzogranito con hornblenda y biotita débilmente foliado (S3). Macizo de Tulandjo. (g) Monzogranito con hornblenda y biotita muy contaminados por enclaves gabróicos y cuarzo-dioríticos. Macizo de Tulandjo. (h) Doble enclave de gabbro hornbléndico foliado en diorita híbrida muy contaminada y en granodiorita con hornblenda foliada. La foliación S3 está definida por elongación agregado de plagioclasa y hornblenda. Macizo de Capolopopo.

Figure 6. Granitoids of the G2 suite. (a) Hornblende gabbro with S3 magmatic foliation defined by the orientation of plagioclase and hornblende, as well as by the elongation of centimeter-size aggregates of hornblendite. Chamacuala Massif. (b) Hornblende gabbro with subvertical S3 magmatic foliation. Pedra Grande massif. (c) Ultrabasic magmatic cumulate with a subvertical planar magmatic fabric S3. Macala massif. (d) Hornblendite with an orthocumulate texture defined by millimeter-size hornblende and interstitial plagioclase. Macala massif. (e) Hornblende tonalite with a S3 magmatic foliation defined by the elongation of amphibole prisms and hornblendite xenocrysts. Capolopopo massif. (f) Hornblende and biotite monzogranite with a weak S3 magmatic foliation. Tulandjo massif. (g) Monzogranite with hornblende and biotite highly contaminated by gabbroic and quartz-dioritic enclaves. Tulandjo massif. (h) Double enclave of foliated hornblende gabbro within highly contaminated hybrid diorite and within foliated hornblende granodiorite. The S3 foliation is defined by the elongation of plagioclase and hornblende aggregates. Capolopopo massif.

3.2.2. Tonalitas, granodioritas y monzogranitos con hornblenda y biotita

La asociación de facies de tonalitas, granodioritas y monzogranitos con hornblenda y biotita forma intrusiones de contornos cartográficos generalmente elipsoidales, elongadas en la dirección de la macroestructura de D3. Estos granitoides están estrechamente relacionados con la asociación de facies gabroico-diorítica, a menudo rodeándola o incluyéndola cartográficamente, como se observa en los macizos de Piconá y Teteombe (Fig. 3). En otros casos, ocupan una posición apical e individualizan *roof-pendant* o megaenclaves dentro las rocas gneísicas encajantes, como ocurre en el macizo de Piedra Grande. Los magmas de esta asociación de facies intruyen en forma de diques y *sills* tanto a los granitos de la serie G1 como a la asociación de facies gabro-diorítica, estableciendo su edad más reciente. Las condiciones metamórficas de emplazamiento varían desde la facies de anfíbolitas en los Antiformes de Tchicolangita y Capolopopo, hasta la facies de esquistos verdes de baja-T en los Sinformes de río Cubai e Hiquia, donde forman pequeños plutones que han desarrollado una aureola de metamorfismo de contacto en los metasedimentos del Grupo Namibe. A escala de afloramiento, se ha observado la intrusión y fragmentación de la asociación de facies gabroico-diorítica por una red de diques conectados y masas de magma granodiorítico-monzogranítico, formando xenolitos angulosos de tamaño métrico que a menudo forman corredores. En estos casos, la granodiorita presenta un bandeo modal subparalelo al contacto, caracterizado por una alternancia de niveles ricos en biotita y feldespatos. Hacia el contacto con el encajante, la granodiorita típicamente incluye granos de cuarzo ovoide de tamaño milimétrico, con coronas de anfíbol y/o piroxeno muy finas.

Dentro de las tonalitas, el tipo litológico predominante es una tonalita de grano medio a grueso con hornblenda, a menudo foliada y de textura subequigranular. En estas rocas, la fábrica magmática planar se define por la elongación del agregado cuarzo-plagioclásico, mientras que la lineación magmática está marcada por el alineamiento de los prismas de hornblenda (Fig. 6e). Estas fábricas magmáticas son subparalelas a la dirección regional de S3 y L3. La elongación de los enclaves máficos o de bolsadas ricas en hornblenda y plagioclasa, resultado de la asimilación de enclaves gabroico-dioríticos, contribuye a la definición de la foliación. Las tonalitas están compuestas principalmente por plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo, junto con feldespato potásico, ilmenita, magnetita, apatito y esfena como minerales accesorios.

Las granodioritas y monzogranitos son tipos más leucocráticos, de grano grueso a muy grueso, y contienen hornblenda y biotita. Estos granitos ocupan una parte significativa de los macizos de Macala, Pico, Chintangala, Dalundo y Mupavia, así como los sectores apicales de los macizos de Teteombe y Tulandjo (Fig. 3). Texturalmente, estas rocas son granudas, holocristalinas, de subequigranulares a inequigranulares, con algunas facies con tendencia a la porfídica. Presentan fábricas magmáticas muy variables, desde isótropas a bandeadas composicionalmente (Fig. 6f). La deformación plástica intracristalina asociada a las zonas de cizalla sin-D3 da lugar a verdaderas tectonitas plano-lineales

S3-L3. Mineralógicamente, están compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda y biotita (5-18%), con ilmenita, magnetita, apatito y esfena como minerales accesorios.

3.2.3. Enclaves máficos microgranudos/facies híbridas de cuarzo-dioritas

Dentro de la asociación de facies de tonalitas, granodioritas y monzogranitos es común encontrar enclaves máficos microgranudos. Estos enclaves, de tamaño centimétrico a decimétrico, presentan formas elipsoidales, con contactos netos o delgados bordes de reacción más difusos y ricos en biotita (figs. 6e, g). Mineralógicamente, están compuestos por plagioclasa y hornblenda, con o sin cuarzo, biotita y feldespato potásico. Los enclaves suelen estar elongados o alineados subparalelamente a la dirección regional ONO-ESE a NO-SE de la S3. Además, se han observado alineaciones de enclaves con bordes angulosos, resultado de la desmembración de diques máficos sin-plutónicos, que evidencia la hibridación de magmas de las asociaciones de facies gabroico-diorítica y tonalítico-granítica. La composición y mineralogía de estas facies híbridas tienden a ser cuarzo-diorítica, similar a la de los enclaves máficos. Microtexturalmente, se caracterizan por la presencia frecuente de oiocristales de cuarzo/feldespato potásico que engloban pequeños anfíboles y plagioclasas derivados de la descomposición de enclaves máficos, así como por la presencia de granos de cuarzo con rebordes de anfíbol o piroxeno y xenocristales de plagioclasa con coronas de reacción. Estas texturas y las relaciones de campo sugieren una interacción mutua (*mixing, mingling*) entre un magma gabroico-diorítico y un magma tonalítico-granodiorítico coexistentes. La coexistencia de magmas básicos y ácidos, así como su hibridación en una zona de mezcla magmática, ha sido descrita con frecuencia en los granitoides calco-alcalinos (Castro *et al.*, 1990a, b, 1991; Didier & Barbarin, 1991; Poli & Tommasini, 1991; Tobisch *et al.*, 1997).

3.3. Granitos sin- a post-D4 (serie G3 metalumínica)

La serie G3 de granitos sin- a post-D4 abarca una mayor extensión cartográfica que las otras series de granitoides en la región de Namibe. Esta serie se relaciona parcialmente con los “Granitos de Caraculo” identificados por Carvalho (1982, 1983) y Carvalho *et al.* (2000), así como con los “Granitos de tardi- a post-tectónicos do tipo Serra de Gandarengos y Serra da Chela” mencionados por Pereira *et al.* (2013). En la síntesis cartográfica del PLANAGEO, estos granitos están incluidos en la “Series Plutónica e Sub-Vulcânica da Região de Namibe-Lubango” (Merino Martínez *et al.*, 2022).

Desde un punto de vista estructural, esta serie está constituida por macizos graníticos que cortan claramente a las macroestructuras atribuibles a D3 y muestran una deformación débil, o apenas apreciable macroscópicamente. Los granitos de la serie G3 se emplazaron en condiciones epizonales, desarrollando aureolas de metamorfismo de contacto de anchura decamétrica a hectométrica en el encajante, con texturas corneánicas y blastésis decusada de cordierita, andalucita y sillimanita. Algunos macizos presentan estructuras de flujo magmático definidas por la orientación de los fenocristales y megacristales (>2 cms) feldespáticos, láminas de biotita, microagregados elipsoidales ricos en biotita y plagioclasa, o enclaves aplastados. Estas estructuras definen más o menos regularmente una foliación magmática subvertical de dirección NNE-SSO y una lineación magmática de bajo ángulo de inmersión al N y al S, indicando en estos casos un emplazamiento de los granitos de la serie G3 durante la etapa deformativa D4. En otros macizos, se observa una foliación magmática leve únicamente en las zonas de borde, la cual discurre subparalela al contacto externo intrusivo. Esto sugiere que el emplazamiento de los magmas fue principalmente controlado por un proceso de inflamamiento (*balloowing*), con una menor influencia de las fuerzas tectónicas regionales. En tales casos, los granitos intruyeron de manera tardía o incluso posteriormente a D4.

En general, los granitos de la serie G3 forman macizos de contornos circulares o elípticos en la cartografía, que están compuestos por diversas facies petrológicas y texturales distribuidas zonalmente. La zonación es concéntrica hacia facies centrales ligeramente más ácidas y de menor tamaño de grano, como se observa en los macizos de Granitos de Monte Tubirute (GMT), Caraculo (GC), Linda Linda (GLL), Chintangala (GCH), Chitundulu (GCHT), y el grupo de plutones de Granitos

de Camahaha (GCH). Esta disposición conduce a morfologías cupuliformes y de “pan de azúcar” en los macizos graníticos, como se aprecia en Monte Tubirute, Linda Linda (Fig. 7a) y Caraculo (Fig. 7b), determinadas en gran medida por la geometría de las intrusiones y la existencia de facies centrales más ricas en sílice y, por tanto, más resistentes a la alteración química y la erosión. Estos granitos intruyen tanto a los granitoides de las series G1 y G2 como a las rocas metamórficas encajantes, englobándolas en forma de enclaves, que son particularmente abundantes hacia el contacto externo intrusivo. Los granitos de la serie G3 definen anomalías de K positivas muy marcadas con valores altos entre 4.0 y 5.0 % (Fig. 4; tonos rojos), debido a su elevado contenido de biotita y su carácter tardi- a post-tectónico (Rey Moral *et al.*, 2021). Estas anomalías suelen tener una orientación NNE-SSO a N-S, paralela a las estructuras de D4, y definen claramente los contactos intrusivos de los macizos, como en los casos de los macizos de Granitos de Chitundulu, Chintangala, Linda Linda y Caraculo. Los granitos de la suite G3 se caracterizan por una pequeña variación composicional, lo que sugiere una evolución magmática limitada dentro de términos graníticos ya bastante diferenciados. Principalmente, están compuestos por dos asociaciones de facies plutónicas: granitos y granodioritas con biotita porfídicos; y granitos y granodioritas con biotita. Además, localmente se encuentran tonalitas ricas en biotita, posiblemente correspondientes a los términos menos diferenciados de la serie y/o facies con un componente cumulado.

