

Universidad Nacional de Río Negro

Sede Alto Valle - Valle Medio

Trabajo final de Licenciatura en
Geología



**ANÁLISIS PETROGRÁFICO Y POR SEM-EDS
DE LA MINERALIZACION SECUNDARIA DE URANIO EN EL BASAMENTO DEL DEPÓSITO
IVANA (U-V), MACIZO NORDPATAGÓNICO, RÍO NEGRO**

Autor: Bruno Damián Andrenacci

Director: Dr. Pablo Diego González

Co-Director: MSC Ariel Martin Testi

Año 2023

Imagen SEM de cristales de carnotita

INDICE GENERAL

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

ABSTRACT

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos

2 ANTECEDENTES

2.1 Antecedentes geológicos

2.2 Antecedentes mineros

3 MARCO GEOLÓGICO

3.1 Mineralización

4 MATERIALES Y MÉTODOS

4.1 Trabajos de gabinete previos al campo

4.2 Trabajos de campo

4.2.1 Muestreo en el galpón de testigos

4.2.2 Muestreo en campo

4.3 Trabajos de gabinete posteriores al campo

4.3.1 Preparación de muestras

5 RESULTADOS

5.1 Mapas

5.2 Secciones geológicas 2D

5.3 Descripción petrográfica del cutting

5.3.1 Granitos

5.3.2 Metamorfitas

5.4 Descripción petrográfica de muestras de afloramientos

5.4.1 Target Maria

5.4.2 Target CAL 38

5.5 Microscopía electrónica SEM-EDS

6 DISCUSIÓN E INTERPRETACIONES

6.1 Análisis petrográfico

6.2 Minerales de U en el basamento del depósito

6.3 Agentes reductores y precipitación de minerales de U en el regolito y basamento

6.4 Fuente de U del depósito y relación con el basamento ígneo-metamórfico

6.5 Control estructural y mineralización

7 CONCLUSIONES

8 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación del proyecto Amarillo grande en la provincia de Rio Negro, con el área del prospecto Ivana conformado por alrededor de 6.700 ha; y los demás prospectos denominados Santa Bárbara, Anit y Bajo Valcheta. Modificado de Kuchling et al. (2019).

Figura 2. Mapa de ubicación de los principales componentes geológicos que involucran al Proyecto Amarillo Grande y al depósito Ivana. Basado en Gregori et al. (2008, 2016).

Figura 3. Mapa geológico del extremo Noreste del Macizo Nordpatagónico. Basado en Caminos (2001), Gozalvez (2010) y Thorson (2019).

Figura 4. Fotografías tomadas en campo. a), b) y c) basamento metamórfico. d), e) y f) basamento ígneo.

Figura 5. Mapa de ubicación del total de sondajes RC perforados en el prospecto Ivana, indicando la litología de basamento perforada, aquellos que no interceptaron basamento, los muestreados para esta tesis y la ubicación de las calicatas muestreadas. No se incluyó la grilla de coordenadas geográficas por cuestiones de confidencialidad.

Figura 6. Mapa geológico del basamento aflorante dentro y en los alrededores del prospecto Ivana y lineamientos locales más significativos. Elaborado en base a imágenes del tipo Landsat 8 composición RGB 752, información suministrada por MCA y en base a Gozalvez (2010).

- Figura 7.** Mapa estructural de subsuelo elaborado con las coordenadas (XY) y cotas estructurales (Z) de los sondajes RC perforados en Ivana. No se incluyó la grilla de coordenadas geográficas por cuestiones de confidencialidad.
- Figura 8.** Mapa de anomalía geoquímica de U en el basamento del depósito Ivana. No se incluyó la grilla de coordenadas geográficas por cuestiones de confidencialidad.
- Figura 9.** Mapa integral donde se combinaron las capas de litología y estructuras en superficie, estructura en subsuelo y anomalía geoquímica de U del basamento. No se incluyó la grilla de coordenadas geográficas por cuestiones de confidencialidad.
- Figura 10.** Mapa de ubicación de secciones. No se incluyó la grilla de coordenadas geográficas por cuestiones de confidencialidad.
- Figura 11.** Secciones 2D del depósito Ivana remarcando su basamento e incluyendo curvas de isovalores en ppm de U.
- Figura 12.** Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-23. a) y b) Cutting metro 7-8. c) Detalle cristal de biotita (bt) Alterada.
- Figura 13.** Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-27. a) y b) Cutting metro 6-7. c) Cutting del metro 3-4 con patinas de MU-1.
- Figura 14.** Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-52. a) y b) Cutting. c) Cristales de cuarzo y feldespato potásico con pátinas de óxidos de hierro (ox) y cristales diseminados de magnetita (mt). d) Fragmentos de filitas gris verdosa señalizados con flechas negras.
- Figura 15.** Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-57. a) y b) Cutting. c) Pseudomorfos de titanita (ps ttn) con relleno silíceo entre los constituyentes primarios. d) Líticos de cuarzo ahumado (qz ahm).
- Figura 16.** a) y b) Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-88.
- Figura 17.** Fotografías con lupa binocular del cutting de los sondajes a) y d) AGI-99, b) y e) AGI-100 y c) y f) AGI-120. g), h) y i) Pátinas aisladas de MU-1 observadas en el sondaje AGI-100.
- Figura 18.** a) y b) Fotografías con lupa binocular del cutting de los sondajes AGI-168 y AGI-249 respectivamente. c) Detalle de una de las pátinas observadas de MU-1 sobre cristales de cuarzo del cutting del sondaje AGI-168.
- Figura 19.** Fotografías con lupa binocular del cutting de los sondajes AGI-283 (a y b), y AGI-367 (c y d).
- Figura 20.** Fotografías con lupa binocular de pátinas y fracturas rellenas de MU-1 (indicadas con líneas de trazo negra) en el cutting del sondaje AGI-283. a), b) y c) Pátinas de MU-1 en cristales de cuarzo, d) Pátinas de MU-1 en cristal de biotita (bt). e), f), g) y h) Fracturas rellenas de MU-1 en cristales de cuarzo y feldespatos.
- Figura 21.** Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-14 metro 16-17 y 20-21. a) y b) Cutting. c) Fragmento de cutting con pátina de óxidos de hierro y motas de materia orgánica (mo). d), e) y f) Fragmento de cutting con pátina de MU-1 (indicadas con líneas de trazos negra), óxidos de hierro (ox) y materia orgánica (mo).
- Figura 22.** a), b) y c) Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-92. d) Fragmentos angulosos de cuarzo.
- Figura 23.** a) y b) Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-196. c) Detalle microvenillas de cuarzo (línea de trazos amarilla). d) Detalle fragmentos angulosos de cuarzo.
- Figura 24.** a) y b) Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-202. c) Detalle microvenillas de cuarzo (línea de trazos). d) Detalle pátina de óxidos (línea de trazos).

Figura 25. Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-213 metro 20-21. a) Fotografía cutting, b) Fragmento de filita porfidoblástica (se indica con flechas negras los porfidoblóstos (pfd)), c) Superficie de filita con agregados de pirita (py).

Figura 26. Fotografías con lupa binocular de las muestras de Maria Target. a), b) y c) Cutting, d) Fractura en cristal de cuarzo, e), f) y g) Fragmentos de granito con pátinas de MU-2 (indicadas en línea de trazos negra) h) Fragmentos de granito con MU-2 examinados bajo UV larga.

Figura 27. Fotografías con lupa binocular de las muestras de CAL38. a) Detalle cutting, b), c) y d) Fragmentos de meta-arenitas con pátinas de MU-1 (líneas de trazo negro).

Figura 28. Imágenes SEM y espectrograma EDS de MU presentes en forma de pátinas sobre minerales primarios del granito del sondaje AGI-283 metro 9-10. a) Pátinas de MU sobre cristal de feldespato (Fd) y sobre cristal de biotita (Bt). La línea de trazos blanca limita el contacto entre estos últimos. b) y d) Detalle cristales MU. c) Espectrograma EDS realizado en una de las pátinas con MU.

Figura 29. a), b) y c) Imágenes SEM y d) Espectrograma EDS de MU presentes en fracturas de cristales de cuarzo y feldespatos del granito del sondaje AGI-283 metro 9-10.

Figura 30. a) y b) Cristales de biotita alterada a clorita vistos en MEB. c) Espectrograma EDS realizado en los mismos cristales.

Figura 31. Imágenes SEM, mapeos y espectrograma EDS de los MU observados en las filitas del sondaje AGI-14 metro 16-17. a), b) y c) Imágenes SEM (la línea de trazos amarilla en a) indica la ubicación de agregados de grafito). d) y e) Mapeos EDS y f) Espectrograma EDS realizado en uno de los cristales.

Figura 32. Imágenes SEM y espectrograma EDS en cutting de filitas porfidoblásticas. a) y b) Imágenes SEM de pirita framboidal (línea de trazos amarilla), c) Imagen SEM de motas de materia orgánica y d) Espectrograma EDS de motas de materia orgánica.

Figura 33. Imágenes SEM y espectrograma EDS de MU de las muestras de la calicata Maria Target. a), b), c) y g) MU-MEB-1. d), e), f) y h) MU-MEB-2. i) Imagen SEM de cristales de apatito.

Figura 34: Comparación entre los MU observados bajo lupa binocular y en el SEM, con las propuestas de las especies minerales sugeridas en este trabajo.

Figura 35. Mapa geológico del basamento aflorante dentro y en los alrededores del prospecto Ivana, con datos geoquímicos de U publicados por Pankhurst et al. (2016) y Gozálvez (2010).

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Sondajes muestreados indicando el intervalo de metro, tipo de muestra y litología. Basamento hace referencia a roca fresca.

Tabla 2. Detalles de las muestras extraídas de las calicatas CAL 38 y MARIA.

Tabla 3. Muestras seleccionadas para análisis con MEB.

AGRADECIMIENTOS

A todos los integrantes de mi familia y en especial a mi tío Raúl, que desde el primer día me apoyo y motivó siempre con la idea de estudiar esta apasionante carrera.

A mis amigos de V. Regina y de la Universidad Nacional de Río Negro, por el apoyo incondicional y en todo momento.

A todos los integrantes que conforman Minera Cielo Azul y en especial a Ariel, Gastón, Guillermo, José Maria, Lucia y Sebastián. Gracias por ser mis mentores y enseñarme a hacer minería responsable.

A los muchachos de Valcheta, por su compañerismo y su gran apoyo durante las campañas.

A Pablo Rolando, por todo su apoyo a la hora de elegir el tema de esta tesina.

A mi director de Tesis Pablo González, por guiarme y ayudarme en todo momento a lo largo de este proceso.

A Martín Parada, por su gran ayuda a la hora de preparar e interpretar las muestras.

A Osvaldo Lopez, por su ayuda a la hora de darme una mano con la traducción del resumen.

A todos los que aportaron de alguna u otra manera durante todos estos años, gracias.

RESUMEN

El objetivo esencial de este trabajo final de licenciatura (Geología-UNRN) es estudiar las características petrográficas de la mineralización secundaria de uranio en el basamento ígneo-metamórfico del depósito Ivana (U-V), ubicado en el extremo noreste del Macizo Nordpatagónico, Río Negro. Dicho basamento, está conformado por granitos del Complejo Plutónico Navarrete (Pérmico) y rocas metamórficas de la Formación Nahuel Niyeu (Cámbrico). En el subsuelo y en superficie, además, se desarrolla una cubierta de regolito sobre estas rocas.

Para el estudio se utilizaron los *cuttings* de perforaciones RC, datos geológicos, geofísicos y geoquímicos de pozos y calicatas, todos suministrados por la empresa Minera Cielo Azul. Se elaboraron mapas y secciones 2D y se realizaron descripciones petrográficas del *cutting* de los granitos, filitas y meta-areniscas y de la mineralización secundaria de uranio hospedante, con microscopio estereoscópico (lupa binocular). El análisis mineralógico-textural del conjunto fue complementado con estudios de microscopía electrónica de barrido (MEB).

