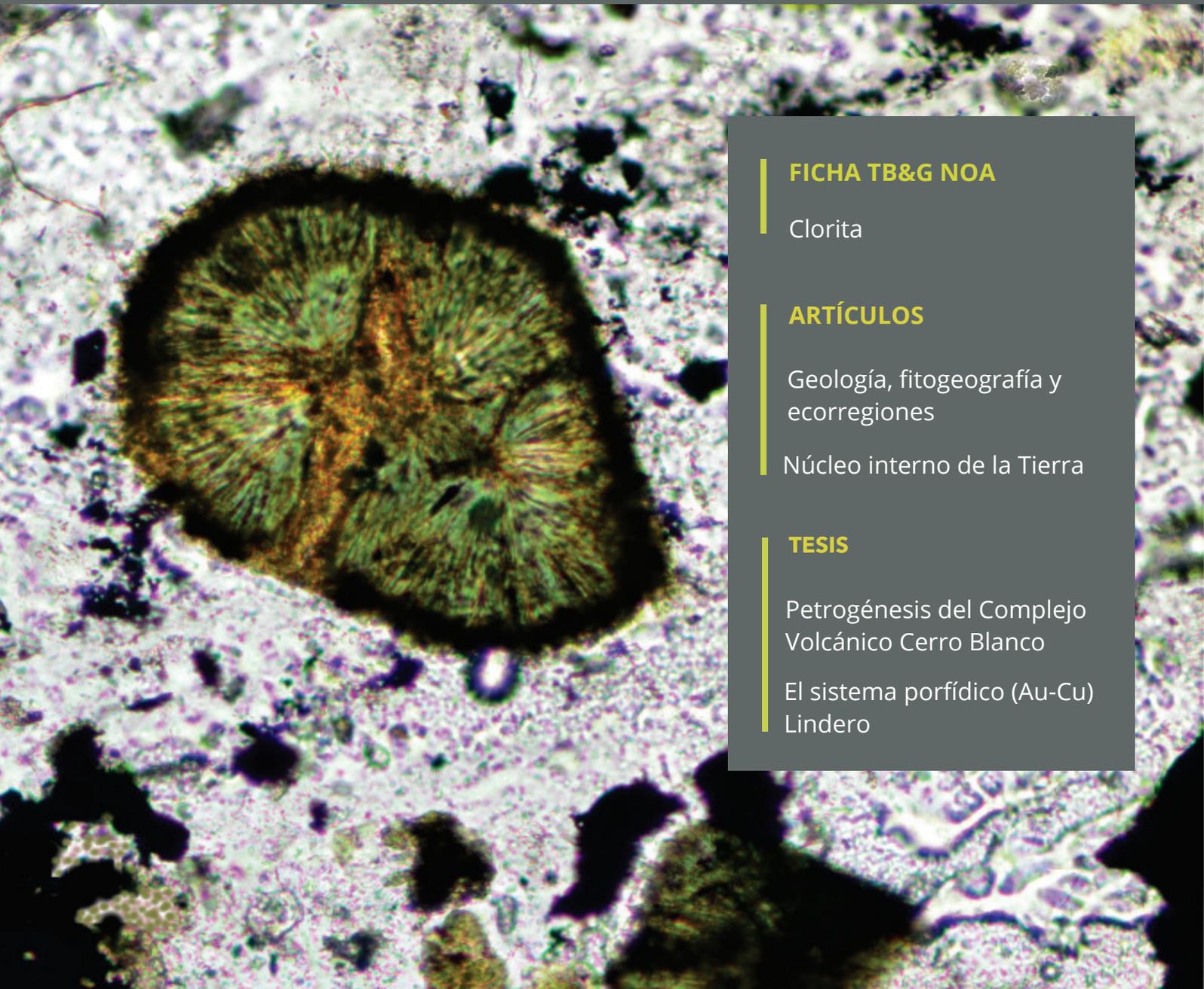


TEMAS DE **BIOLOGÍA** Y **GEOLOGÍA** DEL NOA

ISSN 1853-6700

Revista de Divulgación Científica del Instituto de Bio y Geociencias



FICHA TB&G NOA

Clorita

ARTÍCULOS

Geología, fitogeografía y
ecorregiones

Núcleo interno de la Tierra

TESIS

Petrogénesis del Complejo
Volcánico Cerro Blanco

El sistema porfídico (Au-Cu)
Lindero

CONICET



I B I G E O

TEMAS DE BIOLOGÍA Y GEOLOGÍA DEL NOA

Revista de Divulgación Científica del Instituto de Bio y Geociencias

Volumen 12, Número 2, Agosto 2022

ISSN 1853-6700

Comité Editorial

Silvana Geuna. IBIGEO, CCT SALTA - JUJUY.

Carolina Montero. IBIGEO, CCT SALTA - JUJUY.

Soledad Valdecantos. IBIGEO, CCT SALTA - JUJUY.

Natalia Zimicz. IBIGEO, CCT SALTA - JUJUY.

EDITORIAL

Pág. 1- Editorial

FICHA TB&G NOA

Pág. 3- Clorita
N Salado Paz

ARTÍCULOS

Pág. 4- Provincias geológicas, provincias fitogeográficas y ecorregiones del NOA
M Fabrezi, C Camardelli, F Hongn, A Aramayo, JC Cruz, C Montero López, G Córdoba, A Guevara

Pág. 20- ¿Qué edad tiene el núcleo interno de la Tierra?
AE Rapalini

TESIS IBIGEO 2022

Pág. 33- Petrogénesis de magmas silíceos del Complejo Volcánico Cerro Blanco (Pleistoceno-Holoceno), Puna Austral, Provincia de Catamarca, NO Argentina
L Bardelli

Pág. 37- Petrología, alteración hidrotermal y mineralización del sistema porfídico (Au-Cu)
Lindero, Puna Austral, Provincia de Salta, Argentina
VE Simón

Foto de tapa: Clorita esferulítica en microscopio óptico. N Salado Paz.

I B I G E O

IBIGEO INSTITUTO DE BIO Y GEOCIENCIAS DEL NOA

<https://ibigeo.conicet.gov.ar/>

CCT-Salta-Jujuy
9 de julio 14
Rosario de Lerma-4405 (Salta)
República Argentina

Es una Unidad Ejecutora de doble pertenencia CONICET-Universidad Nacional de Salta.

El *IBIGEO* tiene entre sus objetivos principales: 1) planificar y ejecutar investigaciones en diversos temas relacionados con los recursos naturales de la región; 2) promover la difusión de los resultados de las investigaciones en el ámbito científico; 3) participar en la formación de recursos humanos universitarios de grado y postgrado; 4) colaborar en la organización de conferencias, reuniones y cursos; 5) asesorar en ámbitos públicos y/o privados para la planificación y/o resolución de problemas; y 6) estimular el interés del público por las ciencias y difundir el conocimiento generado por el estudio de temas específicos de la región.

CONICET



I B I G E O

EDITORIAL

Cuando un grupo de investigadores de la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Salta consiguió, allá por 2005, concretar su proyecto de creación del IBIGEO, lo hizo con la intención de propiciar la integración de recursos humanos que ejecutaban actividades de investigación a partir de proyectos formales del CIUNSa, CONICET, FONCyT, además de brindar un marco institucional de pertenencia a aquellos investigadores que no dependían administrativamente de la Universidad Nacional de Salta pero contaban con lugar de trabajo en ella.

Siendo que esos recursos humanos provenían de disciplinas diversas, fundamentalmente biólogos y geólogos, los temas de investigación también son diversos. Difícilmente la línea de trabajo "Geología Estructural" tenga puntos de contacto con la línea "Plantas Vasculares", más que el hecho de compartir el espacio de trabajo dentro de un mismo edificio. Por muy amenos que sean los encuentros de camaradería en los almuerzos o en los *after office*, no es fácil encontrar la posibilidad de una integración genuina.

Que no sea fácil, no significa que sea imposible. De a poco, a lo largo de los años, se han ido gestando proyectos que intentan explorar los puntos en común entre nuestras disciplinas. En este momento se está ejecutando un proyecto de investigación, titulado "Evolución tectónica, geomorfología y complejos ecosistémicos. Casos de estudio en los Andes del NO Argentino: Valle Calchaquí centro y Río Bermejo-Sierra de Olmedo". En este proyecto participan varios de nuestros investigadores y profesionales, biólogos, geólogos, ingenieros agrónomos y en recursos naturales. En esa síntesis se hace el milagro, de que la geología estructural se vincule con la vegetación, ya que, por ejemplo, el ascenso de bloques tectónicos en los últimos miles y millones de años ha tenido un impacto notable en las variables climáticas y por lo tanto en los ecosistemas y su evolución.

En este número de la Revista, presentamos una contribución surgida como punto de partida para el trabajo dentro de este proyecto interdisciplinario: el ponerse de acuerdo en la terminología a utilizar. Marissa Fabrezi y colaboradores nos introducen en la problemática del significado diverso del término "Puna" para las diversas disciplinas.

El segundo artículo de este número salta a la escala global: Augusto Rapalini nos presenta los desafíos que enfrenta la Ciencia para intentar dilucidar en qué momento de la historia del planeta Tierra, comenzó a formarse (solidificarse) su núcleo interno. Veremos varias alternativas de aproximación al

problema, las limitaciones de cada una, y en qué medida podemos esperar que se llegue a resultados más precisos y confiables en un futuro no tan lejano.

Dentro de la serie “Fichas TB&G NOA”, Natalia Salado Paz nos presenta a la clorita, mineral característico de ciertas zonas y tipos de alteración hidrotermal, que suele relacionarse con algunos tipos de yacimientos minerales de valor económico.

Siempre es un orgullo cerrar cada número con los resúmenes de tesis doctorales defendidas dentro del período, símbolo de la meta alcanzada por muchos de nuestros jóvenes colegas.

Que disfruten la lectura de este número.

Comité Editorial

Temas de Biología y Geología del NOA

Silvana Geuna

Carolina Montero

Soledad Valdecantos

Natalia Zimicz

Natalia Salado Paz¹

¹Instituto de Bio y Geociencias del NOA (IBIGEO, UNSa-CONICET)

Clorita $(Mg,Fe)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2(Mg,Fe)_3(OH)_6$

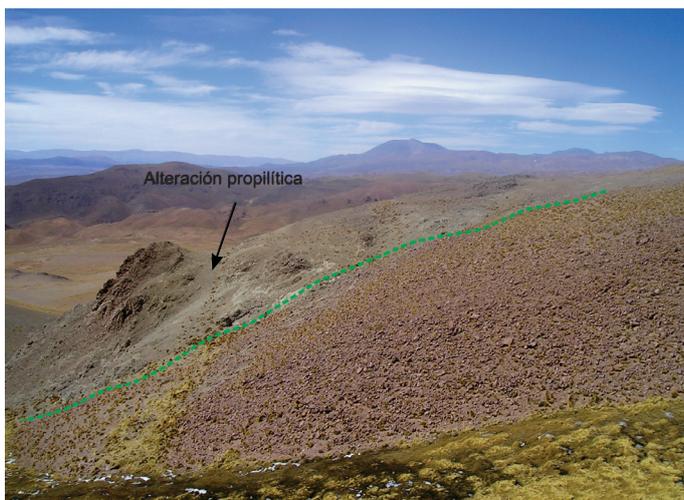
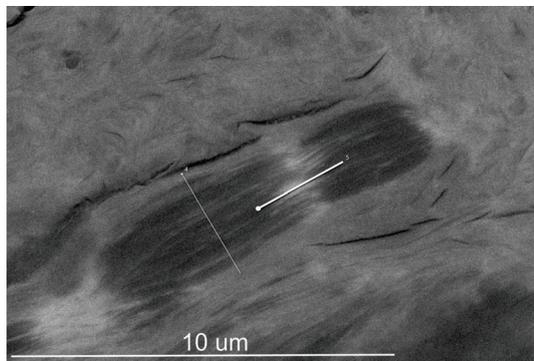
Clasificación: Filosilicato (Silicato)

Sistema cristalino: monoclinico pseudo-hexagonal

Color: verde, verde pálido, verde amarillento

Forma: cristales de aspecto pseudo-hexagonal y rectangular. También en agregados concéntricos.

Exfoliación: perfecta

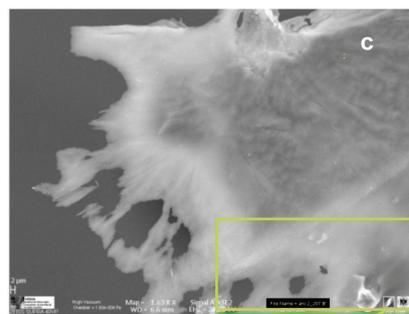
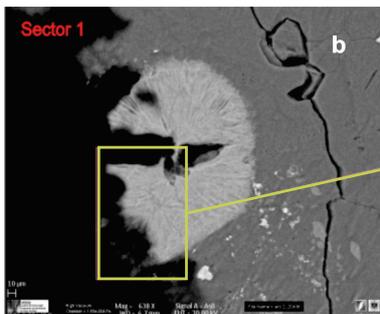
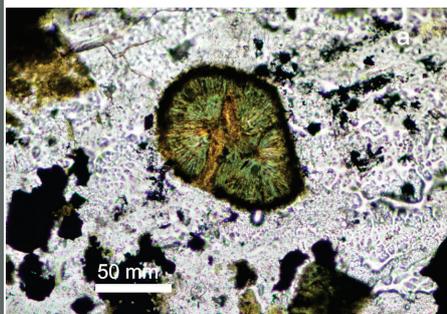


Fotografía de rocas con coloraciones verdosas en la zona de Mina La Poma (Pb-Ag-Zn), Departamento Los Andes, Salta-Argentina.

La clorita es un mineral común que da tonalidades verdes a verdes azules en las rocas. Está presente en zonas de yacimientos minerales, como por ejemplo en sedimentarios de hierro y en hidrotermales por alteración de fluidos calientes o meteóricos de minerales ferromagnesianos. En yacimientos hidrotermales, la clorita junto con otros minerales como la calcita, epidoto, y arcillas entre otros, forman una asociación mineral conocida como alteración propilítica.

La clorita también está presente en rocas metamórficas de bajo grado.

En rocas ígneas pueden formarse por la acción de vapores y volátiles derivados del magma durante las últimas etapas de consolidación.



Fotomicrografía de a) Clorita esferulítica en microscopio óptico. b) detalle de la zona a estudiar en microscopio electrónico. c) detalle en Microscopía electrónica de transmisión. d) región ampliada donde puede observarse la estructura mineral a gran escala

La importancia de este mineral es que actúa como geotermómetro. Es decir, a partir de sus características y variaciones geoquímicas (principalmente contenidos de Fe, Mg) es posible determinar la temperatura de formación de la roca, o del proceso que acompaña una mineralización.

Otra importancia de este mineral se debe a la presencia de Cu, Pb, Ni y Zn incluidos en la estructura atómica, que aumentan las áreas mineralizadas de un depósito. Por ejemplo, en yacimientos de Au y Ag, se ha observado clorita en zonas alejadas de la mineralización, con contenido metálico.

Provincias geológicas, provincias fitogeográficas y ecorregiones del NOA

Marissa Fabrezi *, Cristina Camardelli *, Fernando Hongn *, Alejandro Aramayo *, Julio Cesar Cruz *, Carolina Montero López * Gisela Córdoba * y Aranzazú Guevara *

Instituto de Bio y Geociencias del NOA (IBIGEO-CONICET-UNSa) e integrantes del proyecto plurianual de CONICET: Evolución tectónica, geomorfología y complejos ecosistémicos. Casos de estudio en los Andes del NO Argentino: Valle Calchaquí centro y Río Bermejo-Sierra de Olmedo.

El IBIGEO es un instituto de investigaciones que integra profesionales que provienen de diferentes disciplinas de las Ciencias Naturales y Ambientales y en nuestra interacción cotidiana, confrontamos conceptos y definiciones que tratan principalmente sobre la diversidad del noroeste argentino. Dentro de este marco, recientemente iniciamos un estudio interdisciplinario que reúne a profesionales de la geología, biología, ingeniería agronómica, y en recursos naturales y medio ambiente, en un esfuerzo mancomunado por entender los procesos geológicos, biológicos y sociológicos. En esta contribución compartimos las diferentes interpretaciones que usamos para referirnos a distintas cosas o aquellas que son similares, e invitamos a nuestras y nuestros lectores a unirse a las primeras discusiones que surgen al encarar estudios inter y/o trans-disciplinarios.

Avanzado el siglo XXI, la globalización impacta sobre la ciencia y nuestro entender la realidad de diversas maneras: la universalización del Inglés como lenguaje en la comunicación científica que conlleva la creciente integración de grupos de investigación internacionales; la irrupción de investigaciones interdisciplinarias; las múltiples maneras de visibilizar el conocimiento científico, no solo en el circuito de especialistas sino a través de la internet, bibliotecas de acceso abierto, redes sociales, portales, foros de discusión y; la popularización de temas científicos justamente por un aumento de la visibilidad de las publicaciones y el acceso a la información.