3.3.1. Granitos y granodioritas con biotita porfídicos

La asociación de facies de granitos y granodioritas con biotita porfídicos constituye la masa principal de los macizos (figs. 3 y 4). Estos granitoides presentan una textura porfídica caracterizada por megacrystales de feldespato idiomorfos, con una longitud de 2,5-3,5 cm, representando entre el 30 y el 50% del volumen. En su mayoría son de feldespato potásico, a menudo de tonos rosados y ocasionalmente con aureolas plagioclásicas de tipo rapakiwi. Los megacrystales suelen definir superficies de flujo subverticales, con sus ejes largos orientados subhorizontal y o menos comúnmente subverticalmente (Fig. 7c, d). Además del alineamiento de los megacrystales feldespáticos y de los pasillos de enclaves microgranulares, la orientación planar preferente de la biotita contribuye a la definición de esta foliación magmática. La mesostasia es de grano grueso y contiene frecuentes megacuarcos de tamaño 3-6 mm, alcanzando hasta 1,5 cm. Desde un punto de vista mineral, estos granitos presentan una composición bastante constante, compuesta principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, junto con anfíbol, apatito, circón, allanita, esfena y opacos como minerales accesorios.

Los granitos y granodioritas porfídicos contienen dos tipos de enclaves: microgranulares oscuros, ricos en biotita, con formas redondeadas y bordes difusos, generalmente de tamaño pequeño (<10 cm) (Fig. 7e); y de grano fino a medio, más mesocráticos, con megacrystales dispersos, ricos en plagioclasa, con biotita y anfíbol acicular, y de tamaños centimétricos a métricos (Fig. 7f). Los primeros constituyen fragmentos del encajante metasedimentario u ortogneísico parcialmente asimilados; los segundos probablemente representan magmas más primitivos, ricos en plagioclasa, biotita y anfíbol. Por lo tanto, se puede inferir la existencia de una variación composicional desde términos tonalítico-granodioríticos con biotita y anfíbol, que no aflora en superficie, hasta los términos granodiorítico-graníticos porfídicos (y no porfídicos) de la asociación.

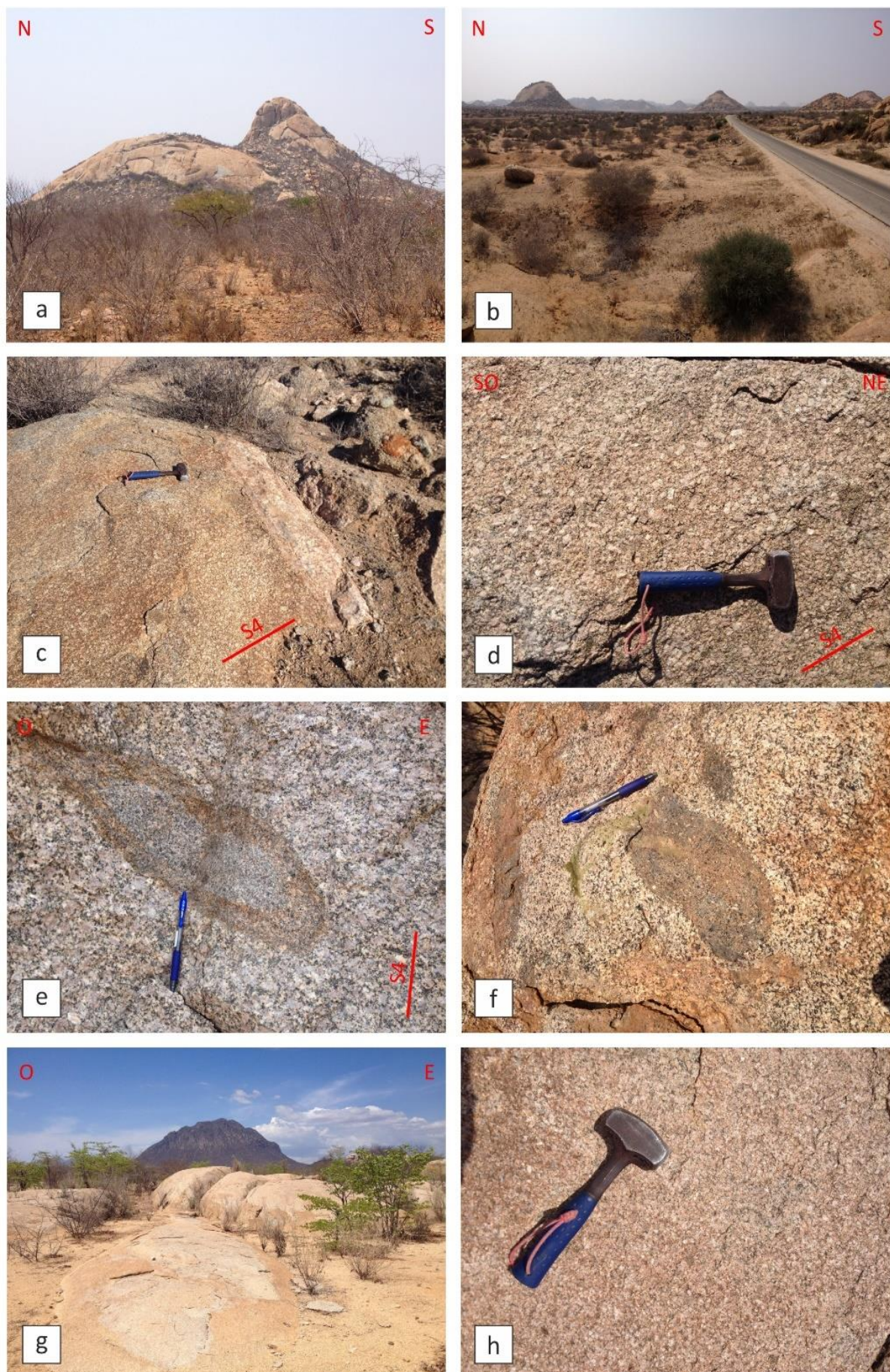


Figura 7. Granitos de la serie G3. (a) Morfología cupuliforme de los granitos con biotita ricos en cuarzo. Macizo de Linda Linda. (b) Morfologías en forma de “pan de azúcar” de los granitos con biotita del Macizo de Caraculo, que resaltan sobre la llanura formada por las granodioritas de la serie G2 del Macizo de Pedra Grande. (c) Granito con biotita que muestra una orientación preferente de los megacrístales feldespáticos, los cuales definen una fábrica magmática S4, y es intruido por un dique pegmatítico. Macizo de Monte Tubirute. (d) Granodiorita con biotita porfídica. Notar bandas con megacrístales orientados por flujo magmático que definen la fábrica magmática S4. Macizo Monte Tubirute. (e) Enclave microgranular oscuro, rico en biotita, con bordes difusos en granodiorita con biotita porfídica. Macizo Monte Tubirute. (f) Granito porfídico heterogéneo con schlieren biotíticos, alineamiento de fenocristales feldespáticos y enclaves dioríticos con fenocristales dispersos. Macizo Chintundulu. (g) Granitos con biotita de textura isótropa. Macizo de Caraculo. (h) Granito leucocrático con pequeñas láminas de biotita y fenocristales feldespáticos dispersos. Macizo de Caraculo.

Figure 7. Granites of the G3 suite. (a) Cupuliform morphology of quartz-rich granites. Linda Linda massif. (b) “Pan de azúcar” morphologies of the biotite-bearing granites of the Caraculo massif, which stand out from the plain formed by the granodiorites of the Pedra Grande massif (G2 suite). (c) Biotite granite with a preferential orientation of feldspathic megacrystals defining an S4 magmatic fabric and intruded by a pegmatitic dike. Monte Tubirute massif. (d) Biotite-bearing porphyritic granodiorite. Note bands with oriented megacrystals by magmatic flow that define a S4 magmatic fabric. Monte Tubirute massif. (e) Biotite-rich, dark microgranular enclave with diffuse edges enclosed in biotite-bearing porphyritic granodiorite. Monte Tubirute massif. (f) Heterogeneous porphyritic granite with biotite schlieren, alignment of feldspathic phenocrysts and dioritic enclaves with scattered phenocrysts. Chintundulu massif. (g) Biotite granites with an isotropic texture. Caraculo massif. (h) Leucocratic granite with small sheets of biotite and scattered feldspathic phenocrysts. Caraculo massif.

4. Estructuras y fábricas magmáticas

El análisis de las características geométricas y cinemáticas de las fábricas magmáticas y/o de deformación subsólida presentes en los granitoides de la región de Namibe, proporciona información crucial sobre el momento de su intrusión en relación con la evolución tectónica regional.