En base al análisis integral de los datos petrográficos y de MEB, se logró determinar que las rocas del basamento y principalmente el regolito del depósito Ivana, están mineralizados con especies minerales de uranio, en adelante MU, representadas por vanadatos, silicatos y carbonatos. En este sector del depósito, se identificaron algunos elementos como óxidos de hierro, minerales arcillosos y componentes de origen orgánico que habrían actuado como agentes reductores en la precipitación de uranio en solución, constituyendo así un frente redox y permitiendo la mencionada mineralización. Dicho proceso se habría favorecido por un control estructural presente en el basamento, que permitió la circulación y acumulación de aguas subterráneas ricas en iones de uranio en sectores con mayor porosidad y permeabilidad.

Finalmente, se discute la posibilidad de una fuente mixta para el U del depósito Ivana, compuesta por las rocas ígneo-metamórficas del basamento y las tobas de otras unidades geológicas asociadas con la cobertura sedimentaria.

Palabras clave: basamento, depósito Ivana, Macizo Nordpatagónico, mineralización secundaria de uranio, Río Negro.

ABSTRACT

The essential objective of this final first degree project (Geology-UNRN) is to study the petrographic features characteristics of secondary uranium mineralization in the igneous-metamorphic basement of the Ivana (U-V), deposit located in the extreme northeast of the North Patagonian Massif, Río Negro. This basement is made up of granites from the Navarrete Plutonic Complex (Permian) and metamorphic rocks from the Nahuel Niyeu Molding (Cambrian). In the subsoil, in addition, a regolith cover develops on these rocks.

For this study, it was used the rock cutting From air reverse (RC) drilling holes, as well as geological, geophysical and geochemical data From the holes and sampling pits; information supplied by the Minera Cielo Azul company. Maps and 2D sections, were prepared and petrographic descriptions of the *cutting* of the granites, phyllites and meta-sandstones and of the uranium-bearing secondary mineralization, with a stereoscopic microscope (magnifying glass lens). The mineralogical-textural analysis of the set was complemented with scanning electron microscopy studies (SEM).

Based on the comprehensive analysis of the petrographic and SEM data, it was possible to determine that the basement rocks, and preferently their regolith, at the Ivana deposit are mineralized with uranium mineral species, hereinafter MU, represented by vanadates, silicates and carbonates. In this sector of the deposit, some elements were identified such as iron oxides, clay minerals and components of organic origin that would have acted as reducing agents in the precipitation of uranium in solution, establishing a redox front and allowing the aforementioned mineralization. That process would have been favored by a structural control present in the basement, which allowed the circulation and accumulation of groundwater rich in uranium ions in sectors with greater porosity and permeability.

Finally, it is discussed the possibility of a mixed source for the U of the Ivana deposit, composed of the igneous-metamorphic rocks of the basement and the tuffs of other geological units associated with the sedimentary cover.

Keywords: basement, Ivana deposit, Patagonian Massif, secondary uranium mineralization, Rio Negro.

1-INTRODUCCIÓN

El depósito Ivana de uranio y vanadio, es el prospecto más avanzado del Proyecto Amarillo Grande, ubicado en el centro-este de la Provincia de Río Negro y extremo noreste del Macizo Nordpatagónico. La empresa de exploración Canadiense Blue Sky Uranium Corp, en adelante BSK, a través de la subsidiaria local Argentina, Minera Cielo Azul S.A, en adelante MCA, ha realizado trabajos de exploración desde el año 2006 en Amarillo Grande, definiendo además de Ivana, tres prospectos más denominados Santa Barbara, Anit y Bajo Valcheta (Kuchling et al. 2019).

El depósito Ivana comprende mineralización de uranio y vanadio sub-aflorante en el extremo sur del Proyecto Amarillo Grande (Pensado et al. 2020), representada por carnotita diseminada mayoritariamente en niveles tobáceos o en areniscas muy finas a medias de la Formación Chichinales (Oligoceno superior-Mioceno medio), depositadas en discordancia sobre el basamento ígneo-metamórfico de la región y/o (en) las sedimentitas rojas del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) (Kuchling et al. 2019).

Al momento de inicio de este trabajo, en Ivana se habían perforado 488 pozos de exploración mediante aire reverso (RC) a una profundidad promedio de 15,6 m, interceptando los niveles inferiores y medios de la Formación Chichinales conformados por areniscas y tufitas con mineralización de uranio, representada esta última por vanadatos, minerales primarios y secundarios alterados. Por debajo de los sedimentos, la gran mayoría de estos sondajes interceptaron un basamento conformado por rocas ígneas (graníticas) y metamórficas (filitas y esquistos) que también presentan mineralización de uranio en fracturas y en su regolito.

En el depósito es posible diferenciar dos zonas superpuestas de mineralización de uranio, una superior y otra inferior. En la superior predomina la mineralización oxidada y en la inferior una mineralización primaria parcialmente oxidada (Kuchling et al. 2019). En esta última sección, el mineral más abundante es una variación de cofinita, $U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4-x}$, cuyo contenido en sílice no se corresponde con la composición teórica según los análisis con microscopía electrónica de barrido y QEMSCAN® (Arce, 2017 y Creighton, 2018). Por otro lado, ~90% del uranio en el depósito Ivana está presente como U^{6+} (Carlevaris, 2017), confirmando que la mineralización de la sección inferior se encuentra en proceso de oxidación (Pensado et al. 2020). La mineralogía de

todos los minerales secundarios en Ivana no a sido completamente determinada (Kuchling et al. 2019).

El depósito Ivana muestra similitudes con otros depósitos de uranio estudiados a nivel mundial, presentando características de los tipos superficial y en areniscas. La mineralización en superficie es similar a la de los depósitos superficiales de Australia (Yeelirrie) y Namibia (Langer-Heinrich). En el nivel mineralizado inferior, existe un proceso de oxidación de la mineralogía primaria que se relaciona a un frente de óxido reducción (o frente redox) como en los depósitos en areniscas de la meseta del Colorado de Nuevo México (distrito Grants). Por la distribución de la mineralización y su relación con el basamento, suma características de los subtipos canal basal y *roll front*, como Blizzard de Canadá y Inkai de Kazajstán respectivamente (Pensado et al. 2020; Kuchling et al. 2019).

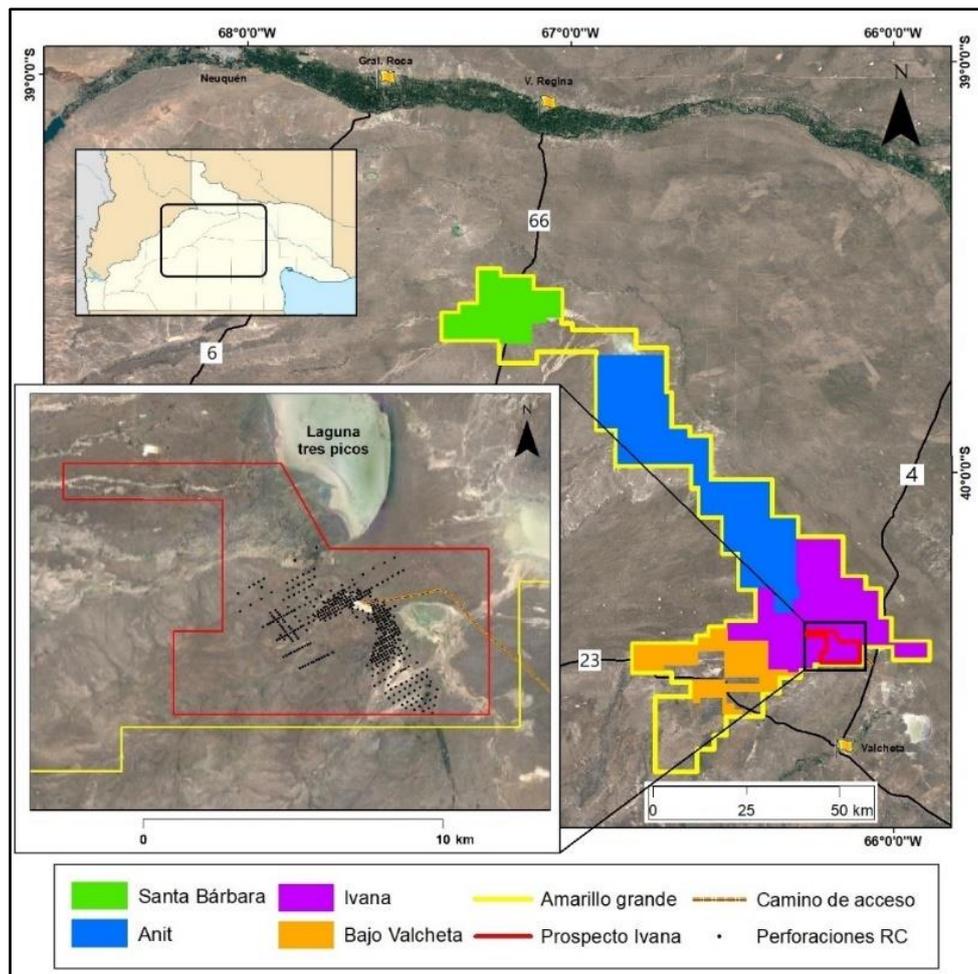


Figura 1. Mapa de ubicación del proyecto Amarillo grande en la provincia de Río Negro, con el área del prospecto Ivana conformado por alrededor de 6.700 ha; y los demás prospectos denominados Santa Bárbara, Anit y Bajo Valcheta. Modificado de Kuchling et al. (2019).

1.1-Objetivos

Este trabajo final de grado tiene como objetivo principal realizar un estudio mineralógico, textural y composicional de la mineralización de uranio en el regolito y rocas frescas del basamento ígneo-metamórfico del depósito Ivana. Se analizará y describirá la petrografía del cutting de las muestras de rechazo de pozo de las perforaciones realizadas, usando microscopio estereoscópico (lupa binocular) y complementándolo con imágenes y análisis generados con microscopio electrónico de barrido (MEB).

Para alcanzar el objetivo general propuesto se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Caracterizar la mineralización de uranio presente en las rocas de basamento.
- Analizar los controles geológicos tanto locales como regionales (estructural, entrapamiento, alteración) del sustrato hospedante y como influyeron los distintos tipos de roca de basamento en la mineralización de uranio.
- Documentar la presencia de las rocas que conforman el basamento regional, y la importancia geológico-económica en relación al depósito Ivana.

2-ANTECEDENTES

2.1-Antecedentes geológicos

Los primeros estudios sobre la composición detallada y distribución regional del basamento cristalino en el norte de la Patagonia fueron realizados por Wichmann (1919 a, b), Feruglio (1949), Croce (1956), Sesana (1974), Nuñez et al. (1975) y Caminos (2001).

Caminos (1983) propone la definición Complejo Yaminué para aquellas rocas que conforman el basamento ígneo-metamórfico de mediano a alto grado metamórfico aflorantes al oeste de la localidad de Valcheta, distinguiendo el basamento de bajo grado metamórfico al que denomina Formación Nahuel Niyeu, apareciendo sus mejores afloramientos al sur de la localidad que lleva su nombre. Caminos y Llambías (1984) hacen una síntesis sobre la litología y estructura de estas unidades, y estudios más precisos están en los trabajos de Caminos et al. (1994), Chernicoff (1994), Chernicoff y

Caminos (1996 a, b) y Caminos, (2001). En la Formación Nahuel Niyeu, Linares et al. (1990) realizaron estudios en detalle de su edad radimétrica y Cagnoti et al. (1993) sobre sus características petrográficas y geoquímicas. Ambas formaciones fueron documentadas y mapeadas en detalle en la Hoja Geológica 4166-1 Valcheta (Caminos, 2001).