Ante esta situación, se podría decir que el conjunto de conocimiento en un tema se expande de manera veloz y las definiciones se diluyen en un léxico a veces impreciso, donde el significado original de palabras fundamentales puede ser tan diferente como diferentes son las disciplinas científicas que estudian ese tema, con la consecuente confusión que ello representa para quien trata de entender una realidad.

Atmósfera: es la capa gaseosa que envuelve la tierra y que se mantiene unida al planeta por la fuerza de la gravedad.

Biodiversidad: es la variedad de seres vivos (especies, poblaciones, comunidades, ecosistemas) que existen en el planeta y las relaciones que establecen entre sí y con el medio que los rodea. Es el resultado de millones de años de evolución.

Biósfera (el espacio con vida): es la envoltura del globo terráqueo que abarca todas las áreas donde hay vida.

Biota: es el conjunto de seres vivos de un lugar determinado.

Clima: conjunto de condiciones atmosféricas medias propias de un lugar, constituido por la cantidad y frecuencia de lluvias, la humedad, la temperatura, los vientos, etc. El clima es definido a partir de una serie de datos de 30 años o más. El tiempo (muy usado erróneamente como sinónimo de clima) se refiere al estado de la atmósfera en un momento y lugar determinado.

Conservación: es la protección, preservación, manejo o restauración de ambientes naturales y las biotas que los habitan. Incluye el manejo sostenible de los servicios ecosistémicos.

Cronoestratigrafía: es el ordenamiento de las unidades litológicas (rocas) de acuerdo con su tiempo de formación.

Ecorregión (continental): gran extensión terrestre que contiene conjuntos de comunidades de organismos distintivos con límites que se aproximan a la extensión original de esas comunidades antes de las intervenciones humanas. Las ecorregiones se incluyen en los biomas (pastizales, bosques tropicales, desiertos) y reinos (neotrópico, paleártico) para su clasificación.

Ecosistema: es un conjunto de elementos que interactúan entre sí. Tales elementos son: medio físico, seres vivos y sus interacciones (predador-presa, parásito-huésped, competencia, simbiosis, polinización, distribución de semillas, etc.).

Geomorfología: disciplina que estudia el relieve de la superficie terrestre, las formas que lo definen y los procesos que las originan.

Geosfera: nombre colectivo de la litósfera, la hidrósfera, la criósfera y la atmósfera.

Hidrósfera: parte de la Tierra ocupada por los océanos, mares, ríos, lagos y demás masas y corrientes de agua.

Litósfera: es la capa más sólida, rígida y superficial del planeta.

Paisaje: es la parte de un territorio que puede ser observada desde un determinado lugar.

Servicios ecosistémicos (o ambientales): son definidos como los beneficios que la población obtiene de los ecosistemas, es decir, es el conjunto de organismos, condiciones abióticas y sus interacciones, que permiten que los seres humanos se beneficien (Córdoba, 2018, *Temas BGNOA*, vol. 8, n.º 2).

Sistemas Socio-ecológicos: las interacciones entre los distintos actores sociales, las instituciones y los bienes y servicios que brindan los recursos naturales de un territorio constituyen un complejo Sistema Socioecológico (SSE), cuya comprensión puede enriquecer el enfoque para una gestión más sustentable del mismo (Córdoba y Camardelli, 2019).

Suelo: es la porción más superficial de la corteza terrestre, constituida en su mayoría por residuos de roca provenientes de procesos erosivos y otras alteraciones físicas y químicas, así como de materia orgánica fruto de la actividad biológica que allí se desarrolla.

Tectónica: rama de la Geología que estudia la deformación de la litósfera y su impacto en la evolución de la corteza, entre los que se encuentra la generación del relieve.

Tierra: "...área delineable que reúne todos los atributos de la biosfera inmediatamente por encima o por debajo de la superficie terrestre, incluyendo el suelo, el terreno, la superficie hidrológica, el clima cerca de la superficie, los sedimentos y las reservas de agua asociadas, los recursos biológicos, así como los modelos de establecimientos humanos y la infraestructura resultante de las actividades humanas (LADA, 2003).

Cuadro 1. Glosario. El glosario es un punto importante para nuestro marco conceptual. Nos permite detectar también donde los significados no son precisos o donde necesitamos ser explícitos para que la comunicación sea unívoca.

Como primer desafío en una investigación, el tema que nos ocupa debe estar acompañado de un marco conceptual y definiciones ajustadas a la investigación. Para ello, confeccionar un glosario con el vocabulario de palabras técnicas, complejas o con varios significados es un aspecto importante. En

esta contribución, usaremos el glosario del Cuadro N°1 con conceptos usados en las Bio y Geociencias el cual contiene términos seleccionados, que no necesariamente son los únicos que se encuentran en la literatura. Como un segundo paso, presentamos una serie de paisajes del Noroeste de Argentina (Figura 1), y su ubicación geográfica en el mapa (Figura 2) que nos permitirán caracterizarlos desde diferentes miradas disciplinares.



Figura 1. Mosaico de imágenes que fueron obtenidas en distintos puntos del NOA (cada imagen tiene un número no una explicación). Cada una de esas imágenes es un paisaje cuyos rasgos sobresalientes difieren y nos permiten caracterizarlos: el relieve, la vegetación, la superficie desnuda, los tipos de rocas, el contraste de colores, las características de los ríos, la ocupación humana, etc..

Los paisajes y el relieve

El relieve resulta de la interacción de procesos geológicos y climáticos que durante períodos extensos de miles a millones de años configuran la superficie generando condiciones diversas para el desarrollo de la biota. Desde la geología se reconocen entidades espaciales (regiones) con atributos geológicos particulares dados fundamentalmente por el tipo de rocas que la componen ordenadas de acuerdo con su edad (cronoestratigrafía), por el estilo de deformación que presentan esas unidades (tectónica) y por las características del relieve (geomorfología). Estas regiones que se definen como provincias geológicas o unidades/regiones morfoestructurales, alcanzan dimensiones de miles de kilómetros cuadrados y son continuas dentro de un único límite, es decir que no se distribuyen en forma de islas o parches. En

algunas provincias geológicas, algunos de sus estratos presentan restos fósiles que pueden representar organismos aislados o comunidades de organismos que nos dan una idea de ambientes del pasado y biotas extintas (un lago, un mar somero, un bosque). En algunos casos, los fósiles representan puntos de anclaje temporal para reconstrucciones biogeográficas.

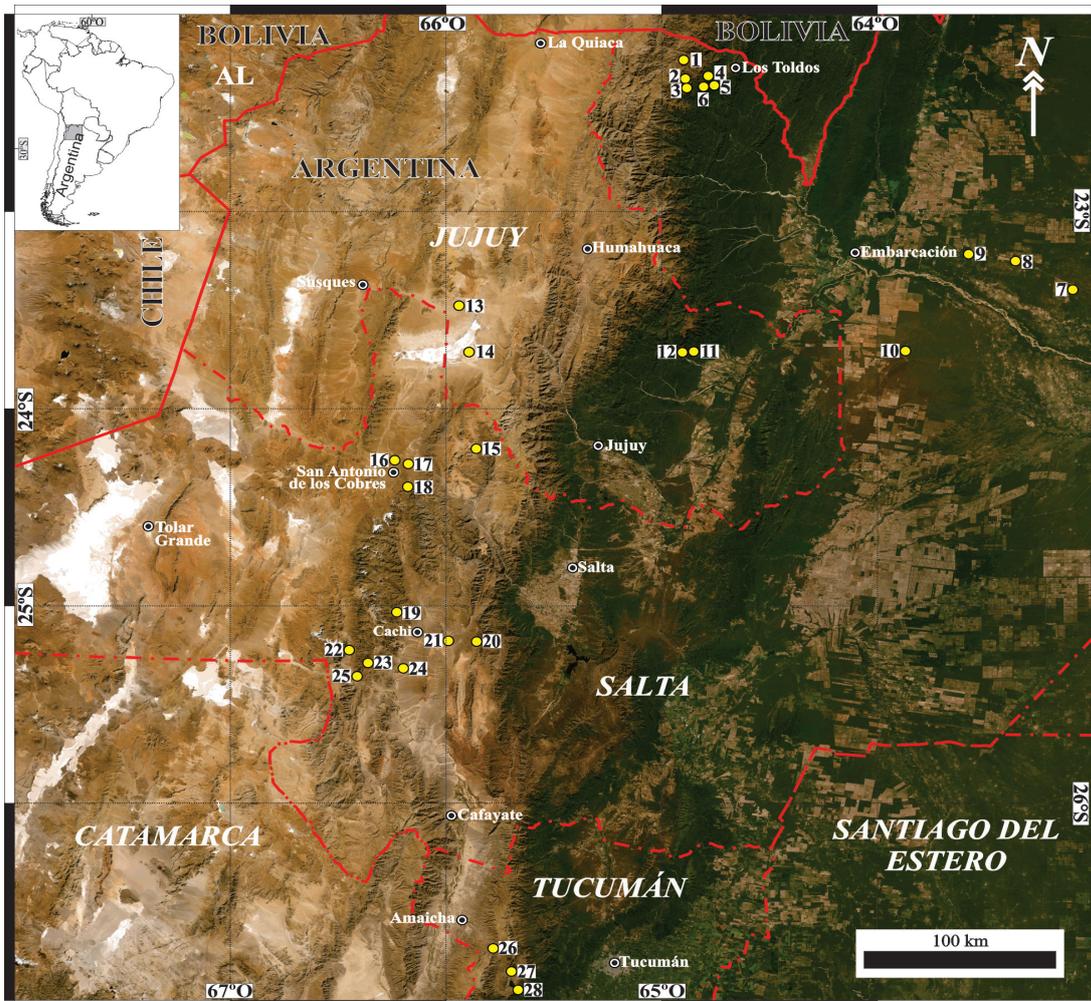


Figura 2. Ubicación espacial de los paisajes de la Figura 1.

El concepto de provincia geológica, con una evolución geológica particular que comprende sucesiones estratigráficas y procesos tectónicos y geomorfológicos característicos de cada región, claramente define una unidad muy estable que mantiene sus rasgos a lo largo del tiempo. La mayor parte de los eventos que configuraron el relieve actual del noroeste de Argentina tuvieron sus orígenes hace aproximadamente 40 millones de años (Ma), aunque la injerencia directa ocurre en los últimos 10 Ma, en este tiempo las modificaciones del relieve vinculadas con la tectónica comenzaron a generar

barreras topográficas que incidieron sobre las variables climáticas. Actualmente, interpretar cómo las relaciones entre la formación de montañas y el cambio climático modelan la biodiversidad en el tiempo y el espacio, constituye uno de los desafíos de las geociencias, la biología y la geografía, con consecuencias en todo lo relacionado a la conservación de los ecosistemas. Bajo esta perspectiva, el NOA constituye un escenario ideal donde estudiar estas relaciones y tener una mirada multidisciplinar de las imágenes de la Figura 1.

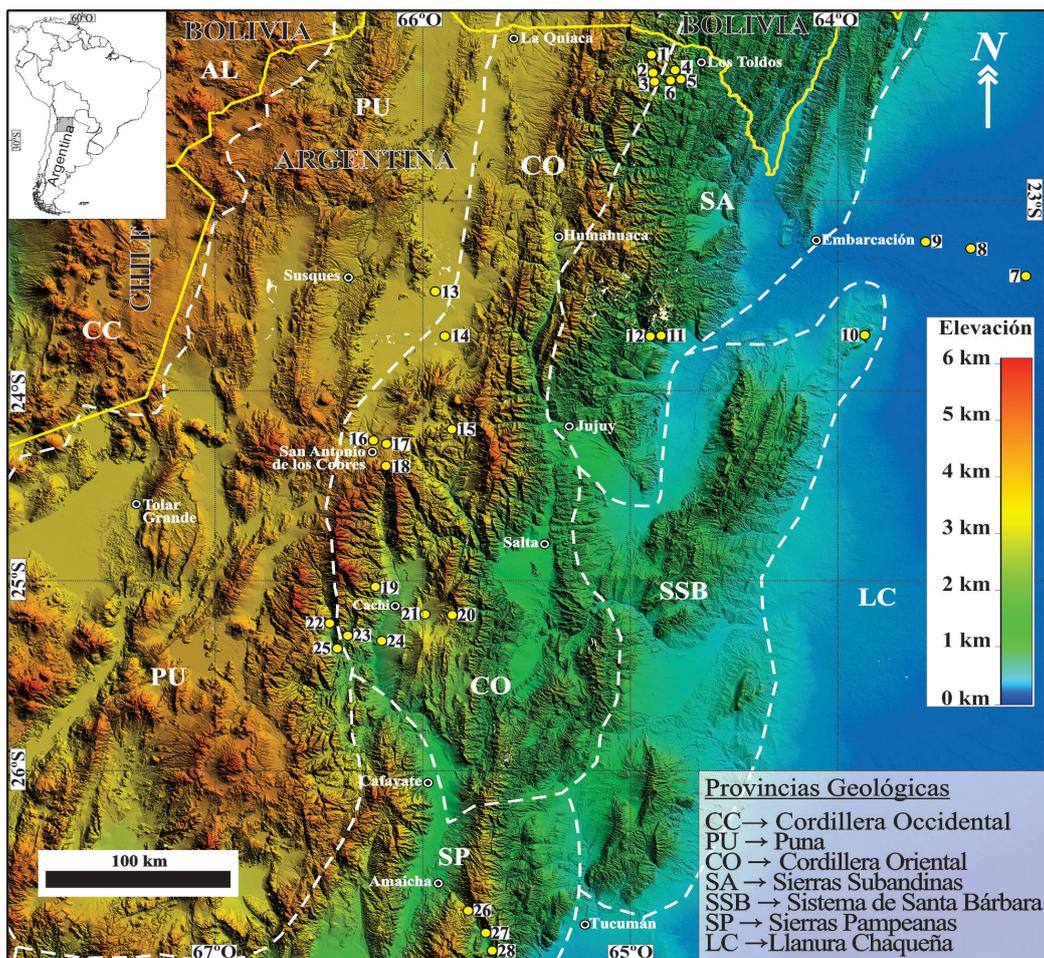


Figura 3. Las provincias geológicas reconocidas en el NOA (Ramos, 2017). La Puna es una altiplanicie con una altura media de 3.400-3.500 m s.n.m. desde la que emergen sierras y volcanes que alcanzan alturas superiores a 6.000 m s.n.m. Es un área de drenaje cerrado e intenso registro volcánico, con condiciones de extrema aridez. La Cordillera Oriental se extiende con dirección norte-sur hacia el este de la Puna, corresponde a una franja caracterizada por sierras y valles de grandes extensiones y con marcadas variaciones altitudinales entre los pisos de los valles y los cordones montañosos que los circundan (por ejemplo la quebrada de Humahuaca o valles Calchaquíes). Hacia el este de la Cordillera Oriental se disponen: las Sierras Subandinas al norte, región con un amplio registro de rocas sedimentarias paleozoicas que facilita el desarrollo de una faja de pliegues vinculados con fallas, los pliegues se expresan en cordones montañosos de baja altitud y marcada extensión longitudinal; el Sistema de Santa Bárbara al sur, provincia caracterizada por elevaciones de baja altitud y desarrollo irregular entre las cuales existen regiones planas o de baja pendiente con actividad agrícola intensiva. Los bordes sur de la Puna, Cordillera Oriental y Sistema de Santa Bárbara limitan con las Sierras Pampeanas, con numerosas sierras formadas por rocas ígneas y metamórficas, con escaso registro de rocas sedimentarias paleozoicas y con rasgos geomorfológicos y del relieve que son transicionales con los de las provincias geológicas o regiones morfoestructurales vecinas. La Llanura Chaqueña es la región de tierras planas o con relieve muy suave en la que se depositan los sedimentos provenientes de las regiones montañosas y transportados por los ríos, particularmente por los tres cursos principales que conducen los sedimentos desde la fuente hasta su depósito, los ríos Pilcomayo, Bermejo y Juramento.

Las provincias geológicas reconocidas en el NOA son: Puna, Cordillera Oriental, Sierras Subandinas, Sierras Pampeanas Septentrionales, Sistema de Santa Bárbara y Llanura Chaqueña (Figura 3). Las mismas coinciden, en líneas generales, con pisos o escalones altitudinales, los que a la vez controlan variables climáticas (ver más adelante).