Tanto en el Grupo Namibe como en el Complejo de Epupa, se observa la intrusión de diques y sills de granitos, leucogranitos, aplitas y pegmatitas pertenecientes a la serie G1. Los polos de la foliación magmática en estos granitos, como se muestra en la Figura 8a, exhiben una orientación relativamente consistente ONO-ESE a ENE-OSO, con altos ángulos de buzamiento tanto hacia el NE como hacia el SO. Estos polos se ajustan a un plano cuyo polo presenta una dirección de N114°E y una inmersión de 18° al SE. En comparación, los polos de la foliación S2 en los gneises del Complejo de Epupa muestran una orientación y dispersión similar (Fig. 8i). Los polos de la S2 se ajustan a un plano cuyo polo presenta una dirección de N128°E y una inmersión de 24° al SE, coincidiendo con los ejes de los pliegues D3. Por lo tanto, la orientación de la fábrica magmática en la serie G1 y la foliación S2 en el Complejo de Epupa es similar, indicando que ambos conjuntos de planos fueron plegados por la deformación D3. Por otro lado, la lineación magmática en los granitos de la serie G1 muestra una dirección predominante NO-SE a O-E, con una considerable variación en los ángulos de inmersión hacia el SE, existiendo una gran dispersión en su orientación (Fig. 8b). Esta orientación es comparable a la observada en la lineación mineral L2, medida en los gneises del Complejo de Epupa, donde se observa una amplia dispersión (Fig. 8j). La orientación media de la lineación magmática en los granitoides (N134°E, 42°SE) es similar a la orientación media de la lineación mineral L2 en los gneises (N120°E, 44°SE).

Los polos de los diques y filones de aplitas y pegmatitas intrusivas en el Grupo Namibe, que constituyen el Enjambre de Giraúl (Gonçalves, 2000), también definen planos con una orientación general NO-SE a O-E y un ángulo de buzamiento alto tanto hacia el NE como el SO (Fig. 8c). Estos polos se ajustan a un plano con una dirección de N031°E y un buzamiento de 38° al SE, cuyo polo (N302°E, 52°NO) es subparalelo a los ejes de los pliegues D3. Por otro lado, la lineación magmática presenta principalmente ángulos de inmersión medios y bajos hacia el SE (Fig. 8d), similar a la orientación de la L2 en los gneises y la lineación magmática en los granitos de la serie G1. En resumen, la orientación de las fábricas magmáticas en la serie G1 y las aplo-pegmatitas relacionadas es similar a la de las fábricas S2 y L2 en el Complejo de Epupa, lo que confirma su emplazamiento sin-D2.

Los planos de la foliación magmática en los granitoides de la serie G2 muestran un alto ángulo de buzamiento y varían en orientación entre NE-SO y NO-SE, aunque con una gran dispersión (Fig. 8e).

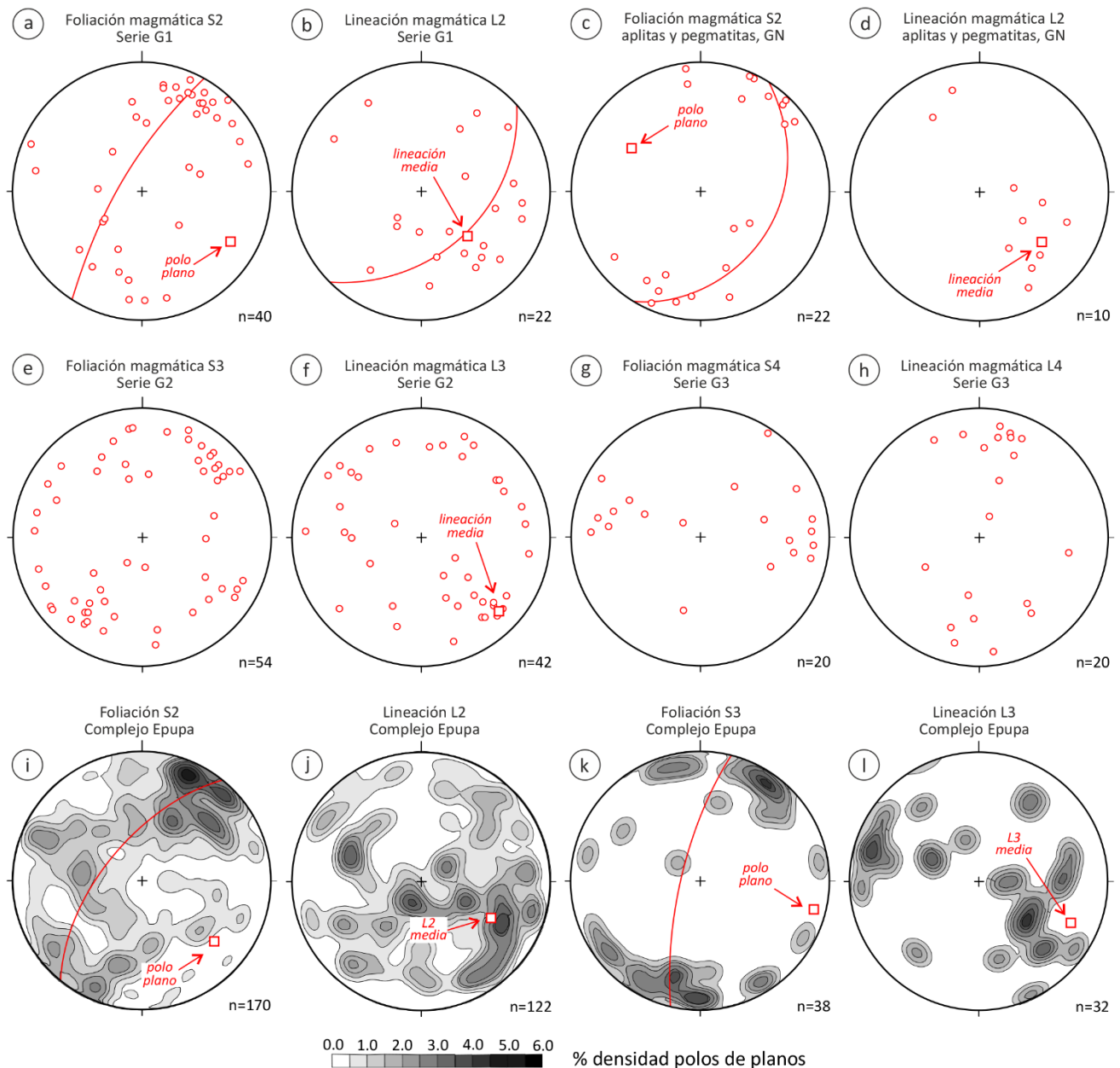


Figura 8. (a, h) Proyección estereográfica de los polos de las fábricas planares y lineares presentes en las series de granitoides de la región de Namibe. (i, l) Diagramas de densidad de polos de las fábricas planares y lineares presentes en los gneises del Complejo de Epupa. Ver explicación en el texto.

Figure 8. (a, h) Stereographic projection of the poles of the planar and linear fabrics present in the granitoid suites of the Namibe region. (i, l) Pole density diagrams of the planar and linear fabrics present in the gneisses of the Epupa Complex. See explanation in the text.

Esta orientación se asemeja a la de la foliación S3 en los gneises del Complejo de Epupa, que es la de plano axial en los pliegues D3 (Fig. 8k). Los polos de la foliación S3 se ajustan a un plano (N198°E, 78°O) cuyo polo presenta una dirección de N108°E e inmersión de 12° al SE, definiendo así la dirección promedio de los ejes de los pliegues D3. Respecto a la lineación magmática, esta es predominantemente de dirección NO-SE (Fig. 8f), con ángulos de inmersión bajos (<30°) principalmente hacia el SE, aunque con una dispersión significativa. Esta orientación es similar a la de la lineación L3 en los gneises del Complejo de Epupa (Fig. 8l), que es subparalela a los ejes de los pliegues D3. La orientación promedio de la lineación magmática es N146°E, con una inmersión de 04° al SE, lo que coincide con la dirección promedio de la L3 (N114°E, 28°SE) y con la macroestructura de D3. Por lo tanto, las fábricas magmáticas en la serie G2 indican su emplazamiento durante D3.

Los granitos porfídicos de la serie G3 exhiben una orientación de flujo magmático en planos subverticales, que varía entre NNE-SSO y N-S, ocasionalmente NNO-SSE (Fig. 8g). Además, presentan una lineación mineral generalmente subhorizontal de megacrystales feldespáticos con orientación NNE-SSO (Fig. 8h). La foliación magmática está también definida por el aplastamiento de los enclaves elipsoidales hacia el contacto, que se alinea subparalelamente a los planos de esquistosidad S4 en las rocas metamórficas encajantes. Estos granitos generaron estrechas aureolas de metamorfismo de contacto, donde los poiquiloblastos de biotita, cordierita y andalucita aparecen localmente aplastados en los planos de S4. No obstante, algunos granitos en la serie G3 no muestran desarrollo apreciable de una fábrica magmática a escala de afloramiento. Estas relaciones indican que parte de los granitos de la serie G3 intruyeron sin-cinemáticamente a la deformación D4.

5. Geocronología U-Pb CA ID-TIMS en circón

El objetivo del análisis geocronológico mediante el método U-Pb CA TIMS en circón fue obtener edades de la cristalización de los granitoides de las distintas series plutónicas identificadas en la región de Namibe, con el fin de compararlas las obtenidas para la evolución tectonometamórfica eburneana de los gneises encajantes. La ubicación de las muestras analizadas se indica en la Figura 3 y los resultados analíticos se recogen en la Tabla 2. La información adicional sobre la localización de las muestras, los procedimientos analíticos utilizados y los datos isotópicos obtenidos se encuentra detallada en Escuder-Virue et al. (2021a). En cuanto a la interpretación de los datos señalar que la abrasión química (CA) contribuye a reducir drásticamente la pérdida secundaria de Pb, pero no siempre llega a eliminarla completamente. En Angola, tanto en datos ID-TIMS como SHRIMP, hemos observado que las pérdidas de Pb secundarias están ligadas a eventos Paleozóicos y Neoproterozoicos. Así que en el caso de análisis subconcordantes se considera más fiable la edad de intercepción superior de las líneas de discordia, sin forzar su ajuste a intercepción 0 Ma. Las razones de esta interpretación se detallan por Corfu (2013). Y en este caso están corroboradas en varias muestras por análisis concordantes, que validan y anclan las intercepciones superiores. La edad de estos análisis concordantes es la proporcionada por *Isoplot*, notese que se trata de la edad de un solo y único análisis, así que la MSWD no tiene validez interpretativa al no existir media (ver Ludwig, 1998), pero las probabilidades de concordia son indicadoras del grado de concordia. Estos son análisis multigrano (5 a 15 cristales), en los que su fiabilidad es alta pues se trata de un conjunto de cristales de la misma edad y los errores son los del rango de cobertura de la elipse de error individual a 2-sigma con la curva de concordia.