En base a trabajos geocronológicos, Varela et al. (2001) y Basei et al. (2002) proponen que el Complejo Yaminué está conformado mayormente por grandes plutones carboníferos (300 Ma) interpretados por Llambías et al. (2002) como granitoides de arco magmático, deformados y metamorizados (Gozalvez, 2009).

Llambías et al. (2002) describen en detalle las unidades presentes en el Complejo Yaminué, con el objetivo de resaltar la importancia de la deformación neopaleozoica al norte de la Patagonia y sur de la Pampa, comparándola con la deformación coetánea de la Cordillera Frontal y Bloque San Rafael.

Durante el Neopaleozoico la región del Macizo Nordpatagónico fue afectada por un extenso ciclo eruptivo Gondwánico (Llambías et al. (1984) reconociéndose importante actividad durante el Carbonífero, representada por plutones deformados, y el Pérmico, con plutones no deformados. Los plutones carboníferos se circunscriben a la región occidental, donde se ubica el Complejo Yaminué, mientras que los plutones no deformados se distribuyen en toda la región intruyendo al Complejo Yaminué y la Formación Nahuel Niyeu (Gozalvez, 2009b).

López de Luchi et al. (2010) estudiaron las estructuras internas de algunos de estos plutones del Paleozoico Tardío emplazados en el Complejo Yaminué y en la Formación Nahuel Niyeu, por medio de análisis detallados de microestructuras y fábricas magnéticas, lo que les permitió realizar interpretaciones sobre la evolución tectónica regional del Paleozoico Tardío en el norte de la Patagonia.

Gozalvez (2010), estudió las secuencias eruptivas gondwánicas en el área de Valcheta y alrededores del sector centro este del Macizo Nordpatagónico, proponiendo un modelo metalogénico para las mineralizaciones metalíferas y de fluorita.

Chernicoff et al. (2013) contrastando datos geológicos e isotópicos, identifica el Complejo Yaminué dentro del bloque alóctono al terreno Patagonia, denominado La Esperanza-Yaminué.

Trabajos más recientes y detallados de Greco et al. (2015 y 2017) de la Formación Nahuel Niyeu en los alrededores de la localidad de Aguada Cecilio se centraron en la cartografía estructural, análisis metamórfico y descripciones de las rocas meta-ígneas asociadas. Los resultados junto con las edades de U-Pb y datos geoquímicos, permitieron caracterizar el entorno tectónico de la región durante el Cámbrico-Ordovícico y la evolución tectónica del norte de la Patagonia durante el Paleozoico temprano.

2.2-Antecedentes mineros

La primera exploración de uranio registrada en la provincia de Río Negro, corresponde a la efectuada por la Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA) en el año 1967 en una pequeña área al occidente de la localidad de El Cuy. Se desconocen los detalles de este trabajo (Kuchling et al. 2019).

En 2006, el geólogo Jorge Berizzo junto a un equipo de exploración, recorrió las secuencias del margen sureste de la Cuenca Neuquina sobre la Ruta Provincial N°66 al norte de Río Negro, identificando por primera vez la ocurrencia de mineralización de uranio en la provincia. Posteriormente, la empresa privada, Argentina Uranium Corporation, en adelante AUC, reclamó derechos de exploración a lo largo de casi 500.000 ha, en donde se identificaron dos áreas prospectivas denominadas Anit y Santa Bárbara (Kuchling et al. 2019).

En 2008, BSK adquiere todas las acciones de AUC sobre las propiedades iniciando un intenso programa de exploración que incluyó estudios radiométricos transversales de superficie transportados por vehículos, aéreos, estudios de suelo con gas radón, calicatas y perforaciones poco profundas. Este programa permitió expandir Anit y Santa Bárbara. En 2010 un segundo estudio radiométrico aéreo mostró múltiples anomalías radiométricas de Uranio equivalente con una tendencia NO-SE. Siguiendo la anomalía SE de mayor relevancia, se definió una nueva área de prospección denominada Ivana. Por consiguiente, BSK llevó a cabo seguimiento de anomalías aéreas transportadas con scintilómetros de mano, estudios hidrogeoquímicos en pozos de agua y jagüeles de campos cercanos y muestreo de calicatas y perforaciones, que permitieron en 2011 detectar importantes anomalías radiométricas terrestres, mineralización de Uranio a través de carnotita y así ampliar los cateos de Ivana (Kuchling et al. 2019).

A principios de 2012, BSK firma acuerdos con la empresa estatal francesa AREVA Mines Company con el objetivo de llevar a cabo trabajos de exploración en forma conjunta, que incluyeron mapeos, estudios geofísicos y perforaciones con diamantina en el suroeste y norte de Ivana, área denominada Bajo Valcheta (Lescuyer, 2011). Dicho acuerdo prevaleció hasta el año 2014. Los 11 sondajes de diamantina realizados por AREVA no tuvieron éxito a la hora de descubrir horizontes mineralizados con uranio (Busandri, 2013), pero permitieron obtener información sobre la geología regional y local del área de exploración. Por otro lado, los levantamientos geofísicos dipolo-dipolo (IP) identificaron capas superficiales de baja resistividad-baja conductividad (Kuchling et al. 2019).

En 2016, BSK realizó una revisión de todos los trabajos de exploración llevados a cabo en el Proyecto Amarillo Grande, empezando por prospectos Anit y Santa Bárbara, lo que permitió tener una comprensión del modelo geológico planteado del sistema U-V en todo el proyecto, con el enfoque principal en Ivana. La posterior implementación de diversos métodos geofísicos eléctricos (dipolo-dipolo, tomografías eléctricas y sondeos eléctricos verticales) en los tres prospectos, permitió definir que la mineralización de uranio se encuentra en paleocanales, donde se obtuvieron altos valores de conductividad debido a mayor porosidad y presencia de agua salada (Kuchling et al. 2019).

En Ivana la implementación de tomografías eléctricas (ET) permitió definir la existencia de capas horizontales de 20 m de espesor con alta conductividad, depositadas en discordancia sobre un basamento de conductividad baja a media, identificado en los afloramientos cercanos del proyecto. El programa de 488 sondajes RC llevado a cabo por la empresa en Ivana a partir del 2017, permitió ajustar mejor el método geofísico y definir la mineralización de uranio en limolitas, arenas y conglomerados. También se confirmó que el regolito del basamento está frecuentemente mineralizado con concentraciones similares a las de las litologías suprayacentes. Con estos resultados, en 2018 la empresa anunció una estimación inicial de recursos en Ivana (Kuchling et al. 2019).

3-MARCO GEOLÓGICO

El Proyecto Amarillo Grande abarca un área de aproximadamente 280.000 hectáreas y se ubica en el extremo sudeste de la Cuenca Neuquina y extremo noreste del Macizo Nordpatagónico. Las rocas del basamento, objeto de este trabajo, tienen protolitos del Cámbrico, rocas ígneas intrusivas ordovícicas y permo-triásicas, una secuencia marina del Devónico y complejos volcánicos del Jurásico (Gregori et al. 2016).

Este sector del Macizo Nordpatagónico presenta una estructuración en bloques limitados por fallas que fueron activas durante el jurásico (Ramos y Cortés, 1984). Se reconocen en la región estructuras más antiguas denominadas lineamientos de primer orden, fallas principales que involucran a las rocas de basamento y cubierta sedimentaria, asociadas a corrimientos, fajas de deformación dúctil-frágil y plegamientos (Gozalvez, 2010).

La Dorsal de Huincul representa una zona de deformación con rumbo E-O cuyo movimiento dextral durante la Orogénia Gondwánica dio como resultado un conjunto de varios lineamientos menores que representan fallas de rumbo paralelo a sub-paralelo y ortogonales respecto a ésta. Algunos de estos últimos, no tienen expresión superficial y fueron estudiados mediante métodos geofísicos por Gregori et al. (2008). El lineamiento Río Limay y el lineamiento Salinas Trapalcó-Laguna Curicó están conjugados con la Dorsal de Huincul (Fig. 2).

A nivel local, el depósito Ivana está ubicado en el sector sur de la intercepción de los lineamientos Salina Trapalcó-Laguna Curicó (NO-SE) y Nahuel Niyeu (SO-NE), siendo esta última la estructura mayor de 25km de ancho y 65km de largo que abarca lineamientos menores, como las fallas Tardugno, Musters y Huenteleo, Nahuel Niyeu, Railer y Rana (Gregori et al. 2008) (Fig. 2).

En las cercanías del proyecto se destacan lineamientos de dirección O-E, como aquel presente en el Plutón San Martín, el cuál corresponde a una falla transcurrente dextral (Gozalvez, 2010).

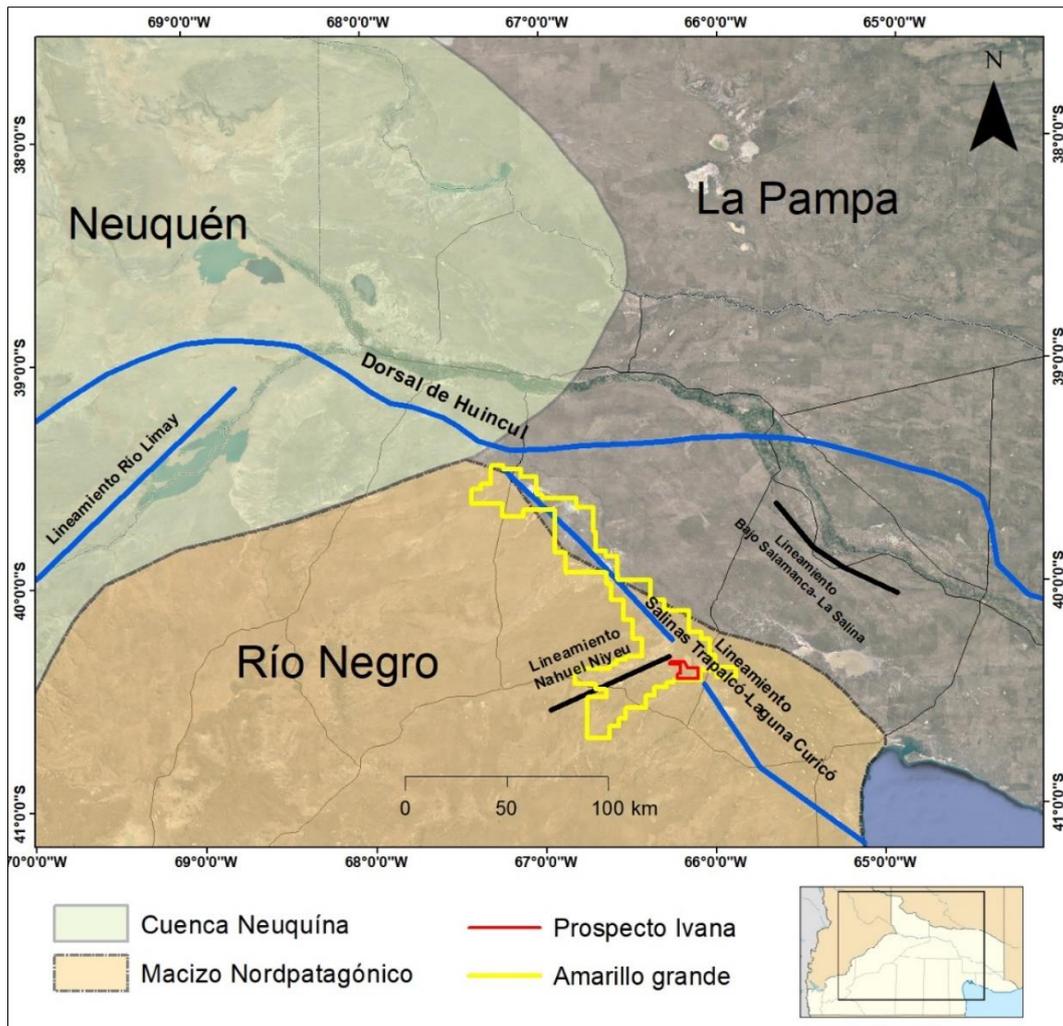


Figura 2. Mapa de ubicación de los principales componentes geológicos que involucran al Proyecto Amarillo Grande y al depósito Ivana. Basado en Gregori et al. (2008 y 2016) y Llambías et al. (2002).