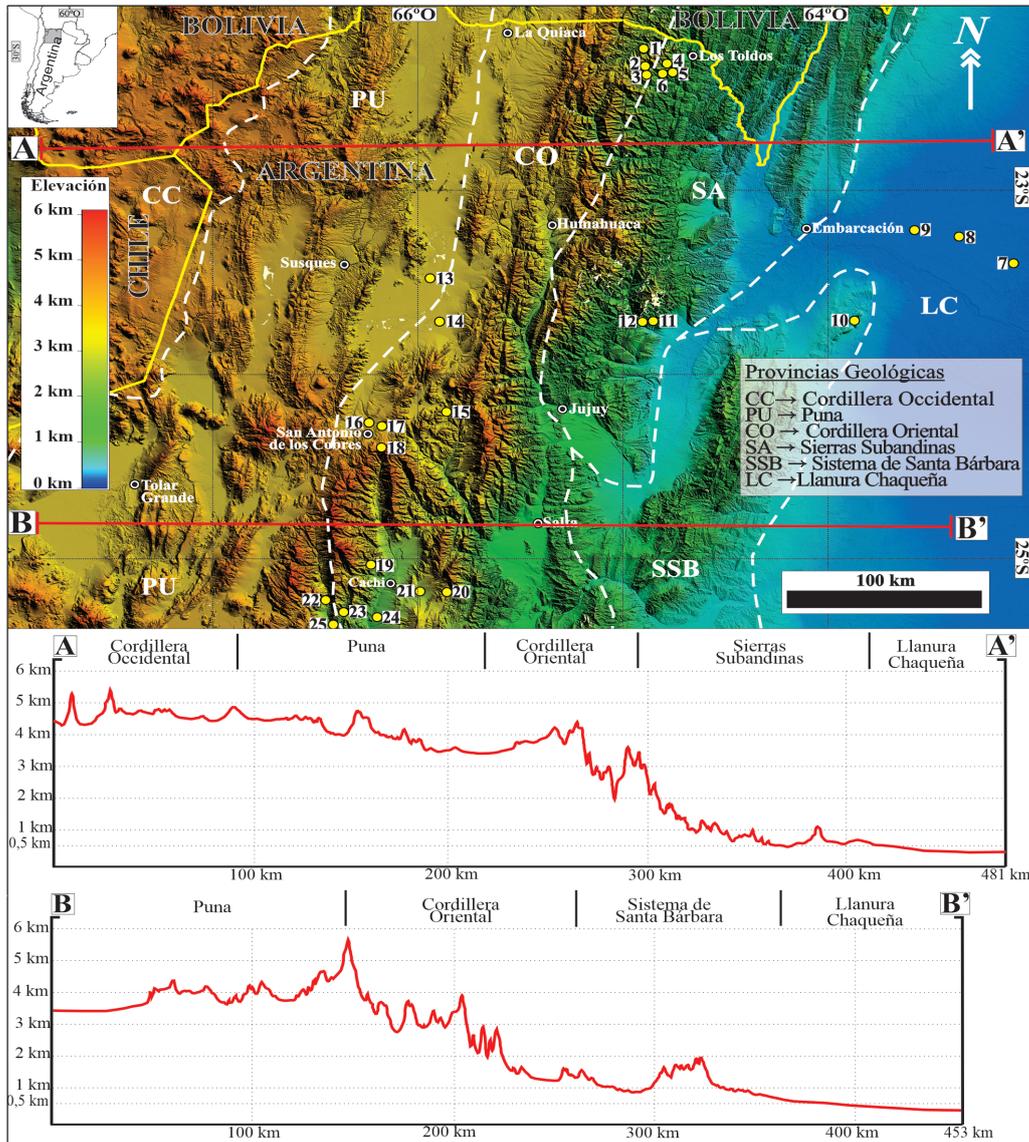


Figura 4. Dos perfiles topográficos que atraviesan latitudinalmente las provincias de Salta y Jujuy. El perfil topográfico de A, desde la Laguna de Vilama en Jujuy, al norte del río Bermejo en la provincia de Salta. El perfil topográfico de B se extiende entre el Salar de Arizaro y Rivadavia Banda Sur, en la provincia de Salta

Una sección transversal (Figura 4a) entre la Puna de Jujuy y la Llanura Chaqueña muestra una región occidental de extrema aridez y temperaturas bajas (Puna), seguida por una franja de valles intermontanos (Cordillera Oriental) donde las precipitaciones y la temperatura incrementan aunque muestran comportamientos disímiles entre bajos (valles) y altos (sierras); hacia el este continúan las Sierras Subandinas con mayores temperaturas, su relieve moderado no genera modificaciones significativas de las variables climáticas dentro de la región morfoestructural, aunque sí con la Llanura Chaqueña extendida hacia el oriente donde la temperatura incrementa y la precipitación disminuye. La Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas constituyen escalones topográficos que retienen la humedad y esa es la razón por la que registran mayores precipitaciones que las zonas situadas hacia el este y hacia el oeste. La sección de la Figura 4b muestra cambios similares, aunque en este caso la transición entre la

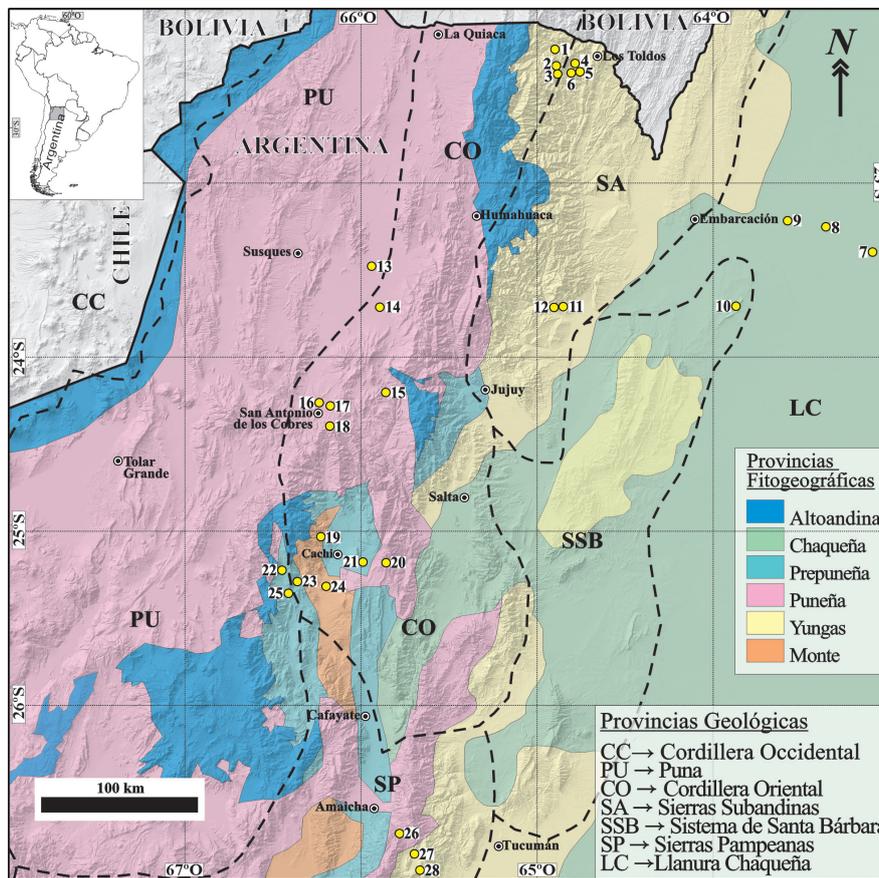


Figura 5. Las provincias fitogeográficas reconocidas en el NOA (Oyarzabal et al., 2018). La provincia Altos Andes se caracteriza por vegetación no leñosa (gramíneas, arbustos rastreros) que soporta muy bajas temperaturas, vientos intensos y muy baja humedad. En la provincia de Puna la vegetación, casi sin árboles, presenta adaptaciones a la falta de agua durante gran parte del año y a las bajas temperaturas. La provincia de Yungas comprende selvas y bosques tropicales en laderas orientales de las provincias geológicas Cordillera Oriental, Subandinas, Santa Bárbara y Sierras Pampeanas con una variación en la precipitación media anual de 600 a 3.000 mm. En la provincia del Monte la vegetación posee características xerofíticas; con follaje perenne, con hojas pequeñas, reducidas a espinas o ausentes. En la provincia Prepuneña predomina la estepa arbustiva, a veces con pequeños árboles y cactáceas columnares, y se caracteriza por escasa precipitación, condicionada por la altura, y la orientación de las quebradas. En la provincia Chaqueña domina el bosque xerófilo y la sabana en una planicie heterogénea en cuanto a las características de los suelos.

Cordillera Oriental y la Llanura Chaqueña comprende las serranías aisladas del Sistema de Santa Bárbara.

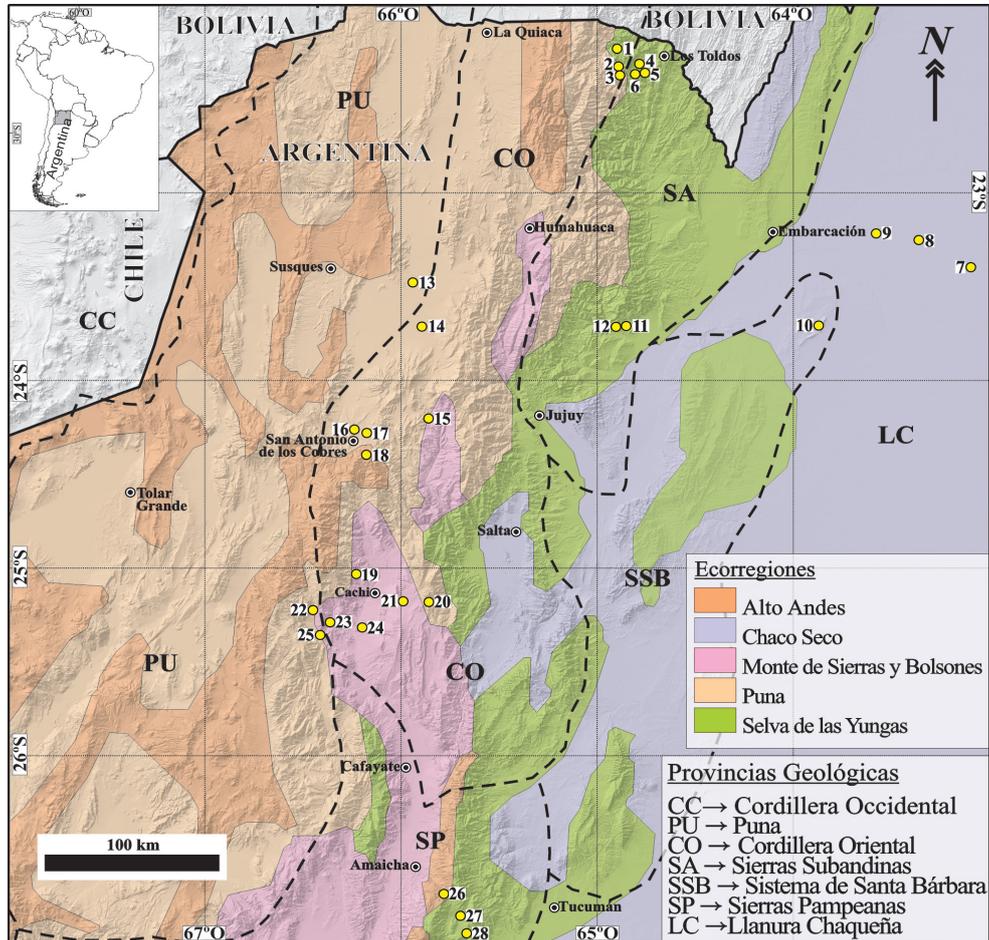


Figura 6. Las ecorregiones del NOA (Morello et al., 2012). Las ecorregiones Altos Andes y Puna (esta última con una porción reconocida como prepuna extendida en la provincia geológica Cordillera Oriental) se caracterizan por un escaso desarrollo de suelos que condicionan la vegetación y la producción agropecuaria. En las ecorregiones Altos Andes y Puna se destacan las lagunas como importantes reservas de biodiversidad. La ecorregión de Monte de Sierras y Bolsones es una franja relativamente angosta, pero muy extendida en sentido latitudinal, y se caracteriza por no contar con una red de agua permanente y con ambientes heterogéneos con respecto a su vegetación y suelos. Esta ecorregión interdigita con las provincias fitogeográficas de Puna, Altos Andes, Yungas y Chaco Seco y en cada caso comparte aspectos de la vegetación, animales y actividades productivas. La ecorregión del Chaco Seco es una llanura fluvial atravesada por tres ríos principales (Bermejo, Pilcomayo y Juramento) cuyos paisajes dominantes son los bosques de maderas duras (quebrachos), existe una gran diversidad de suelos y una estacionalidad que define los tipos de uso del suelo, entre los que predomina la agricultura extractivista agroexportadora, la ganadería pastoril empresarial y la ganadería extensiva campesina, además de la extracción de madera practicada por las comunidades originarias. Finalmente la ecorregión de las Selvas de Yungas, es una de las ecorregiones que mayor cantidad de servicios ecosistémicos ofrece, ya que tanto su historia geológica, la riqueza del subsuelo, la presencia de suelos muy fértiles, la diversidad de bosques y selvas han sido detonantes para numerosas actividades productivas.

Los paisajes y la biodiversidad

La Fitogeografía o Geografía Botánica, es la rama de las Ciencias Biológicas que estudia la distribución

de las plantas y las leyes que determinan esa distribución. Los factores climáticos y los suelos influyen de manera directa en la vida y distribución de las plantas, aunque también son importantes el relieve y las interacciones con otros organismos (por ejemplo, polinizadores). La designación de provincia fitogeográfica se realiza a partir de inventarios de colecciones científicas y colectas sistemáticas,

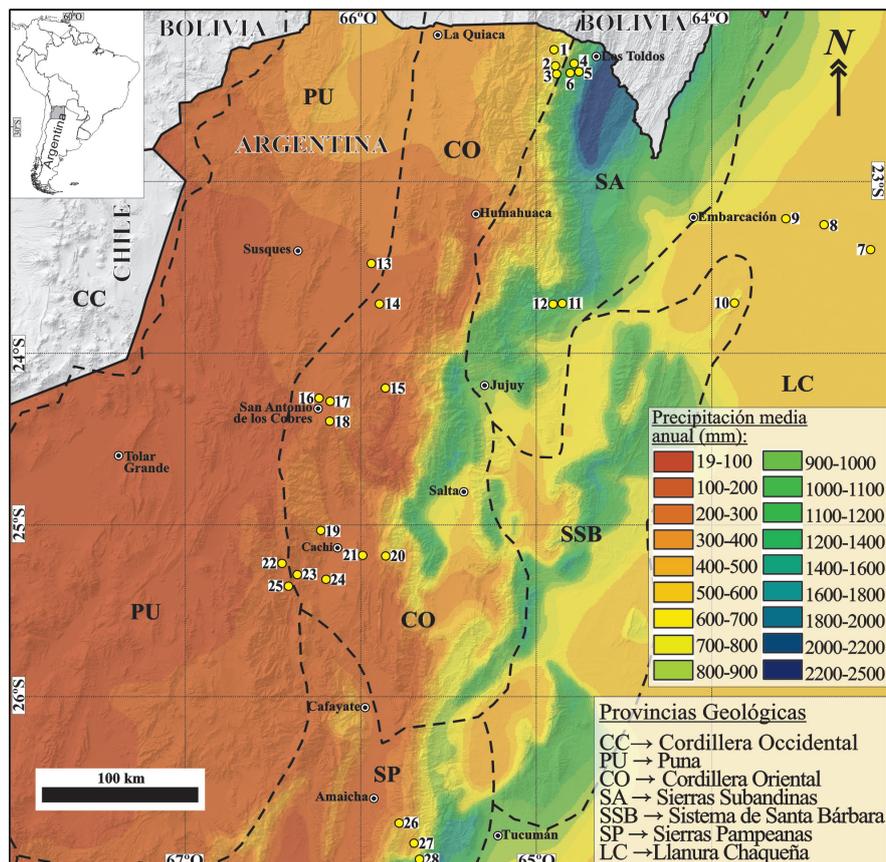


Figura 7. Distribución espacial de las precipitaciones medias anuales en el NOA entre 1960 y 2010 (Bianchi y Cravero, 2012). Los valores más altos de precipitación coinciden con las Yungas, que tienen su desarrollo en dos cordones paralelos: Occidental, sobre las Sierras Subandinas y Cordillera Oriental, y Oriental sobre el Sistema de Santa Bárbara y las Sierras Pampeanas.

y, además, se complementa con imágenes aéreas y satelitales. Hay que tener en cuenta, que muchas especies que pueden haber predominado en la fisonomía (bosque) pueden haber desaparecido; que no todas las áreas de Argentina tienen el mismo grado de conocimiento y que en general, los inventarios de plantas tienen un sesgo en el tiempo que dependerá de los grupos taxonómicos estudiados por los distintos grupos de investigación.

La caracterización fitogeográfica de Argentina fue propuesta por Cabrera (1976) a partir de la cual se sumaron numerosos inventarios e información espacial que permitieron definir mejor las unidades de vegetación que caracterizan las provincias fitogeográficas (Oyarzabal et al., 2018). Si bien cada provincia fitogeográfica tiene sus rasgos exclusivos (endemismos o especies que solo están presentes en ellas) también muestran rasgos comunes con otras que se pueden interpretar como cierta relación de continuidad en el tiempo pasado; por esto las provincias fitogeográficas se agrupan en dominios.