Tabla 2. Resultados analíticos de la geocronología U-Pb CA ID-TIMS en circón

Muestras		Concentraciones			Relaciones isotópicas								Edad isotópica (Ma)			
Fracciones	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Pb (pg)	<u>206 Pb*</u> 204 Pb	<u>208 Pb</u> 206 Pb	<u>206 Pb</u> 238 U	% err (2σ)	<u>207 Pb</u> 235 U	% err (2σ)	<u>207 Pb</u> 206 Pb	% err (2σ)	Corr. coef.	<u>206 Pb</u> 238 U	<u>207 Pb</u> 235 U	<u>207 Pb</u> 206 Pb
Muestra: 16JE217 (UTJED335130M)																
Z4 (L5) Mono Xtl >120 μm	0,0015	108,5	40,0	6,4	505,0	0,0875	0,32015	0,31	4,8607	0,44	0,110115	0,29	0,75	1790	1795	1801
Z1 (L6) 6xtls+3 frag (120-100μm)	0,0075	89,9	30,9	5,8	2200,0	0,0996	0,32204	0,23	4,8985	0,33	0,110317	0,23	0,71	1800	1802	1805
Z3 (L7) (5 xtls;120-100μm)	0,0050	73,0	25,2	4,9	1398,1	0,0927	0,32046	0,16	4,8677	0,22	0,110167	0,15	0,73	1792	1797	1802
Z2 (L8) Mono xtl >120 mm	0,0010	138,6	54,0	8,3	326,7	0,0826	0,32134	0,27	4,8906	0,64	0,110384	0,53	0,59	1796	1801	1806
Muestra 16JE40 (UTJED33S010)																
Z1 (L9) 8 xtls (120-100 μm)	0,0020	2978,8	1043,1	35,0	3114,6	0,16532	0,31380	0,27	4,7453	0,28	0,109676	0,06	0,97	1759	1775	1794
Z2 (L6) 14 xtls (100μm)	0,0029	1743,9	605,0	5,1	18521,4	0,1413	0,32117	0,72	4,8894	0,73	0,110412	0,07	0,99	1795	1800	1806
Z3 (L1) 7 xtls (100-120μm)	0,0029	1256,0	428,6	5,8	11772,7	0,11577	0,32200	0,21	4,8992	0,22	0,110350	0,05	0,97	1799	1802	1805
Z4 (L16) 6 xtls (120mm)	0,0020	2699,1	885,1	36,7	2559,19	0,13833	0,29863	0,59	4,5898	0,63	0,111471	0,20	0,95	1685	1747	1824
Muestra 16JE194 (UTJED33S086)																
Z1 (L5) 18 xtls peq.	0,0034	1043,2	371,7	5,6	11753,7	0,1796	0,31955	0,50	4,8527	0,51	0,110141	0,04	1,00	1788	1794	1802
Z2 (L4) 18 xtls peq.	0,0034	1277,4	454,7	4,7	16994,7	0,1826	0,31894	0,36	4,8414	0,38	0,110092	0,12	0,95	1785	1792	1801
Z4 (L11) 13 xtls peq.-med.	0,0024	1148,4	425,3	39,6	1307,7	0,1812	0,32015	0,73	4,8915	0,75	0,110810	0,20	0,97	1790	1801	1813
Z3(L15) 13 xtls peq.-med.	0,0023	987,0	359,5	24,8	1699,7	0,1815	0,31783	0,60	4,8273	0,60	0,110157	0,07	0,99	1779	1790	1802
Muestra 16JE53 (UTJED33S013i)																
Z1 (L10) 15 xtls, peq. prismas	0,0025	1396,1	496,4	35,2	1877,5	0,1298	0,32373	0,11	4,9339	0,14	0,110537	0,08	0,81	1808	1808	1808
Z2 (L7) 16 xtls, peq/med. prismas	0,0012	4921,6	1703,7	8,6	12636,8	0,1579	0,31600	0,31	4,7867	0,36	0,109862	0,18	0,86	1770	1783	1797
Z3 (L2) 12 xtls , peq/med. prismas	0,0020	1338,7	466,2	6,0	8156,4	0,1637	0,31572	0,36	4,7864	0,41	0,109951	0,19	0,89	1769	1783	1799
Z4 (L14) 11xtls med. prismas	0,0023	1758,2	596,0	27,2	2631,5	0,1635	0,30324	0,37	4,5907	0,42	0,109797	0,19	0,89	1707	1748	1796
Sample 16JE75 (UTJED33S023i)																
Z4 (L9) 3 xtls	0,0030	229,4	83,6	38,8	364,0	0,1859	0,31538	0,23	4,7924	0,38	0,110210	0,29	0,65	1767	1784	1803
Z2 (L10) 2 xtls	0,0020	490,1	196,2	40,9	462,1	0,1870	0,32128	0,43	4,8845	0,68	0,110265	0,53	0,64	1796	1800	1804
Z3 (L11) 3 xtls	0,0030	305,9	121,6	39,3	448,9	0,1774	0,32015	0,22	4,8694	0,30	0,110312	0,19	0,76	1790	1797	1805
Z4 (L12) 9 xtls	0,0070	178,5	66,6	42,4	598,7	0,1974	0,32251	0,42	4,8996	0,46	0,110183	0,19	0,91	1802	1802	1802

Z, circón,(número L, código laboratorio) número de cristales (xtls.); primas euhedrales, longitud (mediano/med. 100-80 m; pequeño/peq. 80-60 m), 1:3 to 1:5 relación anchura/longitud.

Todas las fracciones han sido pre-tratadas con abrasión química (técnica CA; Mattison, 2005).

Dilución isotópica (DI) realizada con un trazador 205Pb-233U-235U (trazador BSU-1B cortesía laboratorio MIT). Pbc, Pb común (pg, picogramos).

*Relaciones corregidas para el fraccionamiento isotópico instrumental ($0,11 \pm 0,02$ % AMU Pb; U corrección interna con el trazador 233U-235U), contribuciones del trazador y los blancos analíticos (2 pg Pb; 0,1 pg U).

Las otras relaciones isotópicas están corregidas para la composición del Pb común inicial según el modelo de Stacey and Kramers (1975).

Corr.Coeff, coeficiente de correlación de errores de las relaciones 207Pb/235U y 206Pb/238U. Datos reducidos con la hoja de cálculo PbMacDat (Isachsen, Coleman and Schmitz 2007; www.earth-time.org).

La muestra 16JE217 (UTJED33S130M) consiste en un granito con biotita foliado de la serie G1, recolectado en un cuerpo laminar de dimensiones hectométricas, que intruye en los metasedimentos del Grupo Namibe. El granito exhibe una penetrativa fábrica magmática plano-lineal, subparalela a la foliación S2 y lineación L2 en los metasedimentos encajantes, desarrollada bajo condiciones de la facies de esquistos verdes de alta-T a anfibolítica. Hacia el contacto intrusivo, se superponen fábricas en estado sólido protomiloníticas subparalelas, lo que sugiere que la deformación D2 continuó después de la cristalización del granito. El análisis de cuatro fracciones de circón (Z1 a Z4; Fig. 9a) ha proporcionado una edad de intersección con la curva de Concordia de $1808 \pm 13/-7$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización del magma granítico de la serie G1 y, por tanto, de la deformación D2.

La muestra 16JE40 (UTJED33S010I) corresponde a una cuarzo-diorita con hornblenda y biotita del Macizo de Chamacuala, representativa de la asociación de facies gabro-diorítica de la serie G2. La muestra exhibe una penetrativa lineación magmática definida por la elongación de prismas milimétricos de hornblenda, que es subparalela a la lineación de crenulación L3 y a los ejes de los pliegues D3 en los metasedimentos encajantes en facies anfibolita del Grupo Namibe. Además, contiene enclaves máficos microgranudos y de metasedimentos del encajante elongados, que definen una foliación magmática subvertical paralela a la S3 observada en los gneises del antiformal de Konauia. El análisis de cuatro fracciones de circón ha permitido establecer una edad de intersección con Concordia de 1808 ± 2 Ma (Fig. 9b), que se interpreta como la edad de cristalización del magma cuarzo-diorítico de la serie G2 durante la deformación D3.

La muestra 16JE194 (UTJED33S086I) corresponde a un monzogranito con hornblenda y biotita del macizo de Tulandjo, que forma parte de la asociación de facies tonalítico-granodiorítica de la serie G2. La orientación del agregado cuarzo-feldespático, así como de los enclaves dioríticos aplastados y de schlieren biotíticos, junto con la elongación de los feldespatos tabulares y de los prismas de hornblenda, genera una foliación magmática subvertical y una lineación magmática subhorizontal. Esta fábrica magmática plano-lineal es subparalela a la foliación S3 y a la lineación L3 observada en los gneises del antiformal de Capolopopo. Tres fracciones de circón definen una intersección con la curva de Concordia a 1801 ± 3 Ma (Fig. 9c), que se interpreta como la edad de cristalización del monzogranito durante la deformación D3.

La muestra 16JE53 (UTJED33S013I) corresponde a una granodiorita foliada con hornblenda y biotita del macizo de Teteombe, representativa de las facies granodioríticas de la serie G2. Este tipo de granodiorita contiene abundantes enclaves máficos de gabros hornbléndicos con textura cumulado y de dioritas hornbléndicas con fenocristales de plagioclasa, que se asignan a las facies gabro-dioríticas de la serie G2. A escala de afloramiento, son evidentes las texturas y estructuras de hibridación de ambos tipos de magmas. La orientación de los enclaves máficos y la elongación de los prismas de hornblenda definen una fábrica magmática plano-lineal subvertical, la cual es subparalela a la fábrica deformativa S3-L3 presente en los gneises encajantes del Complejo de Epupa. La fracción de circones Z1 es concordante y ha proporcionado una edad de 1808 ± 2 Ma (Fig. 9d), la cual es idéntica a la edad de intersección con la curva de Concordia de tres fracciones de circón. Esta edad se interpreta como la de cristalización del magma granodiorítico y de la deformación D3.