En la región se encuentran extensos sectores con basamento ígneo-metamórfico y metamórfico de alto y bajo grado estructurados durante el eopaleozoico, temporalmente equivalente al Ciclo Famatiniano. Las rocas metamórficas de alto grado se han identificado en las regiones de Yaminué y en mina Gonzalito. Están formadas por gneises asociados a leucogranitos, micacitas, mármoles y anfibolitas (Camino, 1983; 2001; Chernicoff y Camino, 1996a; Ramos, 1975; Giacosa, 1997).

El Complejo Yaminué de mediano a alto grado metamórfico, aflora al sudoeste de Nahuel Niyeu. Está compuesto por granitoides foliados y leucogranitos, granodioritas porfíricas foliadas (Granodiorita Tardugno) y en menor proporción por esquistos y paragneises, mármoles y anfibolitas (Camino, 1983, 2001; Camino y Llambías, 1984; Chernicoff y Camino, 1996b).

Las metamorfitas de bajo grado se han reconocido en las regiones de Valcheta y al este de Sierra de Paileman. En Valcheta conforman la Formación Nahuel Niyeu. Esta Formación es una unidad principalmente metasedimentaria con grandes afloramientos entre las localidades de Nahuel Niyeu, Valcheta y Aguada Cecilio. En el área de Nahuel Niyeu a Valcheta, fue estudiada por Caminos (1983, 2001), Chernicoff y Caminos (1996a) y von Gosen (2003). Cuenta con datos de circones detríticos publicados por Pankhurst et al. (2006) y Rapalini et al. (2013) y datos Sm-Nd aportados por Martínez Dopico et al. (2011). Trabajos más recientes de Greco et al. (2015), Greco (2016) y Greco et al. (2017) se centraron en comprender el ambiente de formación y evolución tectonometamórfica de sus protolitos ígneos, concluyendo que estos mismos podrían haberse formado en una cuenca de margen continental asociado a un arco magmático activo durante la Época 2 del Cámbrico. La Formación Nahuel Niyeu está conformada por capas alternantes de filitas, pizarras, hornfels, metagrauvasas cuarzo y cuarzo-feldespáticas e intercalaciones menores de rocas ígneas básicas (Núñez, 1975; Núñez et al. 1975; Caminos, 1983, 2001; Giacosa, 1994 a, b; Chernicoff y Caminos, 1996a). El grado metamórfico de estas rocas aumenta de oeste a este, alcanzando paragénesis en facies de esquistos verdes (grado biotita) en sectores orientales (Caminos, 2001).

La Formación Nahuel Niyeu es intruida por plutonitas de edades y orígenes diversos cuyo efecto térmico generó aureolas de metamorfismo de contacto (Caminos, 2001; Gozalvez, 2009b). Núñez (1975) y Caminos (1983, 2001) reconocieron stocks macizos de composición granítica con moscovita primaria y textura granosa correlacionados con los plutones del Complejo Plutónico Punta de Sierra del Ordovícico. La tonalita Estación Muster, también intruye a la Formación Nahuel Niyeu. Anteriormente este intrusivo era incluido en el Complejo Plutónico Navarrete (Pérmico) (Caminos, 1983, 2001; Gozalvez, 2009, 2010), pero recientemente Vidal et al. (2022) obtuvieron edades de cristalización U-Pb en circones para estas rocas, asignándolas al Ordovícico temprano, por lo tanto, equivalentes temporalmente con las del Complejo Punta Sierra. Otro Plutón de la misma edad es el Plutón Valcheta, ubicado entre la localidad de Valcheta y la estación ferroviaria Muster, el cual fue estudiado en detalle por Gozalvez, (2009).

Las sedimentitas marinas de la Formación Sierra Grande (Silúrico-Devónico) cubren en discordancia la Formación Nahuel Niyeu. La unidad está compuesta por cuarcitas y ortocuarcitas con conglomerados y pelitas subordinadas (Caminos, 2001).

Numerosos afloramientos aparecen dentro del área de Ivana y entre la estación Muster y la localidad de Nahuel Niyeu.

El Complejo Plutónico Navarrete de edad pérmica, es otro grupo de plutonitas que intruyen a la Formación Nahuel Niyeu y representan el magmatismo Gondwánico en este sector del Macizo. Está conformado por granodioritas, tonalitas y granitos; presentando contactos netos discordantes, geometrías elongadas y emplazamiento controlado por planos estructurales de dirección NE. Por su extensión, los principales cuerpos de este complejo son la Granodiorita Navarrete, el Plutón Cabeza de Vaca y el Plutón San Martín (Gozalvez, 2010). De este complejo plutónico, en las inmediaciones de Ivana se destaca la presencia del Granito Ceferino, un *stock* cuarzo monzodiorítico sin nombre y el Plutón San Martín.

La etapa tardía del magmatismo Gondwánico continuó con la extrusión de volcanitas y piroclastitas triásicas (Volcanitas Treneta) y el emplazamiento de plutones graníticos (Granito Flores). Ambos grupos de rocas se agrupan bajo la denominación Complejo Plutónico-Volcánico Treneta (Caminos, 1983, 2001).

En discordancia sobre las unidades anteriores se disponen las volcanitas del Complejo Volcánico Marifil (Jurásico Inferior a Medio). Está conformada por ignimbritas y lavas dacíticas, riódacíticas y riolíticas, tobas y pórfidos riolíticos y riódacíticos. Este conjunto de rocas se asocia a etapas tempranas de la ruptura de Gondwana (Gozalvez, 2010).

Por encima se disponen sedimentitas continentales del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) compuestas por areniscas, conglomerados, pelitas, areniscas tufíticas y tobas, cuyos afloramientos están presentes en el paraje Loma China Muerta y Barda de Lucho.

El límite entre el Cretácico y el Terciario está marcado por depósitos de la Formación Arroyo Barbudo, que atestiguan una ingresión marina atlántica. Está conformada por una sección inferior de arcilitas, limolitas, areniscas, margas y calizas y una superior de areniscas, limolitas y coquinas (Caminos, 2001).

Una nueva ingresión marina ocurrida en el Oligoceno-Mioceno la indica la Formación Gran Bajo del Gualicho que está integrada por areniscas carbonáticas y tobáceas, coquinas y limo arcilitas. Esta formación está interdigitada con depósitos de

tobas, tufitas y arcilitas, adjudicados a la Formación Chichinales de la misma edad. Se apoya en discordancia sobre las rocas del basamento, en las secuencias marinas de la Formación Arroyo Barbudo y también sobre las sedimentitas del Grupo Neuquén.

Los trabajos exploratorios realizados por MCA indican que la mineralización de U-V en Ivana está presente en la Formación Chichinales, principalmente en areniscas de grano medio a grueso poco consolidadas, en conglomerados y limolitas del miembro inferior y medio; como también en el regolito, fracturas, fisuras y otras oquedades de las rocas que conforman el basamento del depósito. Ocasionalmente se han interceptado ocurrencias de uranio en la Formación Arroyo Barbudo y en lechos rojos del grupo Neuquén (Kuchling et al. 2019).

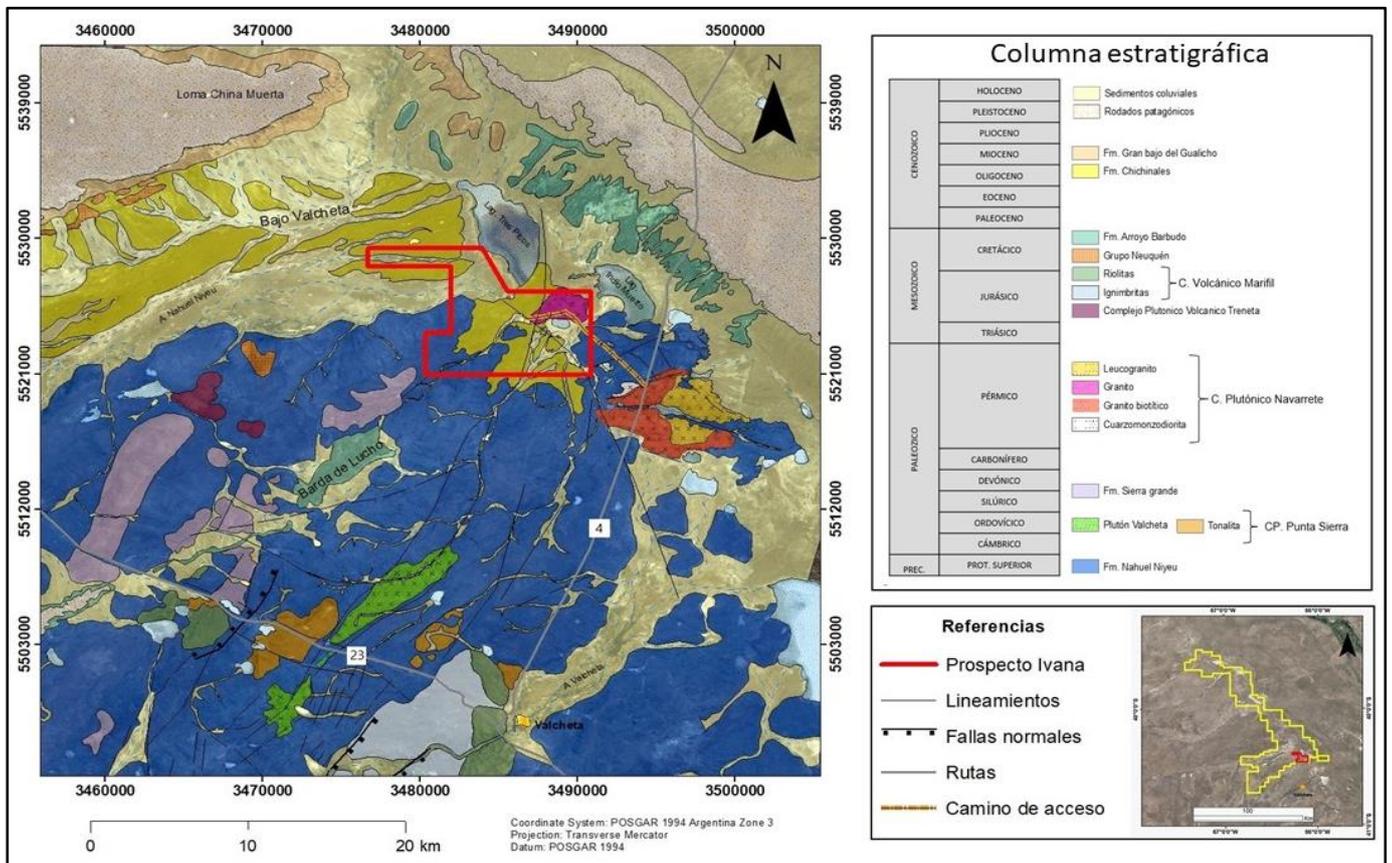


Figura 3. Mapa geológico del extremo Noreste del Macizo Nordpatagónico. Basado en Caminos (2001), Gozalvez (2010) y Kuchling et al. (2019).