En la provincia de Salta se reconocen seis provincias fitogeográficas (Figura 5) agrupadas en tres dominios: Yungas (dominio Amazónico); Prepuneña, del Monte y Chaqueña (en el dominio Chaqueño), y Puneña y Altoandina (dominio Andino-Patagónico). Al describir las provincias fitogeográficas, se consideró la influencia de la altitud o elementos del clima (precipitaciones, temperaturas) en la vegetación. Las provincias fitogeográficas coinciden en parte con las provincias geológicas, pero no siempre ya que una provincia fitogeográfica puede estar representada en distintas provincias geológicas, como la provincia Altoandina, que está representada por parches de vegetación similares (pastizales por ejemplo) en distintas provincias geológicas. Consecuentemente, puede haber más de una provincia fitogeográfica en la misma provincia geológica.

Desde una perspectiva ecológica, se definen ecorregiones, que si bien tienen como base las provincias fitogeográficas además consideran la biodiversidad animal, unidades de paisaje, clima y aspectos socioeconómicos para identificarlas. La zonificación presentada por Morello et al. (2012) es la última actualización espacial donde se proponen grandes ecorregiones y complejos ecosistémicos para todo el país. En el noroeste, las ecorregiones que corresponden a Altos Andes, Puna, Selva de Yungas, Chaco Seco y Monte de Sierras y Bolsones están representadas y también, en parte son coherentes con las provincias geológicas (Figura 6). Sin embargo, Morello et al. (2012) reconocen que las definiciones de Monte, Puna, Chaco Seco no son precisas; y que faltan enfoques más integrados de la caracterización ecorregional de Argentina para un mejor entendimiento de nuestros sistemas ambientales.

Como la provincia fitogeográfica, el concepto de ecorregión minimiza el proceso geológico y los cambios climáticos del pasado involucrados en el origen del relieve actual y sus consecuencias sobre la biodiversidad. Los grupos endémicos (es decir únicos en el área) que confieren valor de conservación a una ecorregión son aquellos paradigmáticos (leñosas, aves y mamíferos), aunque, aves y mamíferos tienen rangos de distribución que comprenden diferentes ecorregiones y tienen escasas especies únicas (endemismos). Paralelamente, el incipiente conocimiento de la diversidad de otros organismos (gramíneas, artrópodos, platelmintos, nemátodos, anélidos y pequeños vertebrados) cuyos ciclos de vida son fundamentales para entender la dinámica de ciertas poblaciones y las interrelaciones intra e

interespecíficas, conspira contra la caracterización de las ecorregiones.

Los paisajes y el clima

En el análisis de las unidades espaciales o provincias (geológicas, fitogeográficas o ecológicas), el clima es clave. El clima actual es resultado de un proceso global que se empezó a definir en el Pleistoceno (hace más de 2,5 millones de años) y se presume que se mantuvo como lo vivimos desde el Holoceno (hace 11.700 años). Los mapas del clima del NOA (Figuras 7 y 8) revelan algunas de las características de los paisajes de la Figura 1.

En la Puna geológica, la escasez de precipitaciones durante casi todo el año influye en la distribución de lagunas y vegas que concentran parches de mayor biodiversidad, y definen sus servicios ecosistémicos. En la Llanura Chaqueña, la estacionalidad de las precipitaciones y la altísima evapotranspiración también condicionan las actividades productivas. Entre estos contrastes, los ambientes de Yungas y valles en relación a los ríos con drenaje exorreico presentan características climáticas muy diversas, con una variedad de microclimas que generan diferentes sistemas socioproductivos.

Diferentes perspectivas y consensos

Desde el punto de vista geológico no existe la distinción de Altos Andes. Esta provincia fitogeográfica y ecorregión corresponde a elevaciones (sierras y volcanes) ubicadas en las provincias geológicas de Puna, Cordillera Oriental, y Sierras Pampeanas noroccidentales y las elevaciones en el límite con Chile, que tienen una interpretación conceptual en el marco de la evolución de cada provincia geológica. Así, en geología no se reconocerían unidades distintas por su altitud sino como partes del relieve de cada provincia geológica. Existen elementos con altitudes superiores a 5.000 m s.n.m. en la Puna (volcanes como el Quevar, el Tuzgle o el Galán, serranías como la de Macón), en la Cordillera Oriental (nevados de Cachi-Palermo, sierra de Santa Victoria) y en las Sierras Pampeanas (Nevado del Aconquija).

Por otro lado, la Puna se encuentra por encima de los 3.500 m.s.n.m., y estas altitudes también se presentan en otras provincias geológicas (por ejemplo, en la Cordillera Oriental alcanzan esa altitud los tramos norte de los valles Calchaquí y de Luracatao, de las quebradas de Humahuaca y del Toro). Sin embargo, la topografía y el relieve de la Puna son totalmente diferentes a los de la Cordillera Oriental, asimismo las principales unidades litológicas y los rasgos estructurales. Las sierras y volcanes de la Puna se elevan desde un nivel de base generalmente cercano a 3.500 m s.n.m. y en el caso de la Cordillera Oriental forman altos topográficos que separan valles intermontanos que en ocasiones muestran desniveles muy marcados entre el piso del valle y los altos que lo circundan (Figura 4). Resultado de

esta evolución geológica particular, la Puna muestra un drenaje endorreico que se expresa en cuencas cerradas donde se desarrollan los salares, mientras que las redes hidrográficas de las provincias geológicas vecinas evacúan sus aguas hacia el Atlántico principalmente a través de tres ríos principales que drenan la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y Sistema de Santa Bárbara como son las cuencas del Bermejo, Juramento y Salí-Dulce.

Desde la perspectiva geológica, interpelamos a buscar una mejor integración entre las provincias fitogeográficas, ecorregiones y provincias geológicas. Cuesta entender cuando se habla de Puna refiriendo a los nevados del Aconquija o los nevados de San Miguel, o cuando al transitar por la ruta 51 en la quebrada del Toro la cartelería vial sitúa a la región como Puna, siendo que por sus características estratigráficas, geomorfológicas y estructurales es una típica zona de la Cordillera Oriental.

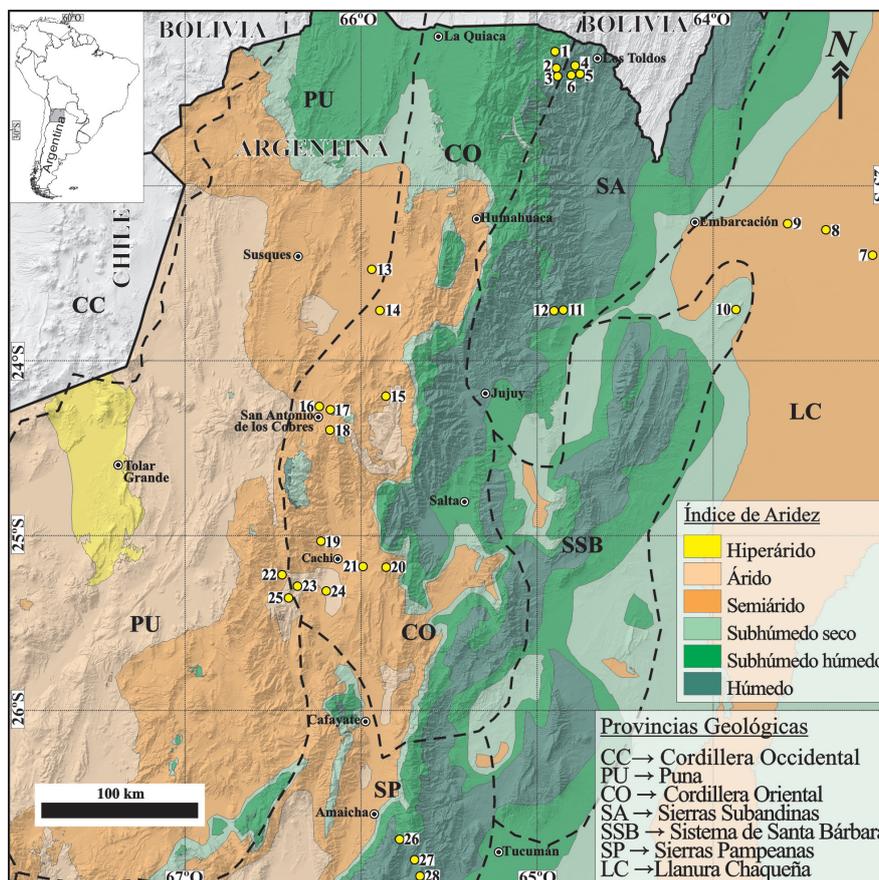


Figura 8. La aridez se refiere a la insuficiencia de agua en el suelo y en la atmósfera. El índice de aridez expresa interrelación de la temperatura con las precipitaciones, basándose en el supuesto que con la temperatura aumenta correlativamente la evapotranspiración y permite definir las condiciones en las distintas regiones y en gran parte evaluar el potencial del agua como servicio ecosistémico. El índice de aridez nos permite reconocer tierras secas y tierras áridas.

Tanto desde el punto de vista fitogeográfico (Oyarzabal et al., 2018) como ecorregional (Morello et al., 2012) la distinción de los Altos Andes (altas cumbres de la cordillera de los Andes, por encima de 4.400 m s.n.m. en Jujuy y de 500 m s.n.m. en Tierra del Fuego) y la Puna (mesetas y montañas entre 3.400 y 4.400 m s.n.m. en el noroeste del país, y entre 2.000 y 2.600 m s.n.m. en Mendoza) involucra una variedad de biotas (vegetación y/o fauna), al menos endémica, que está definida por factores que varían espacialmente (gradientes). La Provincia fitogeográfica Puneña, presenta un tipo característico de vegetación de estepa arbustiva baja, con un marcado gradiente NE-SO de disminución de la cobertura vegetal y de la diversidad, que se relaciona con la disminución de la precipitación media anual de 350 mm en el NE hasta menos de 50 mm en el SO (Martínez Carretero 1995). En cuanto a la Provincia Altoandina, presenta una vegetación distintiva de matas aisladas de gramíneas, bajas y compactas de forma circular o semilunar, donde son frecuentes los arbustos rastreros y las plantas en cojín o en placas adosadas al suelo (Cabrera 1976). En el mismo sentido, la Prepuna y el Monte o el Monte de Sierras y Bolsones llevan implícitas algunas situaciones que si no se aclaran debidamente pueden dar lugar a confusiones. Por ejemplo, la Prepuna (fitogeográfica) está condicionada no sólo por la altura (1.000 a 3.000m) y las lluvias estivales, sino muy particularmente por la disposición y orientación de las quebradas; mientras que el Monte se extiende en serranías y bolsones, también con lluvias estivales. Ambas provincias presentan una fisonomía similar, dominada por estepas arbustivas, donde la principal diferencia radica en la presencia de jarillas y algarrobos en el Monte y las cactáceas en la Prepuna. En términos ecorregionales, la Prepuna es un complejo ecosistémico que forma parte de la Puna, que va de los 2.000 a los 3.400 m de altitud, desde el límite con Bolivia hasta el sur de Salta con cardonales y/o matorrales de arbustos; mientras que la porción de Monte de Sierras y Bolsones representada en el NOA corresponde a angostos valles exorreicos (Quebrada de Humahuaca, valles Calchaquíes, entre otros).

El término Yungas se refiere a un tipo de ambiente que combina las interrelaciones entre el relieve, el clima y la biodiversidad. Sabemos qué son y dónde se desarrollan las Yungas del NOA. Los pisos de vegetación de las Yungas tienen estrecha relación con la altitud y la precipitación; la transición de las Yungas hacia el oeste (sobre la Cordillera Oriental) es un paisaje de pastizal de altura. Las Yungas no constituyen una ecorregión continua en Argentina sino que son dos franjas, una occidental (que se desarrolla sobre las Sierras Subandinas y la Cordillera Oriental) y otra oriental (sobre el Sistema de Santa Bárbara y Sierras Pampeanas). Hacia el este, la transición hacia el Chaco, es una franja donde las especies arbóreas chaqueñas penetran en el piso más bajo de las Yungas.

Entre la Llanura Chaqueña como provincia geológica, la provincia fitogeográfica Chaqueña y la ecorregión del Chaco no existen controversias, todos sabemos desde el punto de vista biofísico y

socioeconómico de qué hablamos cuando decimos chaqueño.

Así, los términos Puna, Prepuna y Monte o el Monte de Sierras y Bolsones, difieren en su significado según quien lo utilice. Interesante desde el punto de vista biogeográfico y evolutivo, es que allí donde confluyen las provincias geológicas de Puna, Cordillera Oriental, Sierras Pampeanas y Sistema de Santa Bárbara es donde los límites fitogeográficos o ecorregionales de Puna, Prepuna y Monte o el Monte de Sierras y Bolsones generan controversias.

Algunos estudios de biogeografía y filogeografía (relaciones de parentesco en las poblaciones), que identificaron eventos históricos en la diversificación de poblaciones y linajes en sus actuales distribuciones, señalaron la necesidad de revisar la definición de las ecorregiones o utilizar otras. Por ejemplo, Quiroga et al. (2019) propusieron el concepto de “unidades biogeográficas evolutivamente significativas” para aquellas áreas que contienen poblaciones de organismos no emparentados que habitan la misma región y que han sido impactadas de la misma manera por eventos físicos (geológicos/climáticos); estas unidades podrían ser usadas para identificar áreas prioritarias para la conservación. Esto implicaría, además de analizar la distribución espacial de varios linajes de plantas y animales, intensificar los estudios de genética poblacional de esos linajes.

Otro aspecto no considerado en la definición de ecorregiones es la biota de los humedales. Los humedales constituyen parte de las ecorregiones. Algunos complejos ecosistémicos definidos por Morello et al. (2012) se refieren a cuenca pero rara vez hacen referencia a la biota de la red hidrográfica y otros humedales, permanentes o temporarios. Esta biota podría ser esencial para definir algunas ecorregiones y/o unidades biogeográficas evolutivamente significativas. Por ejemplo, en las cuencas endorreicas de la Puna sólo encontramos unas pocas especies (menos de ocho) de peces de la familia Trichomycteridae (Monasterio de Gonzo, 2003; Fernández y Andreoli Bize, 2017); el resto de peces constituyen formas exóticas. Los humedales también forman parte de numerosas redes tróficas de los ecosistemas y también es allí donde transcurren etapas del ciclo de vida de muchos organismos, que se completan en otros hábitats y por ello deben ser considerados.

Para pensar...

En el NOA, en dirección oeste-este, encontramos seis provincias geológicas, seis provincias fitogeográficas, seis ecorregiones y seis divisiones de tierras (húmedas y secas). Como vemos, estas divisiones basadas en diferentes criterios comparten una historia en la que la geología, la biodiversidad y el clima se interrelacionan en el tiempo y definen sistemas socio-ecológicos con claras diferencias.

Desde el punto de vista biofísico, ajustar una definición de las ecorregiones no es solo un objetivo de nuestras investigaciones, sino también una necesidad para una estrategia integral de conservación. Por otra parte, desde la perspectiva sociológica, se requiere de marcos conceptuales interdisciplinarios que permitan estudiar sistemas complejos como son las interacciones entre sociedades y ecosistemas; que contemplen a los distintos actores sociales, las instituciones y los bienes y servicios que brindan los recursos naturales de un territorio y que constituyen un complejo Sistema Socioecológico (SSE). La comprensión de cada complejo SSE enriquece el enfoque para una gestión más sustentable del mismo. Según Folke et al. (2007), el reto del estudio de los SSEs reside en el entendimiento de sus retroalimentaciones: (1) las que causan vulnerabilidad en el sistema, y (2) las que fortalecen la resiliencia del sistema. Resulta crucial para este enfoque tanto el conocimiento tradicional y/o local de los ecosistemas por parte de los actores del territorio y la existencia de tecnologías realmente apropiadas al funcionamiento de los ecosistemas, como la presencia de instituciones o un conjunto de reglas y normas promuevan la apropiación de los bienes y servicios ecosistémicos de una manera más sustentable.

Los tipos de usos del suelo que realizan los distintos agentes culturales y las formas de apropiación de los bienes y servicios por parte de los actores, pueden provocar consecuencias que vuelven más vulnerable el SSE comprometiendo su capacidad de resiliencia (Córdoba y Camardelli, 2019). Los cambios en el uso y cobertura del suelo son los principales impulsores de la pérdida de la biodiversidad y degradación de los ecosistemas. También altera la forma en que el ecosistema interactúa con la atmósfera (el componente abiótico), afectando al clima a través de alteraciones biogeoquímicas (ej. cambio en el ciclo de nutrientes) y biogeofísicas (ej. cambios en el porcentaje de radiación que refleja el suelo respecto a la radiación que incide sobre ella), con cambios en los flujos de radiación, el calor y la evapotranspiración, e impactando tanto en el clima local como en el regional (Vallejos, 2009). Todos estos cambios que se producen en el SSE afectan directamente la provisión de bienes y servicios ecosistémicos particularmente para los actores locales del territorio y la sociedad en general.