La muestra 16JE75 (UTJED33S023I) corresponde a un granito con biotita porfídico recolectado cerca del contacto intrusivo del macizo de Monte Tubirute de la serie G3. Este granito se caracteriza por un tamaño de grano grueso y contener megacrístales centimétricos de feldespatos rosados que definen una débil fábrica magmática planar subvertical, la cual es subparalela a la esquistosidad S4 de los materiales gneísicos encajantes. La foliación magmática está también definida por el aplastamiento de enclaves de ortogneises del Complejo de Epupa, mármoles del Grupo Namibe y de granodioritas de la serie G2. El análisis de cuatro fracciones de circón ha proporcionado una edad de intersección con Concordia de 1803 ± 3 Ma (Fig. 9e), que se interpreta como la edad de cristalización del granítico durante la deformación D4.

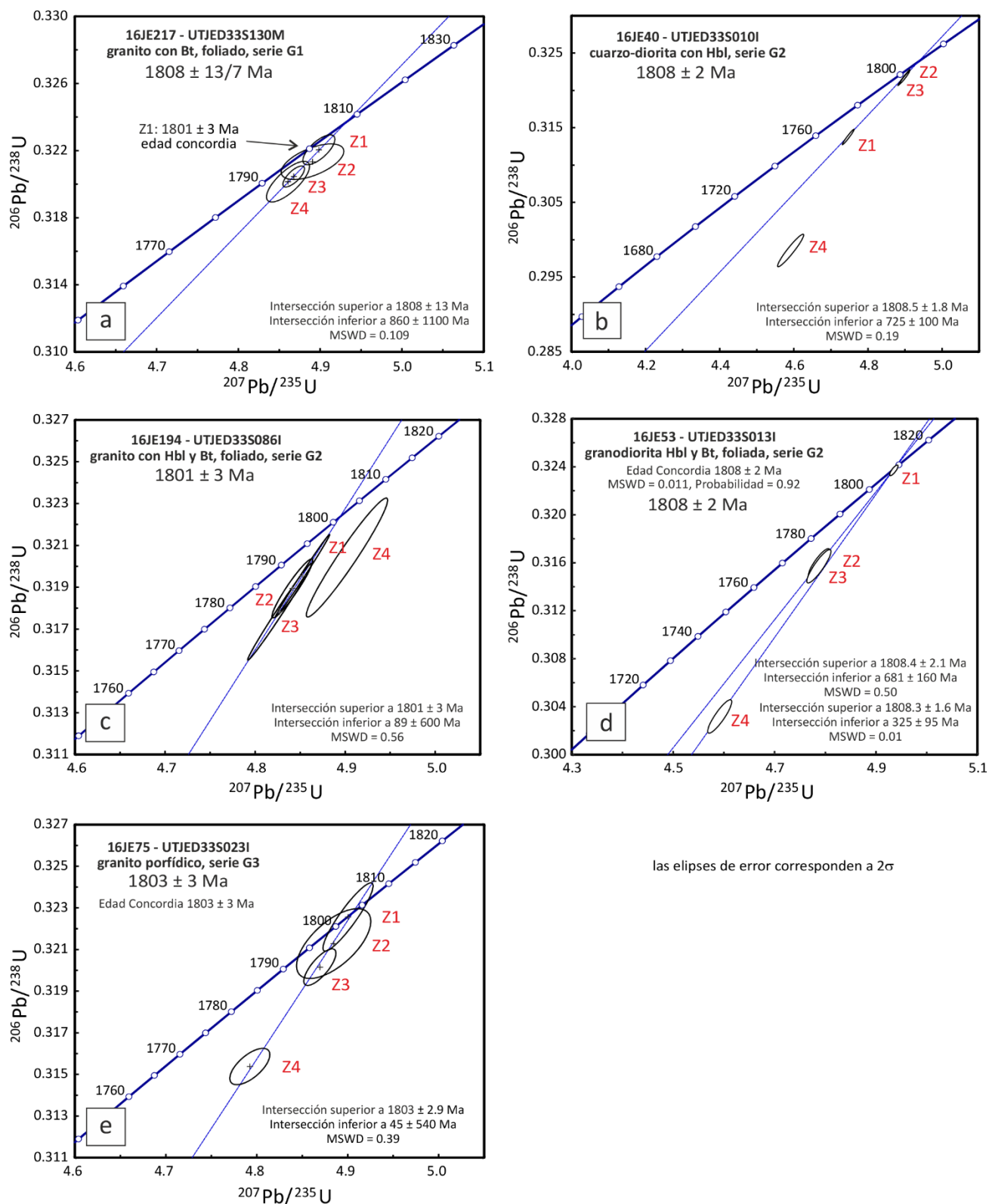


Figura 9. Diagramas de concordia U-Pb de muestras de las series de granitoides en la región de Namibe, donde las elipses de error corresponden a 2σ . Los análisis U-Pb TIMS de circones fueron realizados en los Laboratorios del CN IGME-CSIC de Tres Cantos, Madrid. Ver texto para su discusión.

Figure 9. U-Pb concordia diagrams for samples of the granitoid suites in the Namibe region, where the error ellipses represent 2σ . The TIMS U-Pb of zircon analyses were carried out in the CN IGME-CSIC Laboratory in Tres Cantos, Madrid. See text for discussion.

6. Discusión

6.1. Evolución del plutonismo granítico en la región de Namibe

Durante la transición del Orosírico al Estatérico del Paleoproterozoico, se produjo la intrusión de una gran variedad textural y composicional de granitoides tanto en los gneises del Complejo de Epupa como en los metasedimentos del Grupo Namibe. Este magmatismo granítico ocurrió en gran medida contemporáneo con un evento tectonometamórfico regional Eburneano (evento III con edades entre 1830 y 1810 Ma), caracterizado por una deformación dúctil polifásica, engrosamiento cortical, metamorfismo regional de baja-P, procesos de fusión parcial y formación de granitos anatéticos (Escuder-Virueite *et al.*, 2025; este volumen). Los datos petrológicos y estructurales, obtenidos principalmente a escala de afloramiento, han permitido identificar tres series granitoides: la serie G1 de granitos foliados y deformados sin- a tardi-D2; la serie G2 de gabros, dioritas y granitos tardi-D2 a esencialmente sin-D3; y la serie G3 de granitos sin- a post-D4.

Los granitos foliados y deformados de la serie G1 constituyen un grupo bastante heterogéneo que incluye granitoides inhomogéneos, leucogranitos de dos micas y leucogranitos con biotita, frecuentemente asociados a gneises metatexiticos, diatexiticos y nebulíticos del Complejo de Epupa. Estos granitos son autóctonos a sub-alóctonos y se emplazaron concordantemente respecto a la foliación S2 del encajante en condiciones metamórficas de la facies de anfibolitas de alta-T. Los diques relacionados de aplitas y pegmatitas del Enjambre de Giraúl (Gonçalves, 2000) se emplazaron entre los metasedimentos del Grupo Namibe en condiciones correspondientes a la facies de esquistos verdes. Estas características, junto con otras peculiaridades propias de la serie, indican una estrecha relación entre el pico térmico del metamorfismo Eburneano, los procesos de fusión parcial y la generación de magmas graníticos peraluminicos en niveles mesocorticales. Dichas características son típicas de los granitos de tipo S de Chapell & White (2001). La gran diversidad composicional y textural que caracteriza los granitos de la serie G1 se debe en parte al diferente nivel de erosión y grado de diferenciación de cada macizo. Se interpretan que las áreas con granitos homogéneos corresponden a los sectores más internos del macizo, mientras las áreas con frecuentes enclaves surmicáceos y abundantes diques y *sills* aplopegmatíticos corresponden con zonas de borde o apicales de las intrusiones.

Los granitoides de la serie G2 abarcan un amplio rango composicional, que va desde los términos más básicos como los gabros, dioritas y cuarzo-dioritas con hornblenda, hasta los más ácidos como las tonalitas, granodioritas y monzogranitos con hornblenda y biotita. Estos intruyen en forma de diques, *sills* y apófisis en los granitos de la serie G1, lo que indica que son más recientes. La presencia de anfíbol cálcico como mineral ferromagnesiano, incluso formando cumulos (hornblenditas), la frecuencia de enclaves máficos microgranudos y las composiciones metaluminicas son características típicas de los granitos de tipo I según Chappell & White (2001), los cuales se derivan de fuentes magmáticas que incluyen las subcorticales. Las relaciones de campo entre las asociaciones de facies gabroico-diorítica y tonalítico-granodiorítica, las texturas observadas en los enclaves máficos y la presencia de facies híbridas cuarzo-dioríticas son consistentes con la interacción (*mingling* y/o *mixing*) entre un magma básico y un magma ácido contemporáneos. Esta hibridación tuvo lugar en una zona de mezcla magmática, análoga a las descritas en numerosos granitoides calco-alcalinos (Castro *et al.*, 1990a, b, 1991; Didier & Barbarin, 1991; Poli & Tommasini, 1991; Tobisch *et al.*, 1997).

Los granitos y granodioritas de la serie G3 se emplazaron en condiciones epizonales, formando macizos de contornos circulares o elípticos en la cartografía, los cuales intruyen a las estructuras deformaciones de D3 y anteriores. Estos magmas generaron aureolas de metamorfismo de contacto en las rocas encajantes cuando se dio un marcado contraste de T de metamorfismo. Las fábricas magmáticas subverticales indican un emplazamiento durante el acortamiento subhorizontal ONO-ESE de D4. Por otro lado, las fábricas magmáticas presentes en hacia el borde externo y subparalelas al contacto intrusivo sugieren un emplazamiento de los magmas controlado principalmente por un proceso de inflamamiento (*ballowing*) y subordinadamente por las fuerzas tectónicas regionales, cuando el complejo metamórfico se encontraba en un nivel cortical ya superficial. La presencia de facies

composicionales intermedio-básicas en forma de enclaves, la inclusión de hornblenda y biotita como minerales ferromagnesianos, y la composición metalumínica y peralumínica, señalan que se trata de granitos de tipo I según Chappell & White (2001).