3.1-Mineralización

En el depósito Ivana la mineralización de uranio y vanadio (U-V) se reconoce desde la superficie y hasta los ~25 m de profundidad, mayormente en areniscas friables de grano medio a grueso, conglomerados y limolitas del miembro inferior de la Formación Chichinales; y en el regolito, fisuras y fracturas del basamento ígneo-

metamórfico. La mineralización se ha dividido en dos tipos 1) Mineralización de óxidos, y 2) Mineralización primaria parcialmente oxidada (Kuchling et al. 2019).

Vista en planta, la mineralización de U-V en el depósito Ivana presenta una morfología cóncava (o de C) con algunos sectores periféricos con mineralización de menor ley. En sección vertical se reconoce, de arriba hacia abajo, la mineralización de óxido o supergénica y la mineralización primaria alterada. Ambas ocurren en la mayor parte del depósito, pero hay sectores donde solo una está presente. La superior tiene un espesor promedio de 2,7 m, con un máximo de 10m, mientras que la inferior un espesor promedio de 6.2 m y un máximo de 20 m. Ambas secciones están en contacto con el basamento.

La zona superior se caracteriza por minerales secundarios, dominada por carnotita en forma de pátinas recubriendo clastos de areniscas y conglomerados, como también en la matriz fina de los sedimentos (Pensado. et al 2020). Otros minerales secundarios identificados mediante análisis de QEMSCAN® son tyuyamunita, liebigita y un mineral de uranio arcilloso no identificado denominado informalmente por MCA como “ivanaita”. Arce (2018, 2019) mediante DRX también identifico uranocalcarita cementando clastos junto a calcita. La mineralogía de todos los minerales secundarios de uranio (U^{+6}) en la mineralización de óxidos en Ivana no ha sido completamente determinada (Kuchling et al. 2019).

Por debajo se ubica la mineralización primaria que no está expuesta. En ésta, el mineral más abundante es coffinita, cuyo contenido en sílice no se corresponde con la composición teórica según los análisis SEM y QEMSCAN® (Arce, 2018 y Creighton, 2018). Ésta se encuentra diseminada en la matriz de las areniscas y conglomerados, y MCA la denominó informalmente como β -coffinita (beta-coffinita). También presenta pirita diseminada, cuarzo ahumado y en menor proporción, materia orgánica. Arce, 2017 también describió una mica de vanadio y la identificó en forma preliminar como roscoelita.

La superposición composicional desde la zona supergénica hacia la zona primaria permite interpretar que la zonación mineralógica esta relacionada a la fluctuación del nivel freático, separando dos ambientes, uno de minerales oxidados supergénicos por arriba y otro originalmente reducido en proceso de oxidación, por

debajo. Gran parte del uranio (~90%) se encuentra como U^{+6} lo que permite confirmar el avance de un frente de oxidación dentro del depósito (Pensado et al. 2020).

No hay estudios específicos del tipo de mineralización presente en el regolito y basamento del depósito.

4-MATERIALES Y MÉTODOS

4.1-Trabajos de gabinete previos al campo

En esta etapa de trabajo se realizó una revisión de los datos obtenidos por la empresa tras los distintos programas y fases de exploración efectuados en Amarillo Grande, y más específicamente en el depósito Ivana (informes técnicos, adquisición geofísica, loggeo de perforaciones de RC, mapeo de superficie, secciones y geoquímica). A su vez se revisó la bibliografía disponible del área de trabajo como lo son la Hoja Geológica 4166-I Valcheta (Camino et al. 2001) y trabajos de investigación realizados por diferentes autores sobre la geología del basamento ígneo-metamórfico del sector oriental del Macizo Nordpatagónico. También se realizó una revisión bibliográfica de antecedentes de depósitos de U-V y mineralogía asociada.

Se creó un espacio de trabajo tipo SIG (sistema de información geográfica) para llevar a cabo mapas de geología regional y local del distrito de interés, mapeos de basamento expuesto, estructurales de superficie y de subsuelo y de anomalía geoquímica. Para ello se utilizó el *software* ArcGis con la herramienta ArcMap y el *software* Global Mapper v17.0 para tareas de georreferenciado. Las imágenes de base utilizadas fueron aportadas por la empresa y descargadas con el *software* Universal Maps Downloader. También se obtuvieron imágenes Landsat 8 de la página Earth Explorer (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), con el objetivo de hacer combinaciones de bandas y preparar los mapeos de superficie.

En primera instancia se volcó en el SIG la ubicación de los 488 sondajes perforados en Ivana, diferenciando aquellos que interceptaron basamento ígneo de metamórfico, los que no llegaron a basamento y aquellos cuya litología no fue diferenciada en los trabajos de loggeo (rocas metamórficas indiferenciadas). Se seleccionaron 46 sondajes de interés, lo cual representa el 10% de los 460 sondajes que interceptaron basamento, teniendo en cuenta los sectores con anomalías geoquímicas de U y V, un distanciamiento adecuado (mínimo ~100m y máximo ~450m),

profundidad perforada (mínimo 2m) y recuperación de muestra en base a la revisión de las planillas de recuperación (QA/QC) y loggeo del depósito.

De los 46 sondajes, se seleccionaron 25 para trabajar y a su vez, dentro de cada sondaje, se seleccionaron solo aquellos metros con interés, ya sea por su concentración de uranio (>100 ppm) o por la presencia de minerales secundarios de uranio denotado en las observaciones de las planillas de loggeo. Las muestras de los 25 sondajes seleccionados se registraron dentro de las planillas de recuperación elaboradas por los técnicos de la empresa (con su respectivo número único de identificación y fase de perforación), para ubicar de la manera más ágil las muestras dentro del repositorio de testigos y recortes de cutting de la empresa.

4.2-Trabajos de campo

Se realizaron varias visitas cortas de 3 a 4 días al depósito Ivana, con el fin de muestrear los sondajes seleccionados, como así también recorrer afloramientos de basamento y los sectores oxidados del depósito y tomar muestras. Durante estas actividades, se respetó el protocolo del programa de Seguridad y Protección Radiológica (SPR) que MCA aplica en sus trabajos periódicos dentro del proyecto. Estos consistieron en:

- Utilización de elementos de protección personal (EPP) anteojos de seguridad, guantes y mascarillas.

- Ventilación del galpón de testigos de MCA.

- Cada muestra fue medida con escintilómetro de mano y no fue necesario utilizar cajas de cutting con blindajes de plomo de 5 mm de espesor o tela plomada, debido a su baja radiación natural.

- Las bolsas fueron abiertas previamente al muestreo para eliminar posibles concentraciones de gas radón.

- Muestreo en sitio ventilado.

- Cada bolsa fue rotulada con tinta indeleble con su correspondiente número de identificación.

- Las muestras fueron envasadas en bolsas plásticas de 120 micrones y transportadas en cajones acondicionados en la caja de un vehículo 4x4.

- Lavado de manos antes de manipular alimentos.

4.2.1-Muestreo en el galpón de testigos

De los 25 sondajes de interés seleccionados, solo se pudo localizar las bolsas de muestras de 17 de ellos, debido al gran volumen de material presente en repositorio. De estos 17, 12 corresponden a sondajes con basamento ígneo y el resto con basamento metamórfico.

De los 17 sondajes, se muestrearon 28 muestras de alrededor de 1 kg en bolsas de 40 x 31 cm. De estas 28, 20 contienen basamento ígneo y 8 basamento metamórfico. Los bolsones de rechazo de perforación se muestrearon empleando un tubo de PVC de 6 pulgadas y 30 cm de largo, introduciéndolo de manera vertical en cada bolsa con el objetivo de extraer una muestra lo más representativa posible. Cada bolsa fue cerrada con grampas y rotulada indicando el sondaje al que correspondían, el intervalo de metro y número único de identificación. Las muestras tomadas para los estudios petrográficos se exhiben en la Tabla 1.

Tabla 1. Sondajes muestreados indicando el intervalo de metro, tipo de muestra y litología. Basamento hace referencia a roca fresca.

Sondaje	Desde	Hasta	Tipo de muestra	Litología basamento
AGI-14	16	17	Regolito	Metamórfico
	20	21	Basamento	
AGI-23	4	5	Regolito	Ígneo
	7	8	Basamento	
AGI-27	3	4	Regolito	
	6	7	Basamento	
AGI-52	7	8	Basamento	
AGI-57	15	16	Regolito	
	18	19	Basamento	
AGI-88	12	13	Regolito	
	16	17	Basamento	
	27	28		
AGI-92	30	31	Regolito	Metamórfico
	34	35	Basamento	
	37	38		
AGI-99	17	18	Basamento	Ígneo
	20	21		
AGI-100	13	14		
	20	21		
AGI-120	16	17		
AGI-168	9	10		
	11	12		
AGI-196	20	21		
AGI-202	15	16		Metamórfico
AGI-213	20	21		Basamento
AGI-249	18	19		Ígneo
AGI-283	9	10		
AGI-367	18	19		

4.2.2-Muestreo en campo

Se recorrieron afloramientos del basamento ígneo-metamórfico del depósito ubicados al oeste del mismo y se extrajeron muestras superficiales (~50 cm de profundidad) de los targets denominados CAL 38 y MARIA, donde MCA previamente efectuó laboreos superficiales determinando mineralización de U-V en basamento. El muestreo se realizó con piqueta y bolsas plásticas de 40 x 31 cm (Tabla 2). También se realizaron mediciones de radiación con scintilómetro de mano (modelo RS-125). Cada bolsa fue cerrada con grampas y rotulada. Finalmente se tomaron las coordenadas GPS de ambos lugares.

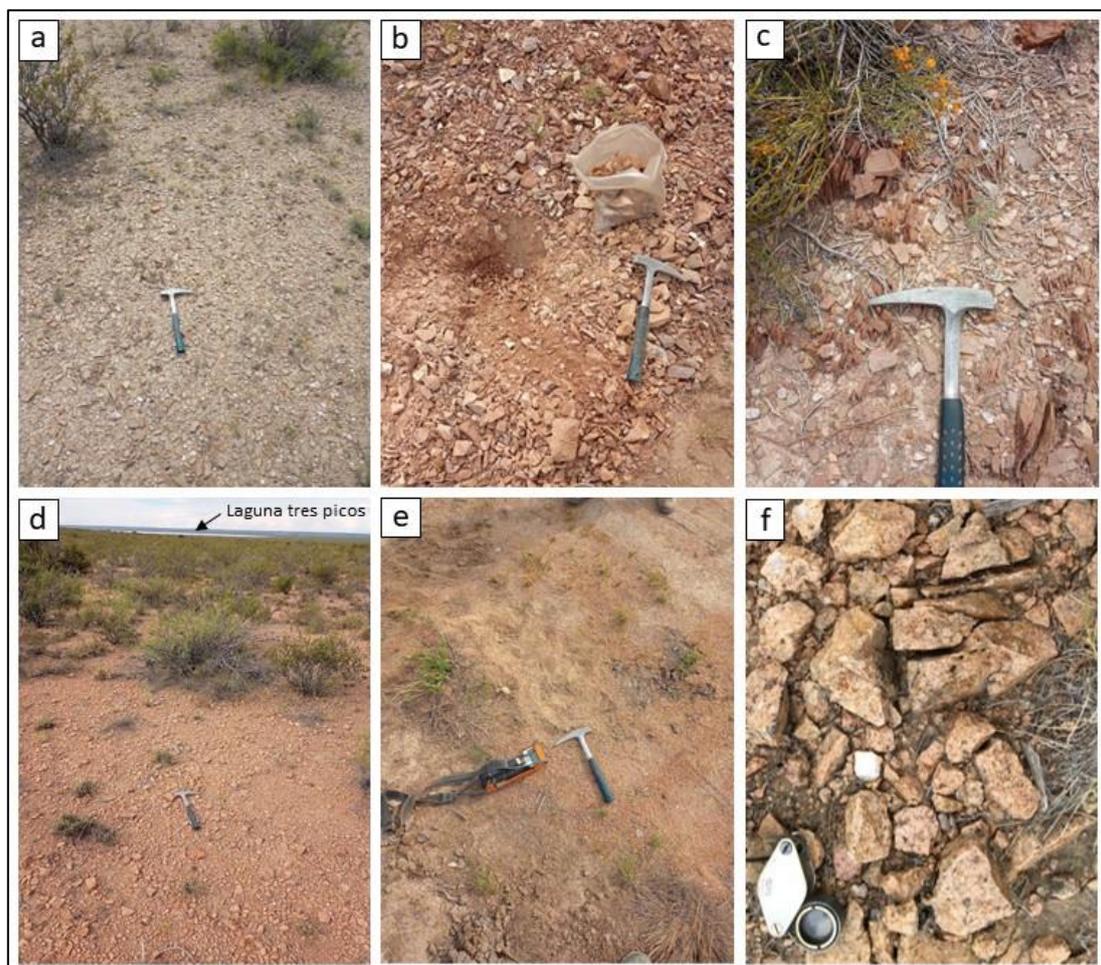


Figura 4. Fotografías tomadas en campo. a), b) y c) Basamento metamórfico. d), e) y f) Basamento ígneo.