Por esta razón, las unidades espaciales que son tan importantes para la toma de decisiones, planificación y el ordenamiento territorial deben tener un marco conceptual lo suficientemente definido donde cada término tenga una diagnosis precisa. En una reunión de técnicos de los organismos de promoción científica y tecnológica, de promoción de la producción y de promoción de la conservación, los términos Sierras Subandinas o Yungas tienen un significado espacial preciso, no así cuando usamos el término Puna. Así, debemos repensar y discutir una nomenclatura apropiada para que cada unidad ambiental en cada caso sea fácilmente identificable y pueda ser incorporada también al lenguaje no técnico. Esto podría resultar no solo enriquecedor, sino la manera más directa de encontrar soluciones para un ordenamiento territorial realista.

REFERENCIAS

- BIANCHI, A.R. y CRAVERO, S.A.C. 2010. Atlas climático de la República Argentina. Ediciones INTA, 57 pp.
- CABRERA, A. L. 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. pp. 1-85. En W. F. Kugler (ed.). Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería. Tomo 2. 2da edición. Acme, Buenos Aires, Argentina.
- CÓRDOBA, G. 2018. [Servicios ecosistémicos del Chaco Semiárido. TB&GNOA 8\(2\): 30-35.](#)
- CÓRDOBA, G. y CAMARDELLI, C. 2019. [Tipos de usos de la tierra en el chaco salteño: Consecuencias de las formas de apropiación de los servicios ecosistémicos sobre el sistema socio-ecológico. pp. 163-192. En M. Rodríguez Faraldo, S. Ataid \(Eds\) 1a ed revisada. Salta](#)
- FERNÁNDEZ, L.A. y ANDREOLI BIZE, J. 2017. *Trichomycterus alterus* (Marini, Nichols & La Monte, 1933) and *T. corduensis* Weyenberg 1877 (Siluriformes: Trichomycteridae): new records from the High Andean Plateau. *Check List* 13(2): 2068. <https://doi.org/10.15560/13.2.2068>.
- FOLKE, C., PRITCHARD, L., BERKES, F., COLDING, J., y SVEDIN. U. 2007. The Problem of Fit between Ecosystems and Institutions: Ten Years Later. *Ecology and Society*, 12(1): 30.
- LADA. 2003. Proyecto Evaluación de la Degradación de la Tierra en Zonas Áridas (LADA). (2003). Borrador. Roma. Recuperado de http://www.ambiente.gov.ar/archivos/web/Plada/file/Docs/evaluacion_degradacion_borrador_03.pdf
- MARTINEZ CARRETERO, E. 1995. La Puna Argentina: delimitación general y división en distritos florísticos. *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica*, 31(1-2):27-40.
- MONASTERIO DE GONZO G. 2003. Peces de los Ríos Bermejo, Juramento y cuencas endorreicas de la Provincia de Salta. 1st ed. Museo de Ciencias Naturales y Consejo de Investigación Universidad Nacional de Salta.
- MORELLO, J., MATTEUCCI, S., RODRIGUEZ, A. y SILVA, M. 2012. Ecorregiones y complejos ecosistémicos Argentinos. ORIENTACIÓN GRÁFICA EDITORA SRL. 125 PP.
- OYARZÁBAL, M., CLAVIJO, J., OAKLEY, L., BIGANZOLI, F., TOGNETTI, P., BARBERIS, I., MATURO, H., ARAGON, R., CAMPANELLO, P., PRADO, D., OESTERHELD, M. y LEÓN, R. 2018. Unidades de vegetación de la Argentina. *Ecología Austral*, 28:40-63.
- QUIROGA, P., CASTELLO, L.V., QUIPILDOR, V. Y PREMOLI, A.C. Biogeographically significant units in conservation: a new integrative concept for conserving ecological and evolutionary processes. *Environmental Conservation*, 46(4):1-9
- RAMOS, V. 2017. Las provincias geológicas del Noroeste Argentino. pp. 42-56. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino*, SanMiguel de Tucumán.
- VALLEJOS, M. 2009. Caracterización de sistemas socio-ecológicos en el Gran Chaco: ¿dónde, cuándo y cómo se transforma el territorio? Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires.

¿Qué edad tiene el Núcleo Interno de la Tierra?

Augusto E. Rapalini¹

¹Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires - CONICET. e-mail: rapalini@gl.fcen.uba.ar

La sismóloga danesa Inge Lehmann (Figura 1) descubrió en 1936 la existencia del Núcleo Interno (NI) de nuestro planeta (Lehmann, 1936). Tras casi 90 años de investigaciones, principalmente pero no únicamente, sismológicas, es mucho lo que se ha avanzado en el conocimiento del fragmento más recóndito del interior de la Tierra. A pesar de ello, lo que sabemos del NI es aún muy esquemático, preliminar y en muchos casos hipotético.



Figura 1: Inge Lehmann en 1932

<https://trowelblazers.com/2014/10/16/inge-lehmann/>

Como sabemos desde la escuela primaria, el interior de la Tierra se divide, en base a su composición química, en Corteza (que puede ser continental u oceánica), Manto y Núcleo (Figura 2). Esta división fue descubierta por los pioneros de la Sismología a principios del siglo XX. Mientras que la Corteza tiene espesores que van desde cerca de los 70 km, en algunas grandes cadenas montañosas, hasta literalmente cero, en las cordilleras centro-oceánicas (o dorsales), el Manto se extiende hasta los 2900 km de profundidad. Se produce ahí la principal discontinuidad¹ del interior terrestre. Las rocas sólidas del Manto se apoyan sobre un “océano” de hierro fundido que constituye el Núcleo. La densidad aumenta abruptamente en esa interfase desde algo menos de 6 g/cm³ en el Manto a alrededor de 10 g/cm³ en el

¹Se califican como discontinuidades del interior terrestre a los límites entre las distintas capas principales, pues muchas de las propiedades físicas y químicas, que varían de modo gradual y paulatino dentro de las mismas, sufren cambios abruptos al cruzar el límite.

Núcleo. Semejante diferencia en propiedades físicas genera un efecto tal en las ondas sísmicas que pudo ser observada con el instrumental sismológico comparativamente rudimentario de la primera década del siglo pasado, permitiendo que Oldham detectara la presencia del Núcleo ya en 1906 y Gutenberg pudiera determinar con precisión su profundidad en 1912.

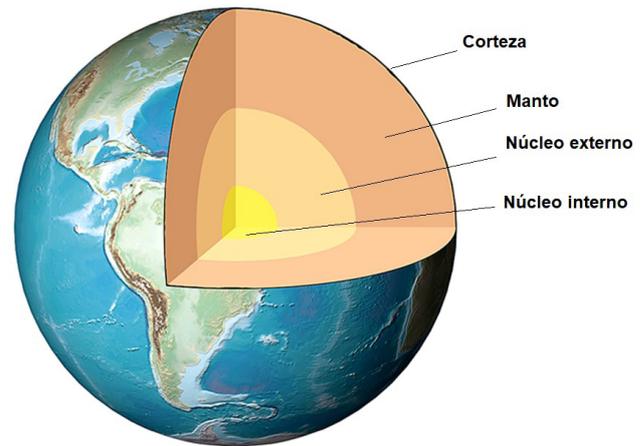


Figura 2: Esquema de las principales capas del interior terrestre

Cuando se produce un sismo relativamente "grande" una parte importante de la energía liberada (véase [Hongn y García, 2011. Temas B&GNOA, vol. 1, n°1](#)) se transmite por el interior terrestre en forma de ondas elásticas. Éstas pueden ser de dos tipos: longitudinales, también llamadas ondas "P", en las que las partículas se mueven paralelas a la dirección de propagación de la onda, o transversales, también llamadas ondas "S", en que el movimiento es transversal al sentido de propagación (Figura 3). Cuando las ondas se transmiten por el interior terrestre son desviadas, reflejadas y modificadas por los distintos medios que van atravesando. Estos procesos son registrados por los sismómetros en superficie e interpretados por los sismólogos. De este modo se pueden inferir las velocidades del interior terrestre y las profundidades y características de las interfases entre las capas principales. Un cambio abrupto de velocidad, y una intensa reflexión en la interfase, sumado a la inexistencia de una fase atribuible a una

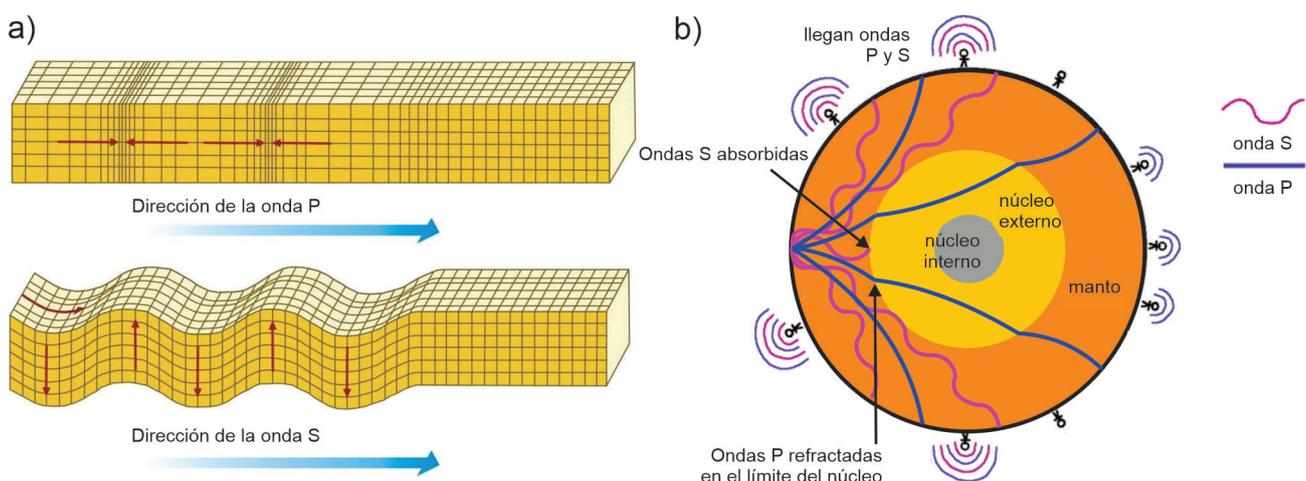


Figura3: a) Representación de los dos tipos de ondas sísmicas de cuerpo; las flechas rojas marcan la dirección de movimiento de las partículas, con respecto a la dirección de avance de la onda, que es hacia la derecha. Tomado de <https://www.meteorologiaenred.com/ondas-sismicas.html>. b) Diagrama esquemático de la transmisión de ondas P y S por el interior terrestre y cómo se desvían al pasar de una capa a la siguiente. En el Núcleo externo no se transmiten ondas S por estar en estado líquido.

Modificado de <http://uraha.de/de/?p=293&lang=en>

onda S permitió no solo descubrir el Núcleo, sino también definir su profundidad y que su estado es líquido, pues en un líquido las ondas S no se transmiten.

El descubrimiento del NI por parte de Lehmann fue más difícil pues los cambios físicos y químicos entre ambas partes del Núcleo son mucho menores que entre éste y el Manto. Además, al encontrarse a mucha mayor profundidad (5150 km), la señal de las ondas que transitan o se reflejan en el NI y que alcanzan la superficie es muy débil.

El progreso sistemático en los estudios sismológicos a lo largo del siglo XX permitió alcanzar a comienzos de la década de 1980 un modelo unidimensional de velocidades sísmicas y otros parámetros físicos para todo el interior terrestre. El modelo, conocido por el acrónimo en inglés de PREM (Dziewonsky y Anderson, 1981), es aún hoy día utilizado como un modelo de referencia, y permitió confirmar que el NI es sólido y que su densidad es ligeramente mayor que la del Núcleo externo (NE), líquido. Las velocidades sísmicas y densidades inferidas para el Núcleo difieren ligeramente, pero de modo sistemático, de las esperadas para el hierro a esas altísimas presiones y temperaturas. Siempre se ha especulado sobre la posible presencia de níquel, además de hierro, en el Núcleo. Sin embargo, esa alternativa no puede explicar las diferencias mencionadas. Es por ello por lo que desde hace décadas se acepta la hipótesis de que el Núcleo está constituido por hierro (más eventualmente níquel) y una contribución menor, pero no despreciable de “elementos livianos”. No se sabe con certeza cuál o cuáles pueden ser estos elementos ni en qué proporción están, siendo los principales candidatos el silicio, el oxígeno, el azufre, el carbono y el hidrógeno.

¿Por qué el sector más profundo del Núcleo es sólido? La respuesta es que cuanto mayor sea la presión, mayor será la temperatura necesaria para mantener a los materiales que componen el Núcleo en estado líquido. Si bien la temperatura aumenta con la profundidad, no alcanza para mantener líquido a la totalidad del Núcleo. A medida que la Tierra se enfría, la temperatura en el Núcleo descenderá llevando a un paulatino crecimiento del NI por cristalización del NE. La mayor densidad del NI no puede explicarse exclusivamente por la transición de líquido a sólido. Existe consenso en que el NI debe tener menor proporción de elementos livianos y la explicación para esto es sencilla. La estructura cristalina del hierro no permite alojar a todos los átomos de elementos livianos que están en el Núcleo líquido. De este modo, el NI, al solidificarse, “expulsa” elementos livianos que deberían producir una disminución en la densidad de la base del Núcleo externo y generar un movimiento convectivo en éste². La convección

²La convección es un proceso por el cual los materiales más livianos, normalmente por estar más calientes, tienden a subir, mientras que los más pesados, normalmente más fríos, tienden a hundirse, producto de la gravedad. Se produce en la atmósfera, los océanos, el Manto terrestre (véase [Hongn y García, 2011. Temas B&GNOA, vol. 1, n°1](#)), y el Núcleo.

“composicional” mencionada es considerada significativamente más eficiente que la convección “térmica” que debe existir además en el Núcleo líquido. Ambos procesos, junto con la rotación terrestre, permiten explicar la presencia del intenso campo magnético de nuestro planeta (véase [Geuna, 2019. Temas B&GNOA, vol. 9, n°2](#)).

La pérdida del calor interno del planeta sugiere que el NI está creciendo producto de la cristalización paulatina del Núcleo externo a medida que éste se va enfriando. Entonces, surge la pregunta: ¿cuánto tiempo hace que este proceso está teniendo lugar? O sea ¿cuándo comenzó a formarse el NI?

El Flujo Calórico de la Tierra

Desde su formación hace cerca de 4500 millones de años, la Tierra está perdiendo calor hacia el espacio exterior. Las fuentes de ese calor son pocas. Por un lado, el planeta aún conservaría una parte significativa del calor original generado durante el proceso de acreción inicial y las incontables colisiones de planetesimales³ que ocurrieron en las etapas tempranas, a lo que debe sumarse la enorme producción de calor asociada a la separación del hierro de los silicatos por acción de la gravedad, para formar el Núcleo y el Manto, cuando la Tierra aún estaba mayormente fundida. Por fuera del calor primordial remanente, nuestro planeta alberga en su composición elementos radiactivos como el uranio, el torio y el potasio, cuya

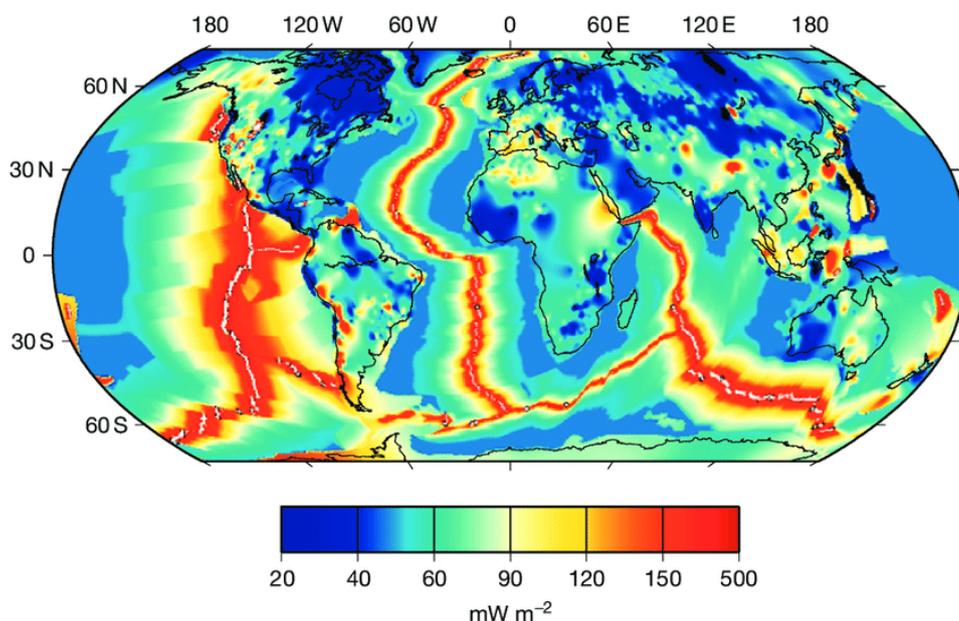


Figura 4: Flujo calórico superficial de la Tierra, según Mareschal y Jaupart (2011)

³Los planetesimales son los millones de fragmentos protoplanetarios de dimensiones métricas a kilométricas, cuyas sucesivas colisiones fueron formando los planetas actuales en las primeras etapas del Sistema Solar.

desintegración paulatina es una fuente importante de calor, conocido como “calor radiogénico”. Fuentes menores corresponden a la cristalización del Núcleo interno y otras reacciones exotérmicas en el Manto.