6.2. Relaciones entre emplazamiento y evolución estructural regional

Durante la orogenia Eburneana, tanto el Complejo de Epupa como el Grupo Namibe suprayacente experimentaron una deformación dúctil polifásica (D1 a D4) y un metamorfismo regional que, en amplios sectores, alcanzó condiciones de alto grado con la formación de asociaciones minerales con Sill + Kfs y desaparición de la Ms primaria (Escuder-Virue et al., 2025). Las relaciones de campo y los datos estructurales indican que las fábricas magmáticas plano-lineales presentes en los sills de granitos y leucogranitos de la serie G1 son paralelas al contacto intrusivo y a las fábricas deformativas S2-L2 en los gneises encajantes del Complejo de Epupa. La intrusión de venas y sills de aplitas, pegmatitas y leucogranitos concordantes con S2 en el Grupo Namibe también ocurrió durante D2. Por lo tanto, los granitos de la serie G1 intruyeron de forma sin- y tardi-cinemática respecto a la deformación principal D2. Esta interpretación está respaldada por la frecuente superposición subparalela de fábricas subsólidas deformativas D2, que acompañan al enfriamiento magmático de los granitos. No obstante, se han observado pequeños volúmenes de granitos de la serie G1 que intruyen cortando las estructuras D2, lo que sugiere que localmente también son magmas post-D2. El marcado contraste reológico entre los gneises parcialmente fundidos con láminas intercaladas de granitos de la serie G1 infrayacentes y los esquistos del Grupo Namibe suprayacentes probablemente generó un particionamiento vertical de la deformación D2 que se concentró en la zona de acoplamiento intermedia.

Los granitoides de las asociaciones de facies gabroico-diorítica y tonalítico-granodiorítica de la serie G2 se distribuyen de manera cartográfica ocupando los núcleos y los flancos de las antiformas D3, formando macizos elongados paralelamente a las zonas de charnela D3 y en estrecha relación estructural con los gneises del Complejo de Epupa y los granitos de la serie G1. A escala de afloramiento, estos granitoides muestran una foliación magmática, la cual está generalmente más definida hacia la zona de contacto intrusivo, siendo subparalela a la foliación S3 del encajante. Hacia el contacto, la lineación magmática es también subparalela a la L3 del encajante. Además, exhiben bandas de cizalla subverticales de dirección ONO-ESE a NO-SE y movimiento senestro, donde se superpone una deformación sub-sólida sin-D3 de alta-T. Estas relaciones sugieren que los granitos de la serie G2 fueron emplazados en momentos desde sin- hasta tardi-D3. La mayor penetratividad de las fábricas magmáticas hacia el contacto intrusivo indica que el emplazamiento de los magmas estuvo principalmente controlado por los esfuerzos tectónicos regionales y, en menor medida, por los propios del magma relacionados con su intrusión.

Los granitos de la serie G3 fueron emplazados cortando las macroestructuras de D3, generando aureolas de metamorfismo de contacto donde la recristalización estática y la blastesis se superponen a la foliación S3. Los datos estructurales sugieren que la orientación de la fábrica magmática plano-lineal y la de los enclaves gnéisicos y graníticos es subparalela a los planos de esquistosidad S4 en las rocas metamórficas encajantes. Sin embargo, también se han identificado granitos en la serie G3 que no muestran una fábrica magmática claramente definida a escala de afloramiento. Estas relaciones establecen que los granitos de la serie G3 fueron intruidos durante la evolución sin- a post-D4.

6.3. Significado de los datos geocronológicos

La Figura 10a presenta los resultados geocronológicos obtenidos mediante las técnicas U-Pb SHRIMP y Ar-Ar en los gneises, así como por U-Pb TIMS en las series graníticas de la región de Namibe. Las edades U-Pb SHRIMP, obtenidas en monocircones y bordes recrecidos de circones zonados en orto y paragneises del Complejo de Epupa, varían entre 1830 y 1810 Ma aproximadamente. Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas de separados de moscovita en los paragneises son de 1822.9 ± 4.9 y 1798.1 ± 8.5 Ma (Escuder-Virue et al., 2025). Estas edades se relacionan con la

evolución tectonometamórfica de la región de Namibe durante un evento relativamente tardío de la orogenia Eburneana. Estos resultados permiten inferir que el pico térmico del metamorfismo sin-D2 en condiciones de facies anfibolítica de alta-T, la cristalización de leucosomas migmatíticos paralelos a la S2 y la exhumación del Complejo de Epupa a $T < 350\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$, ocurrieron en un intervalo de tiempo relativamente corto (entre 10 y 25 Ma).

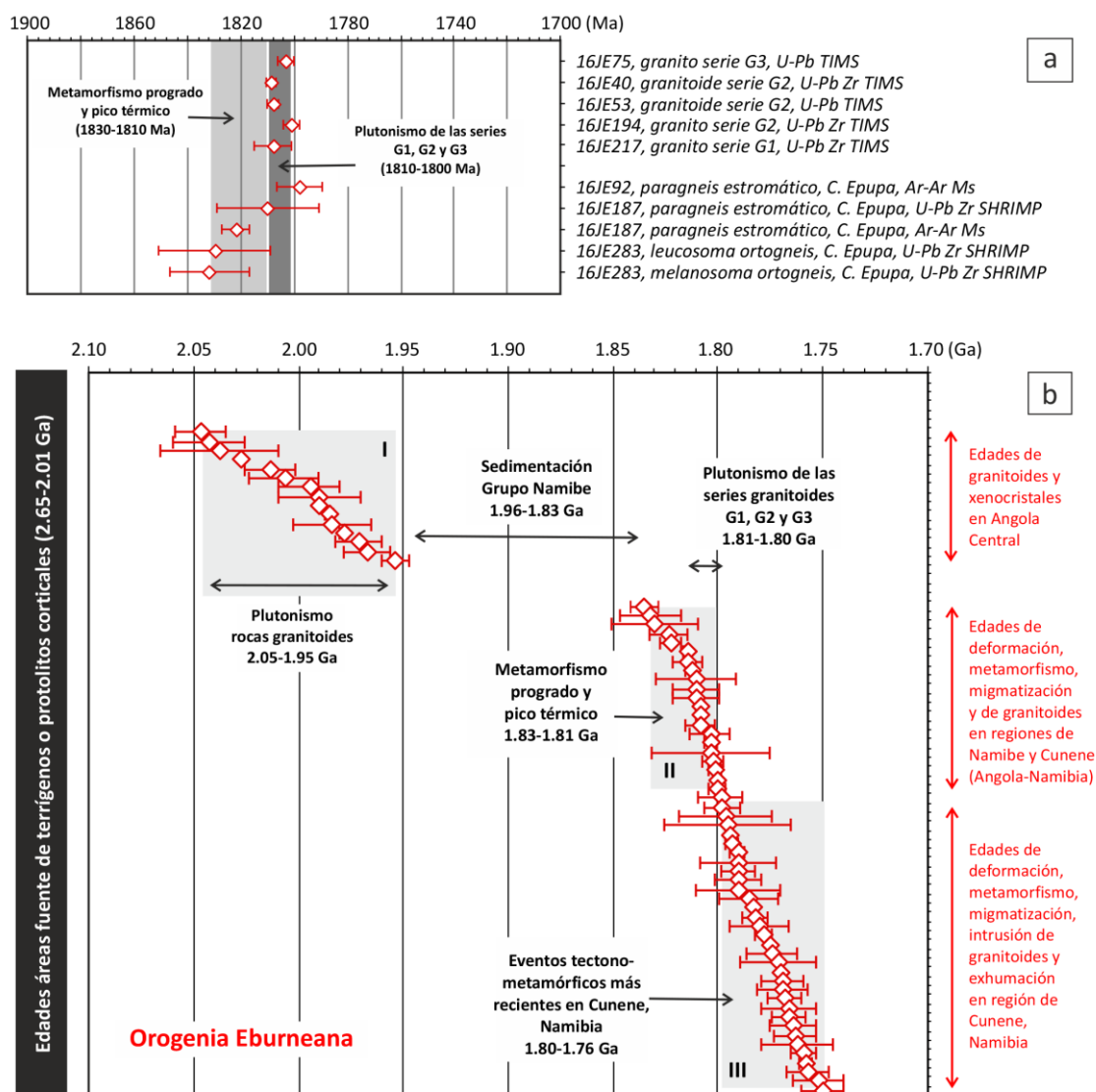


Figura 10. (a) Resumen de las edades U-Pb obtenidas mediante TIMS y SHRIMP II en la región de Namibe. Las edades en los gneises datan el metamorfismo progrado y el pico térmico, mientras que las edades de los granitoides indican su intrusión durante el pico térmico (serie G1) y durante la evolución retrógrada (series G2 y G3). (b) Síntesis de edades U-Pb obtenidas mediante TIMS y SHRIMP II en circones de las rocas ígneas y metamórficas Paleoproterozoicas del Bloque UTE-PLANAGEO, incluyendo también datos de la literatura regional del Escudo del Congo Suroccidental (compilados en Escuder-Virute *et al.*, 2021a, b, c). Esta compilación de edades permite distinguir: el plutonismo granitoide con una edad de 2.05-1.95 Ga, la edad de los protolitos sedimentarios del Grupo Namibe entre 1.96 y 1.83 Ga, un evento tectonomagmático Eburneano de alta-T acompañado por fusión parcial y la intrusión de las series graníticas G1 a G3 entre 1.83 y 1.80 Ga en las regiones de Namibe y Cunene, así como un evento tectonometamórfico Eburneano más joven desarrollado en la región de Cunene entre 1.80 y 1.76 Ga.

Figure 10. (a) Summary of U-Pb ages obtained by TIMS and SHRIMP II in the Namibe region. Ages in gneisses date prograde metamorphism and the thermal peak, while ages in the granitoids date their intrusion during the thermal peak (G1 suite) and during the retrograde evolution (G2 and G3 suites). (b) Synthesis of U-Pb ages obtained by TIMS and SHRIMP II in zircons from Paleoproterozoic igneous and metamorphic rocks of the UTE-PLANAGEO Block, including data from the regional literature of the Southwestern Congo Shield (compiled in Escuder-Virute *et al.*, 2021a, b, c). The age compilation allows to distinguish: the granitoid plutonism of age 2.05-1.95 Ga, the age of sedimentary protoliths of the Namibe Group between 1.96 and 1.83 Ga, a high-T Eburnean tectonomagmatic event accompanied by partial melting and the intrusion of the G1 to G3 granitic suites between 1.83 and 1.80 Ga in the Namibe and Cunene regions, and a younger Eburnean tectonometamorphic event developed in the Cunene region between 1.80 and 1.76 Ga.