Tabla 2. Detalles de las muestras extraídas de las calicatas CAL 38 y MARIA.

Target	Tipo de muestra	Litología basamento
CAL 38	Regolito y basamento	Metamórfico
MARIA		Ígneo

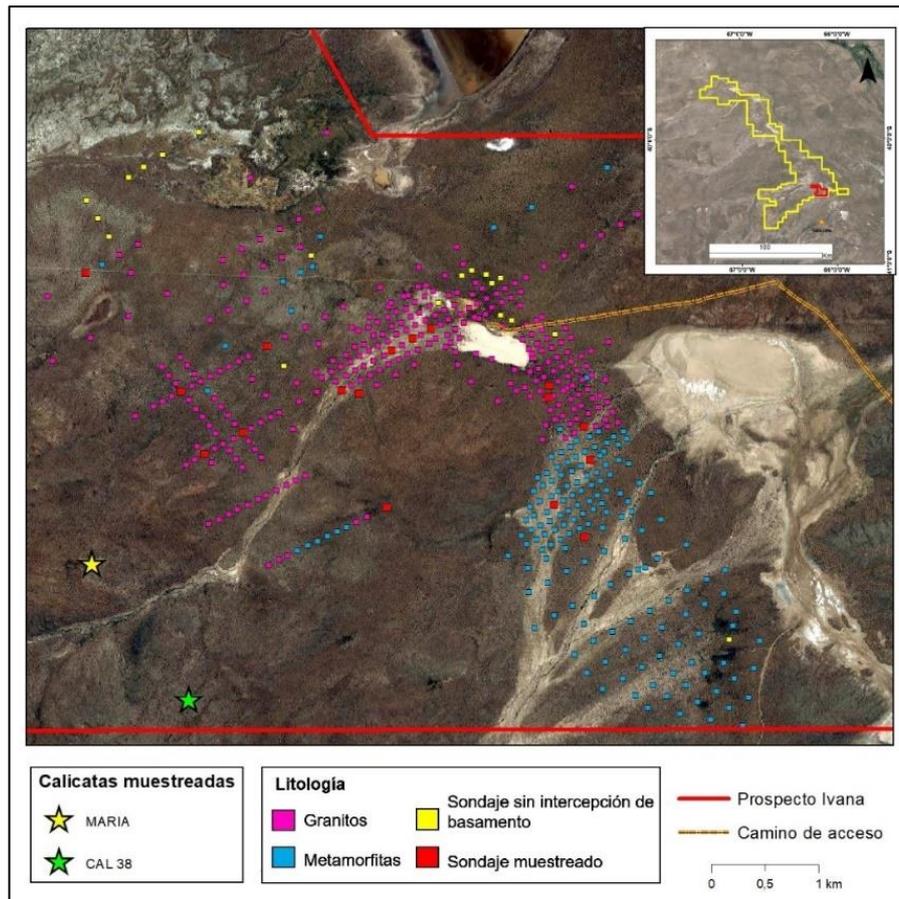


Figura 5. Mapa de ubicación del total de sondajes RC perforados en el prospecto Ivana, indicando la litología de basamento perforada, aquellos que no interceptaron basamento, los muestreados para esta tesis y la ubicación de las calicatas muestreadas. No se incluyó la grilla de coordenadas geográficas por cuestiones de confidencialidad.

4.3-Trabajos de gabinete posteriores al campo

4.3.1-Preparación de muestras

Se tamizaron con un tamiz de malla \varnothing 1 mm, todas las bolsas con muestras para separar el material fino, colocando el cutting en nuevas bolsas y reservando el descarte. Luego del tamizado y cuarteo, se separó una fracción representativa de cada metro para colocarla en cajas de sondaje provistas por MCA, con el objetivo de previsualizar rápidamente todas las litologías de una manera más rápida y cómoda cada vez que sea necesario. El mismo procedimiento se realizó con las bolsas de muestras de las calicatas.

Luego se analizaron las muestras en húmedo para destacar los componentes de cada metro, describiendo la mineralogía y textura de cada metro utilizando lupa

binocular, prestando principal atención en la presencia de MU. Para determinar algunos MU se empleó una lámpara de luz UV, debido a que algunas especies emiten fluorescencia al ser expuestos a la acción de rayos ultravioleta.

A medida que se describieron los metros, se separaron por *picking* bajo lupa binocular aquellos fragmentos de cutting con cristales que podrían corresponder a MU o vanadatos, para estudios con microscopio electrónico de barrido (MEB). Dichos fragmentos fueron montadas en un porta muestras de aluminio y fijados con resina epoxi y recubiertas con metalizado de oro de aproximadamente 30 µm de espesor.

Se utilizó el MEB del IIPG (Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología UNRN-CONICET) marca Zeiss, modelo EVO MA 15, equipado con detectores de electrones secundarios (SE), electrones retro dispersados (EBSD) y espectrómetro de energía dispersiva (EDS), para generar imágenes de microscopía de barrido (SEM), mapeos y espectrogramas EDS de las muestras seleccionadas (Tabla 3).

Tabla 3. Muestras seleccionadas para análisis con MEB.

Sondaje/target	Desde	Hasta	Detalle/característica de muestra
AGI-23	4	5	Cristales de cuarzo y feldespatos. Posibles MU y vanadatos
	7	8	
AGI-27	3	4	
	6	7	
AGI-100	13	14	MU
AGI-283	9	10	MU en pátinas y fracturas de granito
AGI-367	18	19	MU
AGI-14	16	17	Pátinas de MU y materia orgánica
AGI-213	20	21	Materia orgánica y pirita
MARIA	0	1	MU en pátinas y fracturas de granito y regolito

5-RESULTADOS

5.1-Mapas

La zona donde se ubica el depósito Ivana, tiene escaso relieve, amplias depresiones generadas por antiguos causes fluviales y lomadas suaves, siendo estas últimas aptas para observaciones puntuales y toma de muestras de basamento. Los afloramientos son escasos y están mayormente cubiertos por su propio derrubio y por suelos.

La distribución de los afloramientos en superficie presenta continuidad con la de los sondeos de RC en subsuelo. Sobre la base del mapa geológico de la Figura 6, los afloramientos de granitos están presentes al norte y la gran mayoría de las metamorfitas

al sur de la zona de estudio. Ambas litologías dejan de aflorar en el centro este, donde hay arroyos de carácter efímero que desembocan en las lagunas estacionarias. Al noreste y este del proyecto los afloramientos reaparecen nuevamente. Al noreste prospecto se distinguen afloramientos del Granito Ceferino y hacia el sureste, afloramientos del Plutón San Martín (Fig. 6).

Los lineamientos se interpretaron en base a magnetometría adquirida por MCA. Los de primer orden son más conspicuos y presentan dirección NE-SO, NO-SE y E-O, mientras que los de segundo orden NE-SO y E-O. El lineamiento con rumbo NO que atraviesa gran parte del prospecto es una continuación del lineamiento Curicó. Se reconoce otro lineamiento de primer orden con rumbo E-O que atraviesa al Plutón San Martín, siendo una falla transcurrente dextral (Gozalvez, 2010).

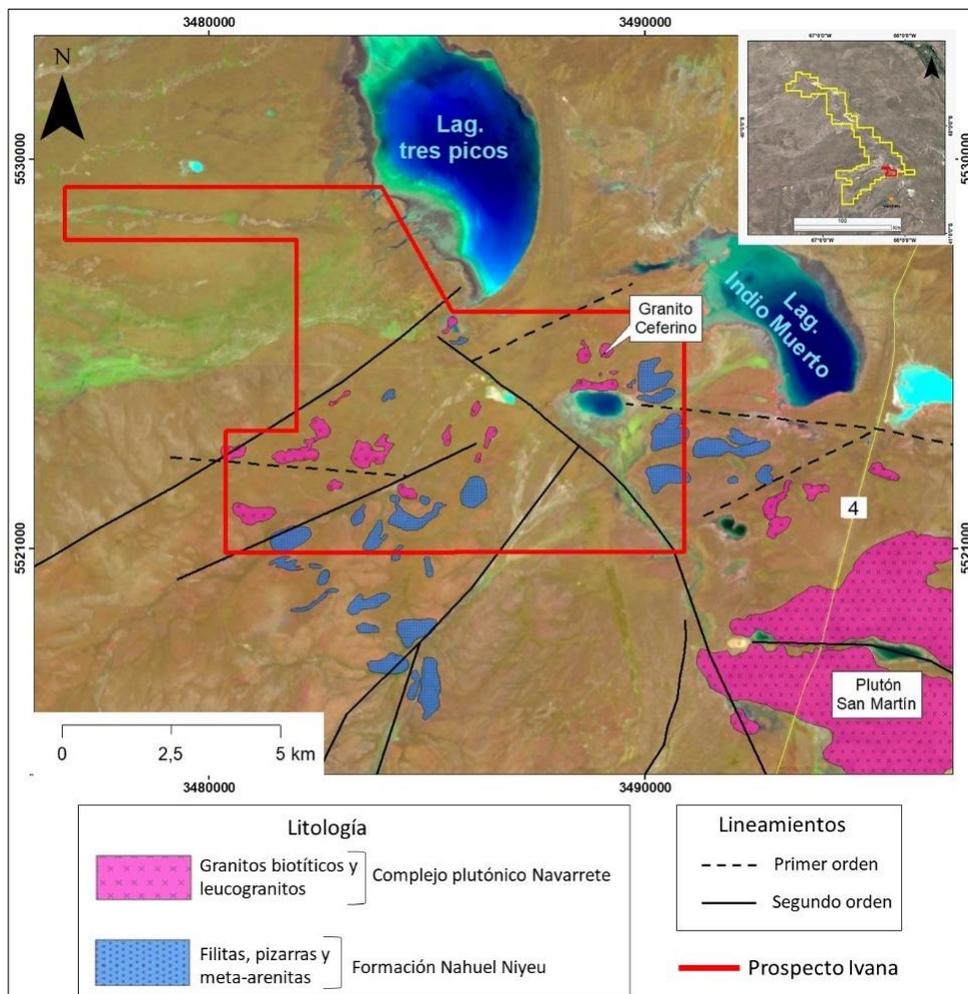


Figura 6. Mapa geológico del basamento aflorante dentro y en los alrededores del prospecto Ivana y lineamientos locales más significativos. Elaborado en base a imágenes del tipo Landsat 8 composición RGB 752, información geofísica suministrada por MCA y en base a Gozalvez, (2010).