Si bien no es sencillo medir con precisión el flujo calórico en la superficie del planeta, hoy día ese valor se conoce con razonable certeza: 46 o 47 terawatts (véase Figura 4). Es ilustrativo comparar este valor con la energía calórica recibida por la superficie terrestre debida al sol: 173 mil terawatts. El calor geotérmico es una fracción minúscula del que recibimos en la superficie de nuestro planeta. Sin embargo, la pérdida de calor interno es el motor de todos los procesos geológicos endógenos que afectan a la Tierra, desde la Corteza hasta el NI. La gran incerteza en cuanto a la pérdida de calor es cuánto contribuyen las distintas capas a esos 46 terawatts. A excepción de la Corteza continental, que aporta unos 8 terawatts producto de la desintegración radiactiva, el aporte calórico del Manto y el Núcleo es estimado de manera solo aproximada y con rangos posibles muy amplios. Por ejemplo, el flujo calórico del Núcleo estaría muy probablemente en un rango aún incierto entre 5 y 17 terawatts.

La mayor incerteza surge probablemente del desconocimiento de cuánto calor radiactivo genera el Manto. Si bien la composición de las rocas del Manto sugiere una baja cantidad de elementos radiactivos, el enorme volumen de esta capa del interior terrestre hace que pequeñas diferencias en esas proporciones generen importantes variaciones en la producción de calor. Este proceso podría aportar al flujo calórico del Manto, según diferentes modelos, entre 2 y 22 terawatts. Esa incerteza es de enorme relevancia, pues si el calor producto de la desintegración radiactiva en el Manto es muy alto, la tasa de enfriamiento del planeta será muy lenta, y viceversa.

Como hemos señalado, el NI está creciendo en respuesta al enfriamiento de la Tierra. Si supiéramos razonablemente bien a qué velocidad se produce este enfriamiento, entonces podríamos modelar con alguna seguridad la velocidad de crecimiento del NI. Una Tierra que se enfría muy rápidamente debería tener un NI joven, mientras que éste será más viejo cuanto más lento sea ese enfriamiento.

No se puede aún conocer de manera independiente cuánto calor radiogénico produce el Manto, obstruyendo en gran medida la obtención de la tasa de enfriamiento de nuestro planeta. Como se describe más adelante, estamos a las puertas de empezar a conseguir esas determinaciones, lo que revolucionará sin dudas nuestro conocimiento del interior terrestre y muy probablemente nos permita acotar mucho más ajustadamente la edad del NI.

Las conductividades térmicas del Manto y el Núcleo

Modelos como el PREM permiten inferir la variación de la densidad y con ella de la presión en el interior de la Tierra. A partir de éstas, se pueden hacer estimaciones de cómo varía la temperatura con

la profundidad. Claro que estas estimaciones tienen sus rangos de incertezas y dependen de variables no siempre bien conocidas.

Se estima que el tope del Núcleo externo tendría una temperatura entre 3400 y 4000°C, mientras que cerca de la base del Manto (a unos 2700 km de profundidad), éste debería presentar una temperatura de unos 2700°C. El flujo calórico en la interfase Manto-Núcleo depende del gradiente de temperatura en esa zona, pero también de la conductividad térmica del Manto Inferior. Para estimar estos valores se deben realizar ensayos de laboratorio a altas presiones y temperaturas en materiales similares a los que probablemente constituyan el Manto cerca de su base. En las últimas dos décadas ha habido muchas propuestas diferentes sobre la magnitud de este parámetro.

Cuanto menor sea el flujo calórico en la interfase entre el Núcleo y el Manto, menor debiera ser la pérdida de calor del Núcleo y más lento su enfriamiento. Como ya se mencionó, cuanto más lento éste se enfríe mayor debería ser la edad del NI. Sin embargo, ahí no termina el problema, pues la conductividad térmica del Núcleo Externo también condiciona su capacidad para transmitir y por ende liberar calor. Medir experimentalmente la conductividad térmica del hierro o de una aleación de éste con elementos livianos a las presiones y temperaturas del Núcleo es un desafío tecnológico que sólo en los últimos años ha comenzado a resolverse. Estos estudios se realizan con el conocido “yunque de diamante” (Figura 5) que permite alcanzar presiones muy altas sobre una muestra diminuta (por ejemplo, de 60 micrones de longitud), mientras que las altas temperaturas suelen lograrse a través de haces de laser

(para aquellos lectores que se interesan por estos métodos se recomienda la reciente revisión de Anzellini y Boccato, 2020, y las referencias citadas en ese texto). Las dificultades técnicas de medir con precisión la conductividad térmica de un material en estos experimentos llevó durante bastante tiempo a inferirla a partir de medir la conductividad eléctrica, algo bastante más sencillo de lograr. Para ello se utiliza la ley de

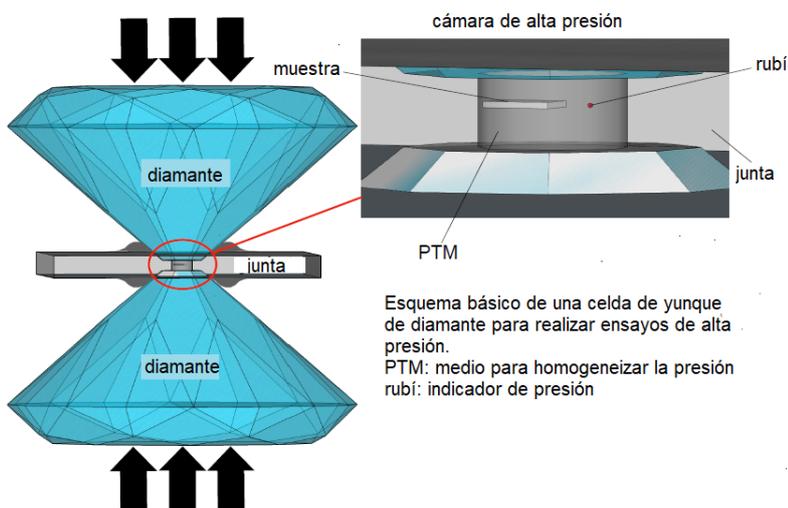


Figura 5: esquema de una celda de yunque de diamante. Modificado de Anzellini y Boccato (2020)

Wiedemann-Franz, descubierta por Lorentz hace 150 años, que prescribe una relación directa entre las conductividades eléctrica y térmica de los metales.

La mayoría de los experimentos de alta presión y temperatura sobre hierro han arrojado valores de conductividad eléctrica que han permitido postular conductividades térmicas altas para el material del Núcleo, del orden de 100 W/m °K. Con estos valores y flujos calóricos del orden de 13 terawatts en la interfase Manto-Núcleo se han realizado modelados termodinámicos que indican una edad geológicamente muy joven para el NI, que bajo ciertas condiciones es del orden de 500 o 600 millones de años (Davies et al., 2015). En el caso de que se considerara un flujo calórico mucho menor en el tope del Núcleo, de 6 terawatts, la edad del NI crecería hasta 1200 o 1300 millones de años.

Sin embargo, muy recientemente se han publicado ensayos de alta presión y temperatura en los que se ha logrado medir de modo directo la conductividad térmica del hierro y varias aleaciones con elementos livianos con resultados sorprendentemente bajos. Konopkova y colaboradores, en 2016, obtuvieron valores entre 18 y 44 W/m °K. Magnitudes similares han sido obtenidas más recientemente por otros autores. Estos resultados apuntarían a un NI muy antiguo, con más de 2000 y eventualmente hasta 4000 millones de años de antigüedad.

Como se desprende de lo expuesto, más allá de los enormes avances observacionales y experimentales, los distintos modelos termodinámicos, según sobre qué información se basen, pueden sugerir un NI casi tan antiguo como el propio planeta hasta uno originado a fines del Proterozoico (600 millones de años) o inicios del Paleozoico (500 millones de años).

El campo magnético terrestre

Los movimientos convectivos y de rotación del material que compone el Núcleo Externo son la fuente generadora del campo magnético terrestre. Los modelos magnetohidrodinámicos del Núcleo sugieren que la presencia del NI tendría un efecto ordenador en las corrientes convectivas a favor de una mayor eficiencia en la generación del campo. Así, el movimiento convectivo del fundido metálico sería muy diferente dentro del "cilindro tangente" definido por el diámetro del NI que fuera de él. Un diagrama conceptual sencillo de lo mencionado se presenta en la figura 6.

Más importante aún es el hecho de que previo a la formación del NI, la convección que da origen al campo magnético tiene que haber sido exclusivamente térmica sin la componente composicional. Es de esperar, entonces, que al comenzar la cristalización de las zonas más profundas del Núcleo debería

haber aumentado la energía de la convección. Esto a su vez debería notarse en la intensidad del campo magnético. Modelos sencillos propuestos para su evolución previa y posterior a la formación del NI sugieren un paulatino decrecimiento de la intensidad del campo a medida que el Núcleo se va enfriando, y la convección pierde fuerza, hasta alcanzar un mínimo justo antes del comienzo de la formación del NI. A partir de ese momento, se esperaría un aumento de la magnitud del campo, al sumarse la convección composicional. De ser esto correcto, hallar un período en la historia del planeta en que el campo haya sido mínimo podría indicar la probable edad del NI.

El paleomagnetismo es muy conocido por servir para realizar reconstrucciones paleogeográficas y estudios tectónicos y estratigráficos, basados en la posibilidad de reconstruir la dirección del campo magnético de la Tierra en el pasado geológico (véase [Geuna, 2019. Temas B&GNOA, vol. 9, n°2](#)). Tal vez sea menos conocido, en la comunidad geológica, las posibilidades de los estudios paleomagnéticos de reconstruir también la intensidad del paleo campo magnético. Estos estudios son más complejos y laboriosos que los tradicionales que buscan recuperar la dirección y por ello también son menos numerosos, principalmente para tiempos anteriores al Mesozoico (antes de los 250 millones de años).

En las últimas dos décadas los avances en la calidad y cantidad de estudios de paleointensidades ha sido espectacular. Los protocolos de trabajo se han sofisticado, así como varios aspectos metodológicos e instrumentales. Como resultado, las determinaciones de la intensidad del campo magnético en el pasado geológico son hoy mucho más confiables y precisas.

El registro magnético conservado en las rocas más antiguas expuestas en la superficie del planeta, tanto direccional como de intensidad demuestra que la Tierra ha tenido campo magnético desde hace, por lo menos, 3500 millones de años (Tarduno et al., 2014), y aún podría haberlo tenido en el Hadeano, hace más de 4000 millones de años, aunque las evidencias al respecto son muy controvertidas.

Recientemente, varios estudios sobre paleointensidades en rocas volcánicas del Ediacarano, el último

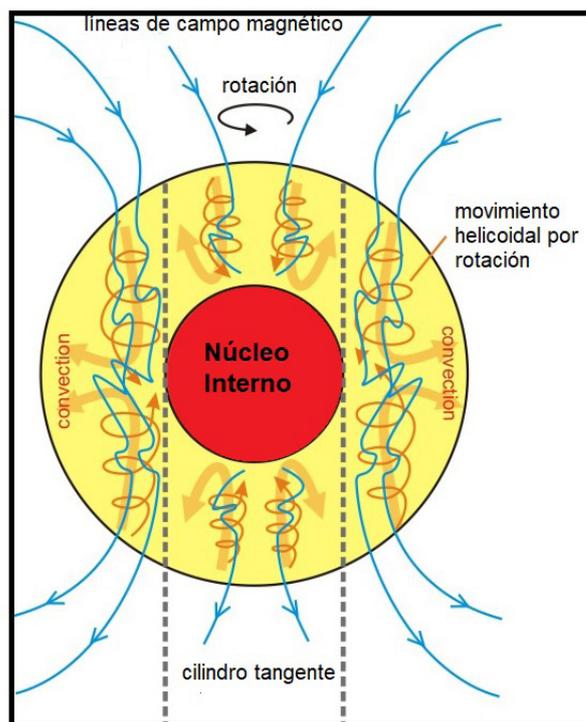


Figura 6: esquema simplificado de la generación del campo magnético en el Núcleo externo por rotación y convección. Modificado de <https://jolyastronomy.com/2014/03/29/magnetic-fields-its-purpose-on-earth/>

período del Precámbrico, que se extendió desde los 635 hasta los 541 millones de años, han hallado que el campo magnético en ese lapso habría sido extraordinariamente débil (véase por ejemplo Thallner et al., 2022). Según estos datos, en el Ediacarano la intensidad del dipolo magnético terrestre podría haber sido una décima parte de la actual. De hecho, esas determinaciones corresponden al lapso de campo magnético terrestre más débil que se ha registrado. Como se observa en la Figura 7, determinaciones en el Cámbrico, entre los 500 y 520 millones de años sugieren un paulatino ascenso en la intensidad.

Una edad tan joven para el NI tiene importantes implicancias para la historia térmica de la Tierra. De hecho, implica un origen muy caliente para la formación del Núcleo. Algunos modelos sugieren que, bajo esas condiciones, la base del Manto debería haber estado fundida durante parte del Arqueano (hace más de 2500 millones de años). Sin embargo, y más allá de que las observaciones sobre un campo magnético ultra débil a finales del Precámbrico parecen robustas, podrían no indicar la fecha del comienzo de formación del NI. Hawkins y colaboradores (2019) han encontrado que, durante el período Devónico, hace unos 370 millones de años, el campo magnético terrestre fue también muy débil, en valores que se aproximan mucho a los del Ediacarano. Llamativamente, en ambos casos el campo magnético de la Tierra habría experimentado muy frecuentes reversiones de polaridad. Cabe agregar aquí, que, durante el Jurásico, hace unos 170 millones de años, el campo magnético también experimentó muy frecuentes reversiones de polaridad y tuvo una intensidad, que sin alcanzar los mínimos del Ediacarano o el Devónico fue particularmente débil. A estos períodos, les siguieron, 50 a 70 millones de años después, tres lapsos de unos 20 a 40 millones de años de duración en que el campo magnético mantuvo una única polaridad. Se trata de los llamados “supercrones”, que existieron en el Ordovícico, iniciado hace unos 480 millones de años, el Carbonífero-Pérmico (300 millones de años) y el Cretácico (120 millones de años).

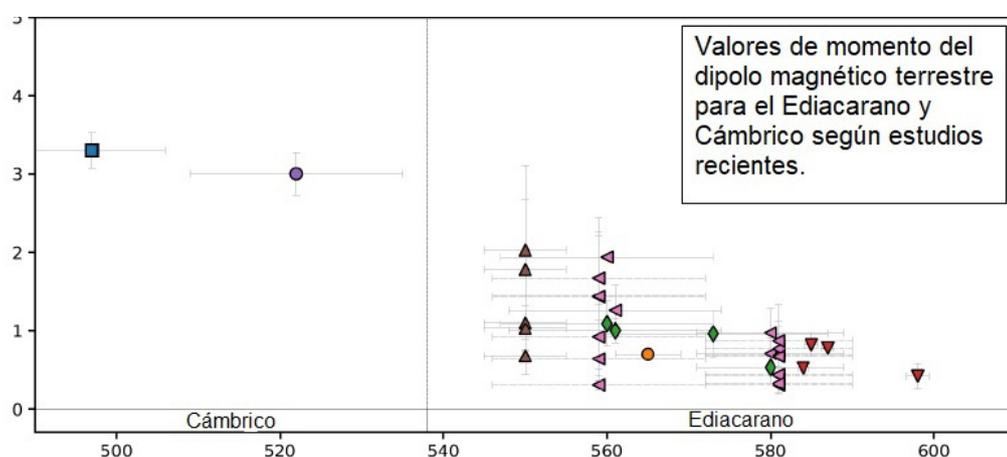


Figura 7: determinaciones recientes de paleointensidades en rocas volcánicas del Ediacarano y Cámbrico. Cada símbolo indica un estudio diferente. En el eje de abscisas se representa la edad en millones de años, en ordenadas la intensidad del dipolo magnético terrestre ($\times 10^{22}$ ampere/m²). Para comparación, el valor presente del dipolo magnético es de alrededor de 8×10^{22} ampere/m². Modificado de Thallner et al. (2022)

Es posible, entonces, que el planeta alterne períodos de campo magnético débil y alta tasa de reversiones con otros sin reversiones y campo mucho más intenso en ciclos de unos 200 millones de años, presumiblemente gobernados por los procesos de convección en el Manto que se producen en esa escala temporal. Debemos conocer mucho mejor la historia de nuestro campo magnético para hallar en él sin ambigüedades la señal de formación del NI.