La Figura 10a también muestra las edades U-Pb CA ID-TIMS obtenidas en circones de las series granitoides, las cuales gradúan entre 1810 y 1800 Ma aproximadamente. En general, se observa una ordenación en el tiempo para las edades de cristalización de los magmas, comenzando con las más antiguas de la serie G1 desde sin- hasta tardi-D2, coincidiendo con las edades del pico metamórfico registradas en los gneises. Luego siguen las edades de la serie G2 desde tardi-D2 hasta sin-D3, y finalmente las edades de la serie G3 desde sin- hasta post-D4. Por lo tanto, las edades U-Pb en circones son consistentes con la secuencia de emplazamiento de los magmas y la evolución estructural regional. Por otro lado, las edades obtenidas para la hornblenda y la biotita en los granitoides presentan dificultades de interpretación (ver Escuder-Virujete *et al.*, 2021a). Posiblemente, registran eventos térmicos y reinicios isotópicos de edades Kibariana y Pan-Africana a temperaturas superiores al cierre de la hornblenda ($T \sim 450\text{-}500\text{ }^{\circ}\text{C}$) y de la biotita ($T \sim 400\text{ }^{\circ}\text{C}$). Estas temperaturas son de la facies de esquistos verdes y anfibolitas, lo que sugiere la ocurrencia de una blastesis o recrystalización mineral contemporánea en la región de Namibe.

La Figura 10b presenta una compilación de edades U-Pb en circones obtenidas mediante ID-TIMS y SHRIMP en las rocas ígneas y metamórficas Paleoproterozoicas de las regiones de Namibe y Cunene, ésta última frontera entre Angola y Namibia (Escuder-Virujete *et al.*, 2021b, c; y referencias incluidas). Esta compilación de edades permite encajar la intrusión de las distintas series de granitoides en la región de Namibe, en un contexto más amplio de la evolución tectonometamórfica eburneana del Escudo del Congo Suroccidental. El primer grupo de edades, entre 2.05 y 1.95 Ga, está registrado en xenocristales y núcleos de circones zonados en los gneises del Complejo de Epupa. Estas edades se correlacionan con la intrusión de granitoides en las regiones más al norte de Munhino, Lubango y Benguela (Carvalho *et al.*, 2000; Pereira *et al.*, 2013; McCourt *et al.*, 2013; Gutiérrez-Medina, 2021), así como en la de Angola Central (Escuder-Virujete *et al.*, 2021b, c; Galán-Pérez, 2021). Estos granitoides, o sus derivados gneísicos del Complejo de Epupa, constituyen el sustrato sobre el que se sedimentaron los protolitos del Grupo Namibe en el intervalo 1.95-1.85 Ga. El segundo grupo de edades, entre 1.83 y 1.81 Ga, está registrado en monocircones y bordes de circones zonados en los gneises del Complejo de Epupa y metasedimentos del Grupo Namibe de las regiones de Namibe y Cunene. Estas edades están relacionadas con un evento tectonometamórfico Eburneano caracterizado por una deformación dúctil polifásica, engrosamiento cortical, metamorfismo regional de alta-T/baja-P, procesos de fusión parcial y formación de leucogranitos anatéticos de la serie G1. Relacionados con este evento, intruyeron entre 1.81 y 1.80 Ga los granitoides de las series G2 y G3. El tercer grupo de edades, entre 1.80 y 1.76 Ga, está registrado en el Complejo de Epupa aflorante en la región de Cunene (Kröner *et al.* (2010, 2015, 2017), así como en los ortogneises que forman el basamento del Cinturón de Kaoko (Kröner *et al.*, 2010, 2015; Luft *et al.*, 2011). Estas edades se relacionan con un evento tectonometamórfico Eburneano más reciente, que dio lugar a una deformación dúctil, metamorfismo regional, migmatización e intrusión de granitoides en la región norte de Namibia. En resumen, la compilación de edades establece una migración geográfica de la deformación dúctil, el metamorfismo regional y el plutonismo granitoide desde el NE hacia el SO durante la evolución del orógeno Eburneano en el Paleoproterozoico.

7. Conclusiones

Las principales conclusiones de este trabajo son:

- a) El magmatismo Eburneano en la región de Namibe del Escudo del Congo Suroccidental comprende tres series de granitoides con edades entre 1.81 y 1.80 Ga.
- b) Este magmatismo fue contemporáneo con un evento tectonometamórfico regional Eburneano, caracterizado por una deformación dúctil polifásica (D1 a D4), engrosamiento cortical, metamorfismo regional de alta-T/baja-P, fusión parcial y formación de granitos anatéticos.
- c) Respecto a la evolución tectónica, la serie G1 es temporalmente desde sin- hasta tardi-D2, la serie G2 se forma desde tardi-D2 a principalmente sin-D3, y la serie G3 es desde sin- hasta post-D4.

- d) Las edades U-Pb TIMS obtenidas en los circones establecen una secuencia de cristalización de las series granitoides, comenzando con las de la serie más antigua G1 que es contemporánea con el pico de metamórfico registrado en los gneises encajantes, continuando con las edades de la serie G2 y finalmente las de la serie G3.
- e) La deformación dúctil Eburneana, el metamorfismo regional y el plutonismo granitoide migraron de NE a SO en las regiones de Namibe y Cunene del SO de Angola y N de Namibia.

Agradecimientos

El presente trabajo honra la memoria del Eng. Seca Sousa Cassange, Director Técnico del Instituto Geológico de Angola (IGEO) durante la ejecución del Proyecto PLANAGEO y gran impulsor de los trabajos de campo en la región de Namibe. Está también dedicada a la memoria de Gustavo Galán-Pérez, excelente colega y amigo durante los trabajos de campo. Los autores agradecen al IGEO el permiso para la publicación de los resultados del Subprograma de Levantamiento Geológico Regional y de Elaboración de las Hojas Geológicas a escala 1:250 000 del Proyecto PLANAGEO. Estos agradecimientos son extensivos a la UTE IGME-LNEG-IMPULSO SA, por el apoyo recibido durante los trabajos de campo en el suroeste de Angola. Los autores agradecen también a Joana Ferreira y Harim Arvizu las detalladas y constructivas revisiones manuscrito, que lo han mejorado sustancialmente, así como el trabajo editorial de Elsa Ramalho y Enrique Merino Martínez.

Authorship contribution statement

Javier Escuder-Viruete: Writing - Original Draft, Investigation, Conceptualization, Methodology, Visualization, Supervision, Project administration, Formal analysis.

Pablo Valverde-Vaquero: Methodology, Formal Analysis, Investigation.

Aratz Beranoaguirre: Methodology, Formal Analysis, Investigation.

Pilar Montero: Methodology, Formal Analysis, Investigation.

José Manuel Plastov: Project administration, Funding acquisition.

Referencias

- Araújo, A.G., Perevalov, O.V., & Jukov, R.A. (1988). Carta Geológica de Angola, Escala: 1:1 000 000. Instituto Nacional de Geologia, Angola.
- Arden, J.W & Gale, N.H. (1974). Separation of trace amounts of Uranium and Thorium and their determination by mass spectrometric isotope dilution. *Analytical Chemistry*, 46, 687-691.
- Araújo, A.G. & Guimarães, F. (Coords.) (1992). Geologia de Angola. Notícia Explicativa da Carta Geológica à escala 1/1 000 000. Serviço Geológico de Angola, Luanda. 137 pp.
- Carvalho, H. (1983). Carte et Notice explicative préliminaire sur la géologie d'Angola. *Garcia de Orta*, 6 (1/2), 15-30.
- Carvalho, H. (1984). Estratigrafia do Precâmbrico de Angola. *Garcia de Orta, Série Geológica.*, Lisboa, 7 (1-2), 1-66.
- Carvalho, H., & Tassinari, C.C.G. (1992). Idades do magmatismo granítico da região de Caraculo-Bibala (SW de Angola) e suas implicações na correlação geológica com o Cinturão Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 23, 73-81.
- Carvalho, H., & Alves, P. (1993). The Precambrian of SW Angola and NW Namibia: Instituto de Investigação Científica Tropical, Série Ciências da Terra Comunicações, 4, 1-38.
- Carvalho, H., Tassinari, C., Alves, P.H., Guimaraes, F., & Simoes, M.C. (2000). Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, 31 (2), 383-402.
- Castro, A., De la Rosa, J.D., & Stephens, W.E. (1990a). Magma mixing in the subvolcanic environment: petrology of the Gerena interaction zone near Seville, Spain. *Contribution Mineral Petrology*, 105, 9-26.