También se preparó un mapa estructural al techo del basamento en subsuelo (Fig.7). La zona de baja profundidad presenta una morfología general de una media luna o meandro con la parte cóncava abierta hacia el sudoeste. Tiene un ancho promedio de 500 metros y un largo aproximado de 9 kilómetros.

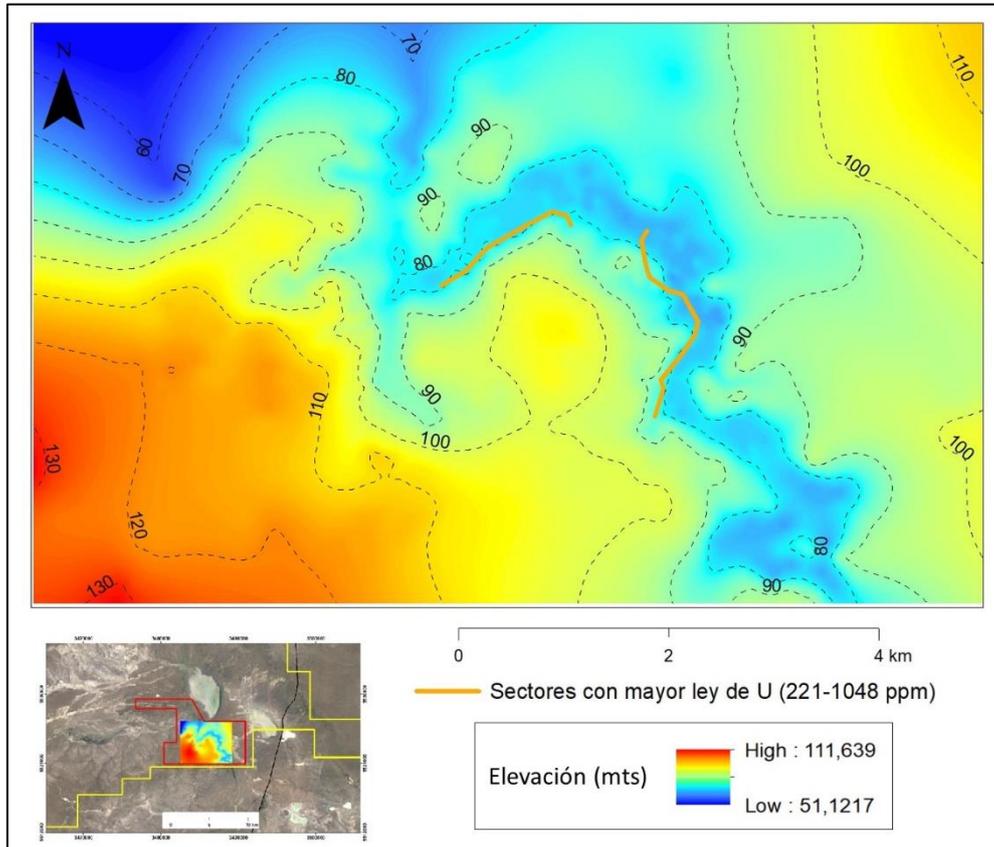


Figura 7. Mapa estructural de subsuelo elaborado con las coordenadas (XY) y cotas topográficas (Z) de los sondajes RC perforados en Ivana. No se incluyó la grilla de coordenadas geográficas por cuestiones de confidencialidad.

Por otro lado, se elaboró un mapa de anomalías geoquímicas de uranio a fin de visualizar su distribución en las rocas de basamento (Fig.8). Debido a que la mayor ley del mencionado elemento está contenida en los primeros metros de basamento asociados al regolito, y en el mapa solo es posible plotear un valor para cada sondaje, solo se tomaron los valores (ppm) del primer metro perforado y se sesgaron aquellos de los metros siguientes. El mapa muestra una distribución de las leyes más altas de uranio (102,8-929,5 ppm) que siguen un patrón similar al de la morfología descrita en el mapa estructural de subsuelo, con algunos puntos aislados de menor ley (33,5-196,2 ppm) en los extremos NO y SE.

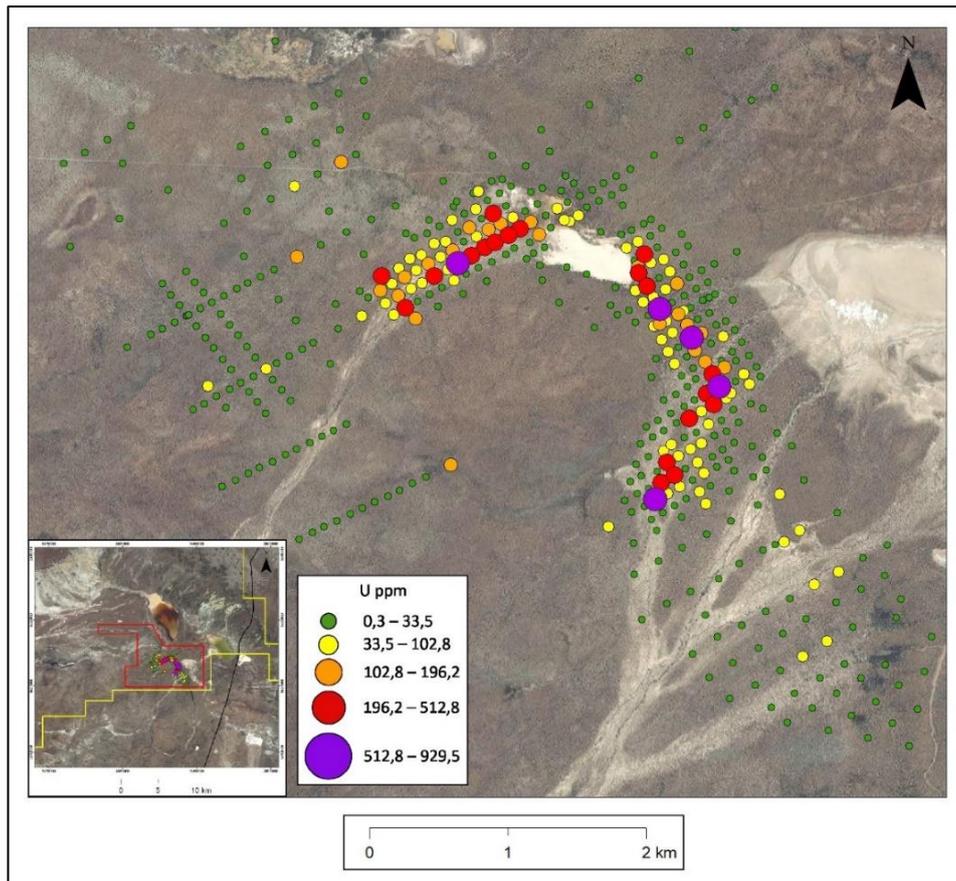


Figura 8. Mapa de anomalía geoquímica de U en el basamento del depósito Ivana. No se incluyó la grilla de coordenadas geográficas por cuestiones de confidencialidad.

Por último, se integraron en una sola capa el mapa geológico, estructural de subsuelo y geoquímico (Fig. 9). Las zonas topográficamente más altas definidas por el mapa estructural de subsuelo se correlacionan con los afloramientos en superficie, tanto de granitos como metamorfitas, en el centro, y en los extremos SO y NE. Los lineamientos delimitados en superficie tienen correlación con la zona de media luna, principalmente aquellos con rumbo NE y NO, y a su vez con la anomalía geoquímica de uranio de leyes más altas (102,8-929,5 ppm) está distribuida a lo largo de toda la misma.

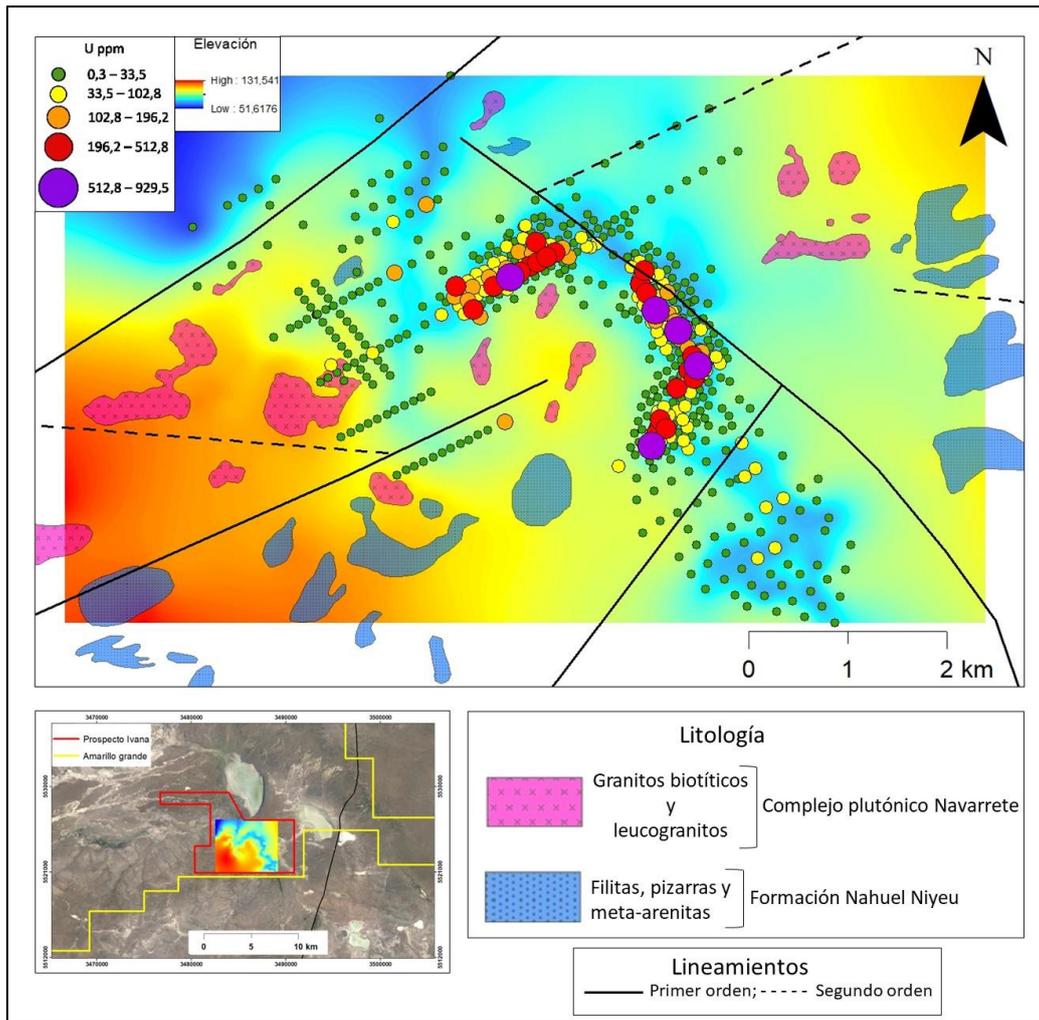


Figura 9. Mapa integral donde se combinaron las capas de litología y estructuras en superficie, estructura en subsuelo y anomalía geoquímica de U del basamento. No se incluyó la grilla de coordenadas geográficas por cuestiones de confidencialidad.

5.2-Secciones geológicas 2D

Se elaboraron tres secciones geológicas del basamento del depósito, dos con dirección NE-SO y una NO-SE en los sectores de mayor ley de uranio. Luego se correlacionaron las leyes de uranio con líneas de isovalores (Fig. 10 y 11).

Las secciones permiten visualizar que los valores de mayor ley (102,8-929,5 ppm), están concentrados en los metros superiores y mayormente en el regolito, definiendo así una franja mineralizada con continuidad lateral de uno a dos metros de espesor que pierde expresión en profundidad.