Los geoneutrinos

Curiosamente, una posible respuesta a la pregunta que titula este artículo podría provenir de la física de partículas. Los neutrinos son partículas subatómicas con una masa extraordinariamente pequeña y que no tienen prácticamente interacción alguna con la materia. Se trata de una de las partículas más abundantes del universo, si bien su detección es compleja por su prácticamente nula interacción. Se producen principalmente por las reacciones nucleares en las estrellas. El estudio del flujo de neutrinos en la Tierra es una rama de la astronomía con fines cosmológicos. Dada la rareza de una interacción que permita detectar un neutrino se utilizan enormes recipientes de decenas de miles de toneladas de agua ultrapura ubicados a uno o más kilómetros de profundidad en la Corteza. Al interactuar con un positrón o un electrón, se genera un fotón, que puede ser multiplicado millones de veces mediante dispositivos fotomultiplicadores. Cada evento y sus características energéticas son entonces registrados.

El decaimiento radiactivo del uranio, torio y potasio genera antineutrinos (la antipartícula⁴ del neutrino). Éstos son llamados "geoneutrinos". Si se pudiera medir la cantidad de geoneutrinos que produce el Manto, estaríamos en condiciones de calcular cuánto calor radiactivo produce. Esto reduciría enormemente las incertezas sobre la tasa de enfriamiento general de la Tierra con efecto directo en la posible edad del NI.

Desde hace algo más de una década funcionan dos observatorios de geoneutrinos en el mundo. Uno en Italia, llamado Borexino, y otro en Japón, denominado KamLAND. La tecnología actual solo permite detectar geoneutrinos producto del uranio y el torio, pero no del potasio. Su identificación no es trivial. Por un lado, los eventos de geoneutrinos son extremadamente raros, menos de una decena al año en cada observatorio. Dado que los reactores nucleares también generan antineutrinos, aquellos provenientes de centrales nucleares relativamente cercanas a los observatorios deben ser cuidadosamente identificados y excluidos del conteo. Por otro lado, la mayor concentración de elementos radiactivos en la Corteza hace que se deban diferenciar geoneutrinos provenientes de ésta

⁴Todas las partículas que forman la materia poseen una partícula equivalente de antimateria. El caso tal vez más conocido es el positrón, que no es otra cosa que la antipartícula del electrón. A diferencia de éste, el positrón tiene carga positiva.

de aquellos del Manto. Esto se logra a partir de sofisticados modelos de la composición y espesores corticales en las “vecindades” (algunos cientos de km) de los observatorios. Por ello, debió transcurrir al menos una década de registro para que ambos observatorios alcanzaran a proveer valores de conteo de geoneutrinos con incertezas moderadas. Bellini y colaboradores (2021) publicaron recientemente el mayor trabajo de revisión sobre el tema y sobre los resultados de ambos observatorios. El conteo de geoneutrinos asignados al Manto en Borexino y KamLAND es llamativamente diferente. Mientras en el observatorio italiano es relativamente alto, en el japonés es significativamente menor, alcanzando apenas una cuarta parte del anterior. Considerados de manera directa, estos valores supondrían un cálculo de una alta producción radiactiva del Manto en Borexino, equivalente a 25 ± 11 terawatts, que subiría a 30 si se estima un 18% más de producción por desintegración del potasio (cuyos geoneutrinos son indetectables en los observatorios actuales). Esto implicaría que unos 38 de los 47 terawatts del flujo calórico superficial serían producto de la radiactividad del Manto y la Corteza y la pérdida de calor por enfriamiento del planeta sería pequeña, apuntando a un origen muy antiguo para el NI.

Sin embargo, si se consideran, además de los valores de Borexino, los de KamLAND para obtener un valor medio para el Manto, la producción radiogénica mantélica total (incluyendo el potasio) sería de 13 ± 7 terawatts, indicando que el calor liberado por el enfriamiento del planeta sería sustancialmente mayor y permitiendo un NI más joven.

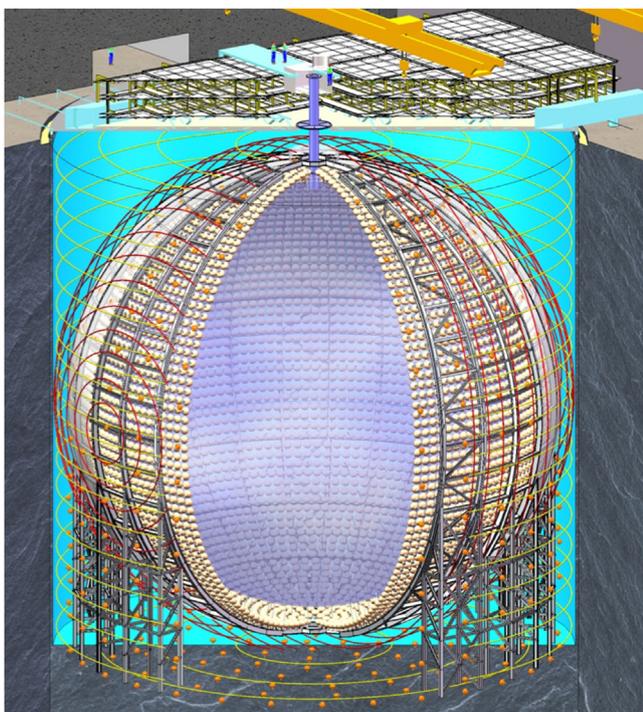


Figura 8: esquema del observatorio de neutrinos (y geoneutrinos) JUNO, en etapas finales de construcción en China. Figura obtenida de Cerna (2020)

Es obvio que la valiosa información provista por los dos observatorios de geoneutrinos es aún insuficiente para alcanzar determinaciones robustas y con incertezas pequeñas en cuanto al calor radiogénico del Manto. Varios desafíos al respecto podrían resolverse en la próxima década. Por un lado, un nuevo observatorio ha comenzado a funcionar recientemente en Canadá (Sudbury) y existen dos proyectos muy avanzados en China (JUNO y Jinping, figura 8). Por otro lado, está avanzando por parte de Japón la construcción de un observatorio de muchas menores dimensiones para ser ubicado en el fondo oceánico. Este podría ser un avance fundamental al reducir enormemente el aporte de geoneutrinos corticales. Es decir, mediría

mayoritariamente geoneutrinos mantélicos. Otros avances esperados son la posibilidad de determinar la dirección de proveniencia de los geoneutrinos y la expansión de los límites de detección a energías menores compatibles con la desintegración del potasio.

El proyecto de laboratorio subterráneo Andes, a construirse en el túnel del paso de Agua Negra que unirá la provincia de San Juan con Chile, incorpora un observatorio de neutrinos que incluye geoneutrinos. Se trataría del primer observatorio en el hemisferio sur. Previsto originalmente para comenzar a funcionar a mediados de esta década, sucesivas demoras, entre otras razones por decisiones políticas, han pospuesto su posible puesta en funcionamiento para no antes de 2030.

Conclusión

La edad en que comenzara a formarse el NI de la Tierra sigue sin conocerse. Según la evidencia y los modelos que se prioricen, éste podría ser casi tan antiguo como el propio planeta o no tener más de 600 millones de años. Los avances enormes en sismología, ensayos de alta presión y temperatura, modelados termodinámicos, estudios del paleocampo magnético y producción de geoneutrinos, todavía conducen a resultados contradictorios o ambiguos. El presumible avance en todas estas líneas en la presente década sugiere que el día en que podamos afirmar con confianza la edad del sector más profundo de nuestro planeta podría no estar muy lejano.

REFERENCIAS Y LITERATURA RECOMENDADA

ANZELLINI S, S BOCCATO. 2020. A practical review of the laser-heated diamond anvil cell for university laboratories and synchrotron applications. *Crystals*, 10(6): 459.

BELLINI G., K INOUE, F MANTOVANI, A SERAFINI, V STRATI, H WATANABE. 2021. Geoneutrinos and geoscience: an intriguing joint-venture. *La Rivista del Nuovo Cimento*, 1-105.

CERNA C. 2020. The Jiangmen Underground Neutrino Observatory (JUNO). *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*, 958: 162183.

DAVIES C, M POZZO, D GUBBINS, D ALFE. 2015. Constraints from material properties on the dynamics and evolution of Earth's core. *Nature Geoscience*, 8(9): 678-685.

DZIEWONSKI AM, DL ANDERSON. 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4): 297-356.

GEUNA S. 2019. Paleomagnetismo: Lo que las rocas saben (y cuentan) sobre el campo magnético de la Tierra. *Temas B&G NOA*, 9 (2): 45-52.

HAWKINS LMA, T ANWAR, VV SHCHERBAKOVA, AJ BIGGIN, VA KRAVCHINSKY, AV SHATSILLO, VE PAVLOV. 2019. An exceptionally weak Devonian geomagnetic field recorded by the Viluy Traps, Siberia. *Earth and Planetary Science Letters*, 506: 134-145.

HONGN F, V GARCÍA. 2011. Tectónica de placas: Teoría integradora de las ciencias de la Tierra. *TemasB&G NOA*, 1 (1): 21-31

KONOPKOVÁ Z, RS MCWILLIAMS, N GOMEZ PEREZ, AF GONCHAROV. 2016. Direct measurement of thermal conductivity in solid iron at planetary core conditions. *Nature*, 534(7605): 99-101.

LEHMANN I. 1936. P'. *Publications du Bureau central seismologique international, Serie A : Travaux scientifiques*, fasc. 14: 87-115.

MARESCHAL JC, C JAUPART. 2011. Energy Budget of the Earth. *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, 285-291.

TARDUNO JA, EG BLACKMAN, EE MAMAJEK. 2014. Detecting the oldest geodynamo and attendant shielding from the solar wind: Implications for habitability. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 233: 68-87.

THALLNER D, VV SHCHERBAKOVA, VG BAKHMUTOV, VP SHCHERBAKOV, GV ZHIDKOV, IB POLIACHENKO, AJ BIGGIN. 2022. New palaeodirections and palaeointensity data from extensive profiles through the Ediacaran section of the Volyn Basalt Province (NW-Ukraine). *Geophysical Journal International*, 231(1): 474-492.



Lorenzo Bardelli

Geólogo

Università degli Studi RomaTre (Dipartimento di Scienze della Terra)

Realizó su Doctorado en Ciencias Geológicas en la escuela de postgrado de la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Salta

Dirección: Dr. Marcelo Arnosio (IBIGEO, UNSa-CONICET)

Codirección: Dr. Raúl Becchio (IBIGEO, UNSa-CONICET)

Petrogénesis de magmas silíceos del Complejo Volcánico Cerro Blanco (Pleistoceno-Holoceno), Puna Austral, Provincia de Catamarca, NO Argentina

La zona volcánica de la Puna se caracteriza por una importante historia magmática y volcánica desde el Mioceno hasta el Reciente. Ignimbritas dacíticas/riodacíticas, de gran volumen, ricas en cristales y asociadas a la formación de calderas representan los productos principales del volcanismo de gran volumen (tipo “flare up”). A ellas se asocian estratovolcanes andesíticos/dacíticos típicos de la actividad volcánica estacionaria (tipo “steady-state”), productos riolíticos generalmente de pequeño/mediano volumen pobres en cristales (asociados tanto al régimen de alto flujo como al régimen estacionario) y centros volcánicos monogenéticos máficos regionalmente distribuidos en toda la Puna. En la porción sur de este plateau, en la provincia de Catamarca (NO de Argentina), existe un sistema riolítico joven (Pleistoceno-Holoceno), asociado a dos erupciones Plinianas, denominado Complejo Volcánico Cerro Blanco. Este complejo representa el único centro riolítico activo en esta región de los Andes Centrales argentinos y forma parte asimismo de la actividad volcánica prolongada de la Cordillera de San Buenaventura (Mioceno Tardío – Reciente). Productos caracterizados por diferentes grados de evolución (de andesitas basálticas a riolitas) fueron emitidos por una actividad sostenida en el tiempo (desde 9 Ma hasta ca. 4,000 ka). Los depósitos riolíticos del Complejo Volcánico Cerro Blanco están representados por la ignimbrita Campo de la Piedra Pómez (Pleistoceno Superior) y las rocas volcánicas del

Cerro Blanco (Holoceno), que representan volcanitas ácidas de pequeño y medio volumen.

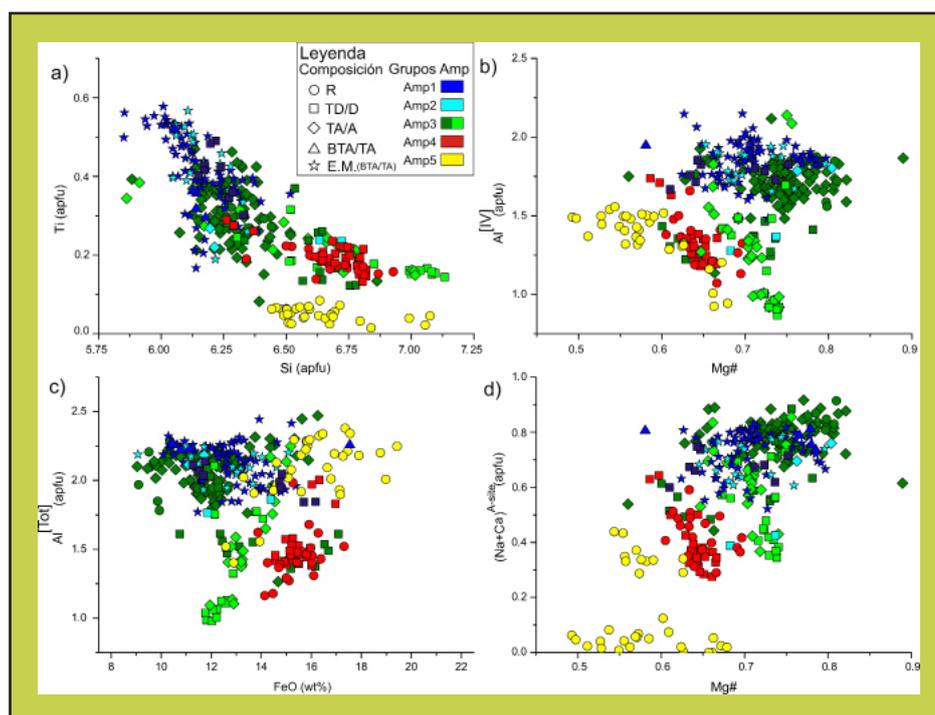
Estudios detallados de estratigrafía volcánica y volcanología física representan una base muy sólida para investigar los aspectos petrológicos/petrogenéticos, a los cuales esta tesis doctoral pretende contribuir. Se presentan en esta contribución, resultados petrológicos que integran la aplicación de diferentes técnicas de investigación (caracterización petrográfica, geoquímica, e isotópica de rocas, estudio con microsonda electrónica de fases minerales y vítreas, modelados termobarométricos, higrométricos, oxi-barométricos y petrogenéticos), agregando datos geológicos y petrológicos existentes en la literatura, con el objetivo de contribuir al conocimiento de la estructura de este sistema magmático y su evolución en los últimos nueve millones de años. Los resultados permitieron caracterizar el sistema riolítico actual existente debajo del Complejo Volcánico Cerro Blanco, el cual se caracteriza por la presencia de un reservorio de tipo mush cristalino entre ca. 2-10 km de profundidad. El mismo presenta niveles magmáticos verticalmente distribuidos en la corteza superior caracterizados por diferentes condiciones físicas. El sistema magmático asociado a la erupción ignimbrítica Campo de la Piedra Pómez representa la porción más profunda de dicho reservorio (ca. 10-7 km de profundidad), con temperaturas elevadas ($T \sim 780-950 \text{ }^\circ\text{C}$), contenidos en H_2O magmática $\geq 1.5 \text{ wt}\%$) y estados de oxidación en relación al buffer NNO entre + 1,2 y 2,1. Por el contrario, el sistema Cerro Blanco evolucionó en las porciones más superficiales (profundidad de ca. 2-6 km), con temperaturas entre ~ 700 y 850°C , contenidos de H_2O magmática relativamente elevados (hasta 4.5 wt%) y estados de oxidación en relación al buffer NNO entre + 0,72 y + 3,6. Una importante interacción entre magmas riolíticos y magmas máficos se ha inferido para el sistema Campo de la Piedra Pómez. Una cuantiosa y heterogénea población de enclaves máficos y pómez multi-bandeada testifica la ocurrencia de eventos locales de mezcla mecánica y posiblemente química entre magmas de diferente composición y temperatura.

Durante la investigación, se ha considerado en su conjunto el sistema de larga duración de la Cordillera de San Buenaventura. Los resultados obtenidos de los modelados termobarométricos y petrogenéticos aplicados, permitieron vincular la secuencia del volcanismo allí existente con las etapas evolutivas del sistema magmático de alimentación profundo en este sector de la Puna. La secuencia volcánica comenzó con la emisión de ignimbritas de composición riolítica (Grupo Agua Negra; 9.2-8.4 Ma) y riolítica/dacítica (Grupo Rincón; ca. 7.1-8.1 Ma), asociadas a condiciones de formación en la corteza media y superior (entre ca. 1 y 4.3 kbar) con temperaturas magmáticas pre-eruptivas respectivamente de ca. 700°C y 800°C . Estos eventos fueron sucesivamente remplazados por la emisión en el tiempo (ca. 7-1.4 Ma), de productos de composición intermedia (principalmente andesitas y dacitas), asociados a la actividad del Complejo Volcánico La Hoyada, que testimonian una disminución del contenido en sílice (i.e. grado de evolución) de los magmas emitidos.