- Castro, A., Moreno-Ventas, I., & De la Rosa, J.D. (1990b). Microgranular enclaves as indicators of hybridisation processes in granitoid rocks, Hercynian belt, Spain. *Geological Journal*, 25, 391-404.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., & De la Rosa, J.D. (1991). H (Hybrid)-type granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth-Science Reviews*, 31, 237-253.
- Chappell, B.W., & White, A.J.R. (2001). Two Contrasting Granite Types: 25 Years Later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 489-499.
- Corfu, F. (2013). A century of U-Pb geochronology: the long quest towards concordance. *GSA Bulletin*, 125, 33-47.
- Didier, J., & Barbarin, B. (1991). The different types of enclaves in granites-nomenclature: Enclaves and granite petrology. In Didier, J., & Barbarin, B. (eds.) *Developments in Petrology*, Elsevier, 13, 19-23.
- de Wit, M.J., & Linol, B. (2015). Precambrian Basement of the Congo Basin and its flanking terrains. In de Wit, M.J. (ed.) *Geology and Resource Potential of the Congo Basin*, Regional Geology Reviews. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 417 pp.
- Escuder-Virue et al., J., Correia, J., & Quintana, L. (2021a). Notícia Explicativa da Carta Geológica à escala 1:250 000 SUL D-33/S e SUL D-33/Z do Namibe. Instituto Geológico de Angola. Ministério de Recursos Minerais e Petróleos. Luanda. 180 pp.
- Escuder-Virue et al., J., & Gumiel, J.C. (2021b). Notícia explicativa da Folha Geológica à escala 1:250 000 de Andulo/SUL C33-X metade Sul. Instituto Geológico de Angola. Ministério de Recursos Minerais e Petróleos. Luanda. 210 pp.
- Escuder-Virue et al., J., & Gumiel, J.C. (2021c). Notícia explicativa da Folha Geológica à escala 1:250 000 de Cahama/SUL E33-C-I. Instituto Geológico de Angola. Ministério de Recursos Minerais e Petróleos. Luanda. 226 pp.
- Escuder-Virue et al., J., Quintana, L., Beranoaguirre, A., Montero, P., Gabites, J. and Valverde-Vaquero, P. (2025). Litoestratigrafía, estructura y geocronología U-Pb SHRIMP en circón de las rocas metamórficas de la región de Namibe (suroeste de Angola): un fragmento del Escudo del Congo Suroccidental deformado durante la orogenia Eburneana. *Boletín Geológico y Minero*, (136).
- Ernst, R.E., Pereira, E., Hamilton, M.A., Pisarevsky, S.A., Rodrigues, J.F., Tassinari, C.G., Teixeira, W., & Van-Dunem, V. (2013). Mesoproterozoic intraplate magmatic 'barcode' record of the Angola portion of the Congo craton: newly dated magmatic events at 1500 and 1110 Ma and implications for Columbia (Nuna) supercontinent reconstructions. *Precambrian Research*, 230, 103-118.
- Galán-Pérez, G. (2021). Notícia Explicativa da Carta Geológica de Kuito à escala 1:250 000. Instituto Geológico de Angola. Ministério de Recursos Minerais e Petróleos. Luanda. 178 pp.
- Gerstenberger, H., & Haase, G. (1997). A highly effective emitter substance for mass spectrometric Pb isotope ratio determinations. *Chemical Geology*, 136, 309-312.
- Gonçalves, A.O. (2000). Caracterización mineralógica, geoquímica y petrogenética de las pegmatitas graníticas de Giraúl, Namibe Angola. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza. 764 pág.
- Gutiérrez-Medina, M. (2021). Notícia Explicativa – Folha Geológica de Munhino Sul D-33/M à E. 1:250 000. Instituto Geológico de Angola. Ministério de Recursos Minerais e Petróleos. Luanda. 218 pp.
- Isachen, C.E., Coleman, D.S., & Schmitz, M. (2007). Pb MacDat program. Available et <http://www.earthtime.org>
- Jelsma, H.A., Peritt, S.H., Armstrong, R., & Ferreira, H.F. (2011). Shrimp U-Pb zircon geochronology of basement rocks of the Angolan Shield, Western Angola. Abstract, 23rd CAG, Johannesburg, 8th–14th January.
- Jelsma, H., Krishnan, U., Peritt, S., Preston, R., Winter, F., Lemotlo, L., van der Linde, G., Armstrong, R., Phillips, D., Joy, S., Costa, J., Facatino, M., Posser, A., Kumar, M., Wallace, C., Chinn, I., & Henning, A. (2013). Kimberlites from central Angola: a case study of exploration findings. In: Pearson G, et al. (eds) *Proceedings of 10th International Kimberlite Conference*, Vol 1. Special Issue of the *Journal of the Geological Society of India*, Springer, India, pp 173-190. https://doi.org/10.1007/978-81-322-1173-0_12

- Jelsma, H.A., McCourt, S., Perritt, S.H., & Armstrong, R.A. (2018). The Geology and Evolution of the Angolan Shield, Congo Craton. S. Siegesmund et al. (eds.), *Geology of Southwest Gondwana, Regional Geology Reviews*, 217-239.
- Krogh, T.E. (1973). A low contamination method for the hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 485-494.
- Krogh, T.E. (1982). Improved accuracy of U-Pb zircon age by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 631-635.
- Kröner, A., Rojas-Agramonte, Y., Hegner, E., Hoffman, K.H., & Wingate, M.T.D. (2010). SHRIMP zircon dating and Nd isotopic systematics of Paleoproterozoic migmatitic orthogneisses in the Epupa Metamorphic Complex of northwest Namibia. *Precambrian Research*, 183, 50-69.
- Kröner, A., Rojas-Agramonte, Y., Wong, J., & Wilde, S. (2015). Zircon reconnaissance dating of Proterozoic gneisses along the Kunene River of northwestern Namibia. *Tectonophysics*, 662, 125-139.
- Kröner, A., & Rojas-Agramonte, Y. (2017). Mesoproterozoic (Grenville-age) granitoids and supracrustal rocks in Kaokoland, northwestern Namibia. *Precambrian Research*, 298, 572-592.
- Lindeque, A., de Wit, M.J., Ryberg, T., Weber, M., & Chevallier, L. (2011). Deep crustal profile across the Southern Karoo Basin and Beattie magnetic anomaly, South Africa: an integrated interpretation with tectonic implications. *South African Journal of Geology*, 114, 265-292.
- Ludwig, K.R. (1998). On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (4), 665-679.
- Ludwig, K.R. (2003). *Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4.
- Luft, J.L., Chemale, F., & Armstrong, R. (2011). Evidence of 1.7- to 1.8-Ga Collisional Arc in the Kaoko Belt, NW Namibia. *International Journal Earth Sciences (Geol. Rundsch.)* 100, 305-321.
- Master, S., Rainaud, C., Armstrong, R., Phillips, D., & Robb, L. (2005). Provenance ages of the Neoproterozoic Katanga Supergroup (Central African Copperbelt), with implications for basin evolution. *Journal African Earth Sciences*, 42(1-5), 41-60.
- Mattison, J.M. (2005). Zircon U-Pb chemical abrasion (CA-TIMS) method: combined annealing and multistep partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*, 220, 47-66.
- McCourt, S., Armstrong, R.A., Jelsma, H., & Mapeo, R.B.M. (2013). New U-Pb SHRIMP ages from the Lubango region, SW Angola: insights into the Palaeoproterozoic evolution of the Angolan Shield, southern Congo Craton, Africa. *Journal of the Geological Society*, 170(2), 353-363.
- Merino Martínez, E., Rodrigues, J.F., Ferreira, E., Chamizo Borreguero, M., Potti, J., Labaredas, J., Francés, A., Morais, A., Oliveira, A., & Pereira, E. (2022). *Notícia Explicativa do Mapa Geológico de Angola, Zona UTE à esc. 1:1 000 000*. 91 pp.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (2005). *North American Stratigraphic Code*. AAPG Bulletin, 89 (11), 1547-1591. doi: <https://doi.org/10.1306/07050504129>
- Pereira, E., Tassinari, C.G., Rodrigues, J.F., & Van-Dúnen, V. (2011). New data on the deposition age of the volcano-sedimentary Chela Group and its Eburnean basement: implications to post-Eburnean crustal evolution of the SW of Angola. *Comunicações Geológicas do LNEG*, 98, 29-40.
- Pereira, E., Rodrigues, J., Tassinari, C.G., & Van-Dúnen, M.V. (2013). *Geologia da região de Lubango, SW de Angola - Evolução no contexto do cratão do Congo*. Edições LNEG, (ISBN 978-989-675-031-2), 160 p.
- Poli, G.E., & Tommasini, S. (1991). Model for the Origin and Significance of Microgranular Enclaves in Calc-alkaline Granitoids. *Journal of Petrology*, 32(3), 657-666.
- Rey Moral, C., Navas, J., & García Lobón, J.L. (2021). *Carta da Concentração de potássio à esc. 1:250 000 SUL D-33/S e SUL D-33/Z do Namibe*. Instituto Geológico de Angola. Ministério de Recursos Minerais e Petróleos. Luanda. 1 lâmina.

- Richter, S.A., Goldberg, S.A., Mason, P.B., Traina, A.J., & Schwieters, J.B. (2001). Linearity test for secondary electron multipliers used in isotope ratio mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry*, 206(1-2), 105-127.
- Rubio-Ordoñez, A., Valverde-Vaquero, P., Corretge, L.G., Cuesta, A., Gallastegui, G., Fernández-González, M., & Gerdes, A. (2012). An Early Ordovician tonalitic-granodioritic belt along the Schistose-Greywacke Domain of the Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan Belt). *Geological Magazine*, 149, 927-939.
- Söderlund, U., & Johansson, L. (2002). A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂). *G³ Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3(2), 1-7.
- Stacey, J.S., & Kramer, J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221.
- Stankiewicz, J., & de Wit, M. (2013). 3.5 billion years of reshaped Moho, southern Africa. *Tectonophysics*, 609, 675-689.
- Teyssier, C., Tikoff, B., & Waters, C. (2002). Attachment between brittle and ductile crust at wrenching plate boundaries. In: Bertotti, G., Schulmann, K. & Cloetingh, S. (eds). *Continental Collision and the Tectono-sedimentary Evolution of Forelands*. European Geophysical Society Special Publication, 1, 93-117.
- Thiéblemont, D., Liégeois, J.P., Fernandez-Alonso, M., Ouabadi, A., Le Gall, B., Maury, R., Jalludin, M., Vidal, M., Ouattara-Gbélé, C., & Tchaméni, R. (2016). Geological map of Africa at 1:10 M scale, CGMW-BRGM. ISBN: 9782917310328. doi: 10.14682/2016GEOAFR.
- Thiéblemont, D., Callec, Y., Fernandez-Alonso, M., & Chène, F. (2018). A Geological and Isotopic Framework of Precambrian Terrains in Western Central Africa: An Introduction. S. Siegesmund et al. (eds.), *Geology of Southwest Gondwana, Regional Geology Reviews*, 107-132.
- Tikoff, B., Teyssier, C., & Waters, C. (2002). Clutch tectonics and the partial attachment of lithospheric layers. In: Bertotti, G., Schulmann, K., & Cloetingh, S. (eds) *Continental Collision and the Tectono-sedimentary Evolution of Forelands*. European Geophysical Society Special Publication, 1, 119-144.
- Tikoff, B., Russo, R., Teyssier, Ch., & Tommasi, A. (2004). Mantle-driven deformation of orogenic zones and clutch tectonics. Grocott, J., McCaffrey, K.J.W., Taylor, G., & Tikoff, B. (eds). *Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere*. Geological Society, London, Special Publications, 227, 41-64.
- Tobisch, O.T., McNulty, B.A., & Vernon, R.H. (1997). Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California. *Lithos*, 40 (2-4), 321-339.
- Valverde-Vaquero, P. (2009). Método de datación U-Pb ID TIMS en el laboratorio geocronológico del IGME (Tres Cantos). VII Congreso Ibérico de Geoquímica, Soria (España), Comunicaciones, 758-765.