En esta fase se completó el desarrollo de un sistema magmático cortical, con la construcción de un extenso reservorio vertical en la corteza media (entre ca. 4.5 y 8 kbar) y superior (entre ca. 1 y 4 kbar), con temperaturas magmáticas entre ca. 1150-800 °C, alimentado por ascensos de magmas desde los niveles corticales inferiores. Posteriormente a los 1.4 Ma, el volcanismo intermedio de la Hoyada fue substituido por actividad volcánica máfica, caracterizada por la emisión de esporádicas coladas lávicas y la formación de estructuras volcánicas mayoritariamente monogenéticas en el área de la Cordillera de San Buenaventura y sus alrededores. La combinación de las observaciones termobarométricas y de textura mineral, permitió inferir para estos magmas un ascenso en la corteza media y superior a través de niveles de estancamiento comparables con aquellos inferidos para el magmatismo previo (La Hoyada). Finalmente, la emisión de rocas máficas fue seguida por el regreso del volcanismo riolítico representado por el Complejo Volcánico Cerro Blanco, que constituye la fase actual de actividad volcánica en la Cordillera de San Buenaventura.

Los resultados obtenidos del modelado petrogenético, en donde se testeó una hipótesis de cristalización fraccionada, sugieren que las rocas intermedias y ácidas de la Cordillera de San Buenaventura pueden ser el resultado del fraccionamiento de un magma parental común (representado por una colada máfica de composición traquiandesítico-basáltica), considerando la cristalización de las fases minerales observadas (plagioclasa + hornblenda + magnetita + olivino \pm clinopiroxeno). Un aporte cortical moderado (asimilación y/o mezcla directa con rocas del basamento) para las riolitas holocenas del Cerro Blanco fue propuesto en trabajos recientes y encuentra una confirmación preliminar en la composición isotópica de Sr y Nd presentadas. Si se consideran las dinámicas magmáticas profundas, las rocas riolíticas del Mioceno Tardío (Agua Negra y Rincón) podrían representar las fases incipientes de la formación del reservorio magmático en la corteza inferior (zona de MASH), donde las condiciones relativamente frías de las rocas corticales favorecieron una intensa cristalización de los magmas de derivación mantélica (cristalización fraccionada de 50-70 %) y la consecuente formación de fundidos evolucionados. En una fase más avanzada de la evolución del sistema cortical, la relación entre las condiciones térmicas de la corteza y los aportes magmáticos favorecieron la emisión sostenida en el tiempo (duración de ca. 5.5 Ma) de productos con menor grado de diferenciación (principalmente andesitas y dacitas del Complejo Volcánico La Hoyada) y la consecuente construcción de la Cordillera de San Buenaventura en la superficie del plateau, reflejando una fase avanzada (madura) de la evolución del sistema MASH. Durante el Pleistoceno, la emisión de las rocas máficas con composiciones aproximadas a los líquidos parentales o a bajos grados de diferenciación (cristalización fraccionada <30%), puede indicar la etapa máxima de maduración del sistema de alimentación de la corteza, con el ascenso de magmas máficos desde la fuente profunda. En esta etapa, las condiciones reológicas y térmicas de la

corteza inferior-media pueden haber inhibido la evacuación de fundidos, favoreciendo en cambio el crecimiento del reservorio máfico profundo al asimilar y/o deformar la corteza hospedante. El regreso de la actividad riolítica en el Pleistoceno tardío/Holoceno testimonia la fase menguante del sistema de alimentación cortical, en donde las condiciones de intensa cristalización y diferenciación (cristalización fraccionada 52-68 %), vuelven a favorecer la emisión de productos ácidos como los del Complejo Volcánico Cerro Blanco, de manera similar al comienzo del ciclo volcánico en el Mioceno tardío. Pequeños/moderados aportes corticales (asimilación) se infieren a partir del análisis de las composiciones isotópicas de Sr y Nd en esta serie de rocas, cuyas relaciones no son comparables con las ignimbritas "corticales" de gran volumen y ricas en cristales tipo las del Cerro Galán. Estudios adicionales sobre la isotopía de las ignimbritas Agua Negra y Rincón, juntos a la aplicación de modelos petrogenéticos (tipo AFC) que consideren todos los productos de la Cordillera de San Buenaventura, permitirán en el futuro brindar un mayor conocimiento sobre la influencia petrogenética de la corteza en la evolución de este sistema magmático.



Composición de los anfíboles en las rocas de la Cordillera de San Buenaventura en los diagramas: a) Ti vs Si; b) Al[vi] vs Mg#; c) Al[Tot] vs FeO, y d) (Na+Ca)A vs Mg#.



Valeria E. Simón

Geóloga

Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales

Universidad Nacional de Córdoba

Realizó su Doctorado en Ciencias Geológicas en la escuela de postgrado de la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Salta

Dirección: Dr. Marcelo Arnosio (IBIGEO, UNSa-CONICET)

Codirección: Dr. Robert Trumbull (GFZ-Potsdam)

Codirección beca CONICET: Dr. Souza Valmir Da Silva (IG-Brasilia)

Petrología, alteración hidrotermal y mineralización del sistema porfídico (Au-Cu) Lindero, Puna Austral, Provincia de Salta, Argentina

El pórfido de oro Lindero ($25^{\circ}04'55''\text{LS}$, $67^{\circ}46'45''\text{LO}$) está ubicado en la Puna Austral, en el noroeste de Argentina. El depósito se centra en un complejo magmático formado por seis intrusiones subvolcánicas emplazadas en el margen sur de la cuenca de Arizaro, en la Formación Vizcachera. De acuerdo con las relaciones estratigráficas, el nivel de emplazamiento fue poco profundo, probablemente $<1,5$ km. El complejo comprende una unidad temprana-mineral (FPD), cuatro unidades inter-minerales (CPD1, Pbfd, CPD2 y DDP) y una unidad post-mineral (PMI).

Se reconocieron tres tipos de alteraciones: (i) alteración calco-sódica, la cual se restringe al área central del depósito y se caracteriza por la presencia de clinopiroxeno + magnetita + feldespato potásico + cuarzo + calcita \pm plagioclasa (albita y oligoclasa), (ii) alteración potásica, está ampliamente distribuida y es el principal tipo de alteración, se define por la ocurrencia de feldespato potásico + cuarzo + magnetita \pm biotita \pm anhidrita, y (iii) alteración clorita-calcita que se caracteriza por un arreglo simple de esos dos minerales.

Varios tipos de venillas típicas de los sistemas de pórfido están presentes en Lindero. A la alteración calco-sódica solo se asocian venillas de clinopiroxeno + magnetita \pm cuarzo, mientras que la alteración

potásica muestra una mayor variedad de venillas, las cuales varían desde venillas tempranas magnetita (tipo-M) y biotita (tipo-EB), pasando por diferentes generaciones de venas de cuarzo, hasta venas tardías de anhidrita. Las venas de cuarzo en Lindero incluyen tres generaciones de venas tipo-A y venas de cuarzo bandeado. De acuerdo con la proporción de magnetita, sulfuros (principalmente calcopirita y, en menor medida, pirita y escasa bornita) y anhidrita, las venas de cuarzo tipo-A se dividen en: (A1) cuarzo + magnetita, (A2) cuarzo + sulfuros y (A3) cuarzo + anhidrita + sulfuros. Las venas de cuarzo bandeado son características de los depósitos tipo pórfido de oro, y se distinguen por una alternancia simétrica de bandas claras y oscuras. Las mayores leyes del depósito se correlacionan muy bien con la distribución de la alteración potásica y de sus venillas asociadas de cuarzo. Las reservas probadas más probables de Lindero son 84.226 t con leyes promedio de 0,63 g/t Au y 0,11 % Cu.

Estudios previos asignaron a Lindero como un depósito tipo hierro-cobre-oro (iron oxide-copper-gold; IOCG) pero muchas características del yacimiento sugieren que es un depósito tipo pórfido de oro, las cuales incluyen: (i) la relación espacial y temporal entre los cuerpos intrusivos y la alteración, (ii) el patrón de distribución de la alteración, particularmente el pequeño volumen de roca afectada por alteración calco-sódica, y (iii) el estilo de mineralización rico en Au y pobre en Cu.

Las dataciones in-situ U/Pb SIMS en circón, tanto de la unidad más antigua (FPD), la intermedia (Pbfd) y la más joven (DDP), confirman la edad miocena del depósito. Las edades medias ponderadas de FPD y DDP son indistinguibles entre sí, con $15,36 \pm 0,13$ Ma y $15,47 \pm 0,11$ Ma, respectivamente. Las edades individuales de cada unidad varían en ~ 1 m.a. y el rango completo de edades es de $15,92 \pm 0,23$ a $14,44 \pm 0,33$ Ma, dentro del cual, las edades más jóvenes son consideradas como la mejor estimación de la edad de emplazamiento ($14,97 \pm 0,30$ Ma y $14,98 \pm 0,21$ Ma), por lo que se sugiere una corta duración del magmatismo de Lindero en torno a los 15,0 Ma. Dos edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas hidrotermales de la alteración potásica ($14,99 \pm 0,16$ Ma y $14,93 \pm 0,12$ Ma) indican que la alteración hidrotermal se inició prácticamente de manera simultánea con el emplazamiento de las unidades porfídicas.

Todas las unidades intrusivas son similares en mineralogía y geoquímica. Estas poseen textura porfídica de grano fino a medio (1 - 4 mm) con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno y escaso cuarzo (40-55 vol % de fenocristales) en una mesostasis microcristalina de cuarzo \pm feldespato potásico (0,02-0,07 mm), excepto en la unidad post-mineral, la cual tiene mesostasis criptocristalina. Los análisis de roca total de las muestras inalteradas revelan un estrecho rango de composición diorítica (58,6–61,9 % SiO_2) de la serie calco-alkalina rica en K para todas las unidades. Las características de los elementos traza (baja relación Ba/Nb, alto Nb) de los magmas de Lindero, indican una afinidad de retroarco, similar a los de la Puna Austral y distinta a la del arco de la Zona Volcánica Central (ZVC). Las

relaciones isotópicas de Sr y Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,706042$ a $0,706607$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512501$ a $0,512582$) de los intrusivos de Lindero son también similares a las rocas volcánicas del retroarco de la Puna Austral. Las relaciones de isótopos de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,79$ a $18,83$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,60$ a $15,63$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,66$ a $38,74$) se superponen con magmas tanto del retroarco como de la ZVC. El estrecho rango de edades, la asociación espacial y la uniformidad en la composición química e isotópica de las unidades de pórfido de Lindero, sugieren que todas derivaron de una fuente de magma común; la cual fue sometida a fraccionamiento y asimilación de corteza antes del emplazamiento, como lo sugieren las bajas concentraciones de Mg, Cr, Ni y Sr. Las unidades porfídicas de Lindero muestran similitudes geoquímicas e isotópicas con las de los depósitos tipo pórfido de oro en el Faja de Maricunga, Chile, y con los depósitos de pórfido de cobre ubicados en el retroarco de Argentina; sin embargo, difieren notablemente de los depósitos de pórfido de cobre dispuestos en el arco frontal de Chile, fundamentalmente por la falta de la firma tipo adakítica (alta relación Sr/Y).

El sistema de alimentación magmática de Lindero está definido por tres niveles de estancamiento principales emplazados a diferentes profundidades: (i) cámara magmática a nivel de corteza inferior (~ 28 km), caracterizada por temperaturas y presiones altas (medias ponderadas de 1100 ± 17 °C y $8,3 \pm 1,2$ kbar, respectivamente), (ii) cámara magmática intermedia a nivel de corteza media (~ 14 km) con temperaturas y presiones entorno a los 972 ± 17 °C y $3,7 \pm 0,6$ kbar, respectivamente, y (iii) cámara magmática a nivel de corteza superior (~ 7 km), en donde la temperatura ($860 \pm 8,6$ °C) y presión ($2,0 \pm 0,16$ kbar) del magma son menores. La fugacidad de oxígeno indica un magma relativamente oxidado ($f\text{O}_2$ media $-11,0$ con ΔNNO entre $+0,1$ y $+2,1$). El contenido de agua del magma aumenta desde la cámara profunda ($\sim 1,5$ %) hacia la superficial ($3,7$ % a $6,2$ %). Las texturas de desequilibrio (e.g., zonación inversa, escalonada, parches, superficies de reabsorción-disolución) que se observan en los fenocristales magmáticos primarios (plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno), indican la existencia de múltiples pulsos de recarga de magma menos evolucionado en Lindero. Estos pulsos favorecieron el ascenso de magmas de alta temperatura, relativamente oxidados y enriquecidos en agua, hasta niveles subvolcánicos (< 5 km) lo que contribuyó en la formación del yacimiento.

A partir de las diferencias geoquímicas entre las rocas porfídicas inalteradas y alteradas de Lindero, se observa un trend de alteración desde las rocas menos modificadas hasta rocas afectadas por alteración potásica intensa (~ 60 % minerales neoformados). El balance de masa de las rocas alteradas indica ganancias de Si, Fe, Al, Mg, Ca y K, con conservación del Na, que implican un cambio de masa general de ~ 8 vol % en la alteración calco-sódica y un cambio de entre ~ 8 y 10 vol % en la alteración potásica debido a considerables ganancias de Si, Fe, Na y K. El estilo de mineralización rico en Au y pobre en Cu de Lindero es reflejado por la presencia de escasos sulfuros primarios (< 1 vol %; calcopirita + pirita \pm bornita),

los cuales frecuentemente están asociados con magnetita (promedio=2,3 vol %; máximo=10 vol %) y oro nativo. El Au es el principal mineral de mena de Lindero, el cual ocurre como granos anhedrales (2 a 10 μm) comúnmente en aleación con Ag. La mayor parte del Au se relaciona con la alteración potásica, en donde está presente como: (i) granos libres en la mesostasis alterada, (ii) inclusiones dentro de cristales de calcopirita y (iii) como mineral constituyente en venas tipo-A. Una proporción menor de Au se asocia a la alteración calco-sódica.

Cuatro tipos de inclusiones fluidas están presentes en las venas de cuarzo (tipo-A y venas de cuarzo bandeado) asociadas a la alteración potásica en Lindero: (i) inclusiones hipersalinas anhidras, las cuales se caracterizan por un denso empaquetamiento de minerales hijo (principalmente cloruro de Fe, silvita, halita, anhidrita y hematita), una burbuja deformada y por la ausencia de fase líquida, (ii) inclusiones con halita que contienen líquido, una burbuja de vapor y un cristal hijo de halita, (iii) inclusiones acuosas bifásicas que incluyen una fase líquida y una vapor, y (iv) inclusiones ricas en vapor (>90 vol % de vapor). Cada tipo de inclusión está vinculado con una etapa única dentro de la evolución hidrotermal del depósito, las cuales pueden resumirse en tres etapas principales. La etapa 1 es la fase principal de mineralización y se caracteriza por la presencia de inclusiones ricas en vapor que coexisten con inclusiones hipersalinas anhidras. El fluido atrapado por este último tipo de inclusión era una salmuera altamente salina (~90 % NaCl eq.), caliente (temperatura de homogeneización a líquido, $Th_L > 680\text{ }^\circ\text{C}$ y comúnmente $Th_L > 1000\text{ }^\circ\text{C}$), rica en Na, K, Fe y Cl, de origen predominantemente magmático, la cual era portadora de mineralización de Au (+ Cu \pm Ag \pm Mo). Las dos etapas posteriores, que involucran fluidos más fríos ($Th_L < 300\text{ }^\circ\text{C}$) y salinidades gradualmente más bajas (desde 36,1 hasta 0,2 % NaCl eq.), están representadas por las inclusiones con halita e inclusiones acuosas bifásicas (etapas 2 y 3, respectivamente). Las inclusiones hipersalinas anhidras representan el fluido parental de formación más probable de la alteración potásica de Lindero. La formación de este tipo poco común de inclusión desempeñaría un papel clave en el transporte y la precipitación del Au en los depósitos de pórfido poco profundos.



Vista general del depósito porfídico Lindero, Puna Austral, Salta

TEMAS DE BIOLOGÍA Y GEOLOGÍA DEL NOA

Revista de Divulgación Científica del Instituto de Bio y Geociencias

Volumen 12, Número 2 Agosto 2022

I B I G E O

IBIGEO INSTITUTO DE BIO Y
GEOCIENCIAS DEL NOA

<https://ibigeo.conicet.gov.ar/>

CCT-Salta-Jujuy

9 de julio 14

Rosario de Lerma-4405 (Salta)

República Argentina

Tel: 54 (0) 387 4931755

ibigeotemas@gmail.com