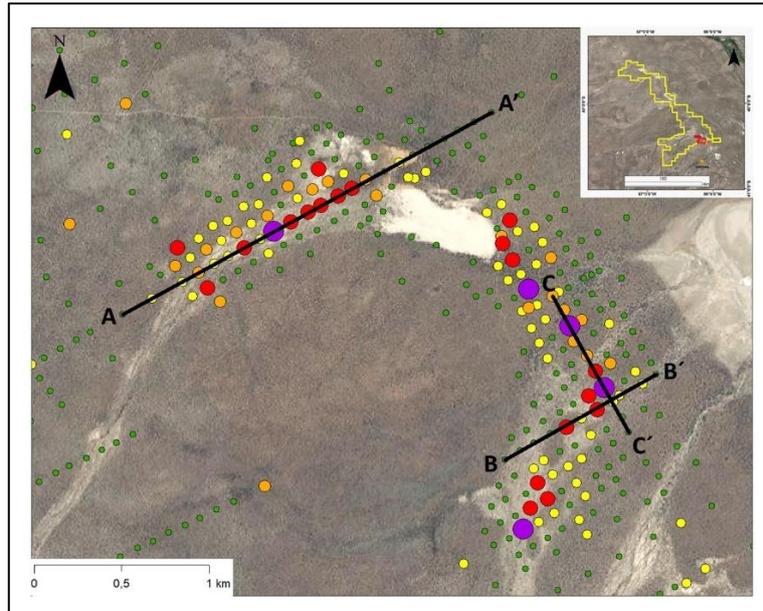


Figura 10. Mapa de ubicación de las secciones. No se incluyó la grilla de coordenadas geográficas por cuestiones de confidencialidad.

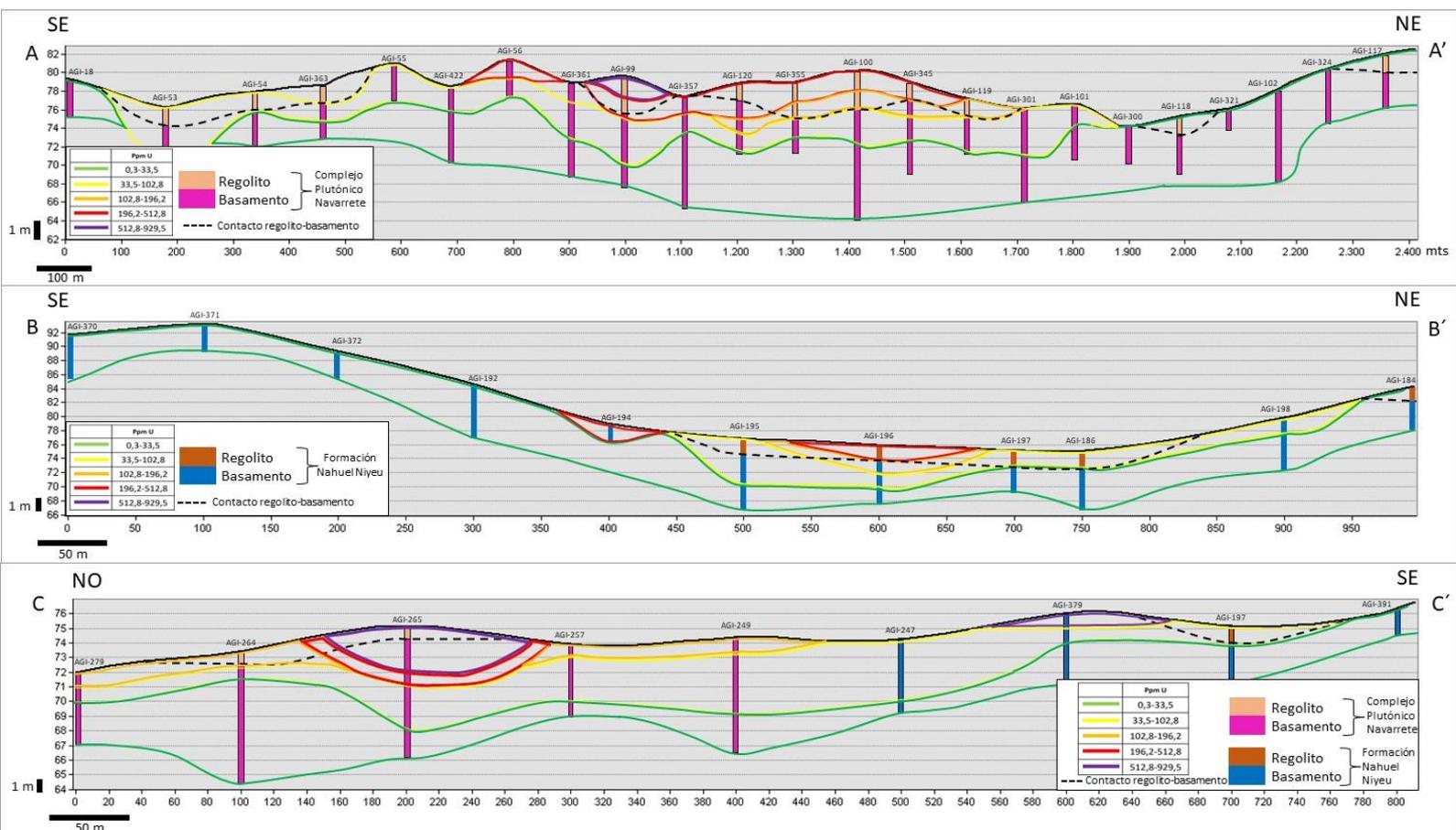


Figura 11. Secciones 2D del depósito Ivana remarcando su basamento e incluyendo curvas de isovalores en ppm de U.

5.3-Descripción petrográfica del cutting

5.3.1-Granitos

Las muestras corresponden a granitos de coloración rojiza y rosada, con textura granosa de grano fino a medio, equigranular y conformados por cuarzo, feldespato, plagioclasa, biotita, minerales accesorios como titanita y magnetita, y secundarios como clorita y argilominerales. Se clasificaron en leucogranitos y granitos biotíticos.

Se diferenciaron en muestra de mano y con lupa binocular, dos especies de MU denominados informalmente como MU-1 y MU-2. La primera es de color amarillo canario y no son fluorescentes bajo luz UV, mientras que MU-2 es de color verde manzana y es fluorescente bajo luz UV. Están en forma de pátinas, rellenando fracturas y entre contactos de los minerales primarios del granito. También se observaron filosilicatos primarios alterados.

A los fines de evitar repeticiones innecesarias y simplificar la redacción del manuscrito, varios sondajes y metros fueron agrupados bajo la misma descripción petrográfica debido a las similitudes mineralógicas y texturales.

La descripción petrográfica a lupa de mano y binocular, se complementó con observaciones microscópicas detalladas hechas con el MEB, a fin de caracterizar mejor las propiedades físicas de los minerales y sus relaciones texturales.

Se utilizaron las abreviaciones minerales sugeridas por Whitney & Bernard (2010).

AGI-23: metros 4-5 y 7-8

El metro 4-5 corresponde a regolito y el 7-8 a basamento. El cutting es de color rosado claro, con tamaño de grano mediano (1 a 5 mm), textura inequigranular. En orden decreciente de abundancia se reconocieron feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita (Fig. 12).

El feldespato potásico es de color rosado claro, tiene un tamaño de grano de 1 a 4 mm, y formas anhedrales y subhedrales. El cuarzo tiene un tamaño de grano de 0,5 a 5 mm, y formas anhedrales y subhedrales. La plagioclasa es escasa, presenta una coloración blanquecina verdosa, tamaño de grano de 1 a 2 mm y forma anhedral. La biotita es más

común en el metro 7-8. Se encuentra de manera aislada o en agregados, color verde agua y blanquecina, tamaño de grano de 1 mm y forma euhedral. Esta parcial y totalmente alterada a clorita. Como mineral accesorio se observaron cristales de magnetita de <1 mm, de manera diseminada. También se observaron pseudomorfos de titanita de <1 mm con relleno silíceo. Las muestras de este sondaje fueron clasificadas como leucogranitos.

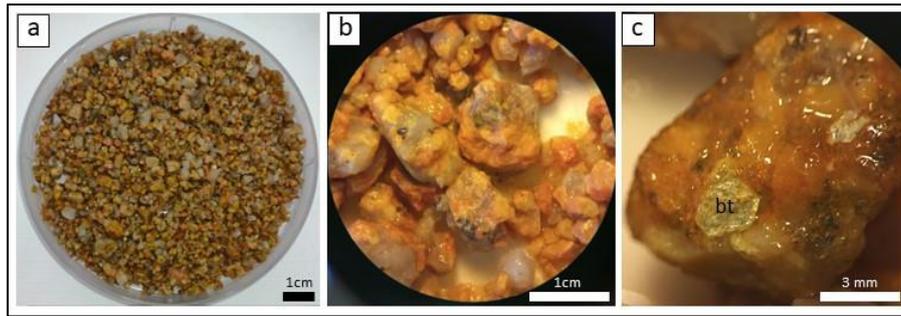


Figura 12. Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-23. a) y b) Cutting metro 7-8. c) Detalle cristal de biotita (bt) alterada.

En el metro 7-8 se destaca la presencia de pátinas rojizas de óxidos e hidróxidos de hierro, también localizadas en fracturas (micro venillas) de los cristales de cuarzo, planos de clivaje de los feldespatos potásicos y en los contactos de estos dos minerales. Esto le da a la muestra una tonalidad anaranjada por sectores. No se observaron MU.

AGI-27: metros 3-4 y 6-7

El metro 3-4 corresponde a regolito y el 7-8 a basamento. El cutting es de color rosado, con tamaño de grano mediano (1 a 3 mm) y textura equigranular. De más a menos abundante se reconoció feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita (Fig. 13 a y b)

El feldespato potásico es de color rosado, tiene un tamaño de grano de 1 a 3 mm y formas subhedral y euhedral. El cuarzo es de 2 a 3 mm y forma anhedral y subhedral. La plagioclasa de 1 a 2 mm, es de color blanquecino y tiene forma subhedral. La biotita se presenta con tonalidades verdosas y tintes dorados de 1mm y forma euhedral. Finalmente, como mineral accesorio se observaron cristales de color negro de <1 mm, presentes sobre los demás cristales de manera diseminada correspondientes a magnetita. Las muestras de este sondaje fueron clasificadas como leucogranitos.

En ambos metros es posible observar pátinas rojizas y amarillentas de óxidos e hidróxidos de hierro. En el metro 3-4 se identificaron algunas pátinas de MU-1 (Fig. 13 c) de 1 a 2 mm sobre cristales de cuarzo y feldespato potásico.

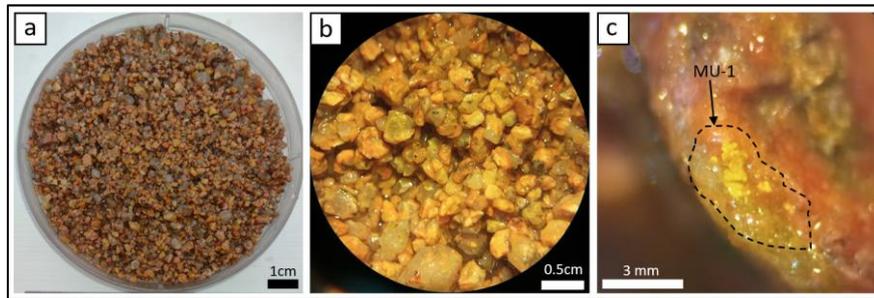


Figura 13. Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-27. a) y b) Cutting metro 6-7. c) cutting del metro 3-4 con patinas de MU-1.

AGI-52: metro 7-8

Este metro corresponde a basamento. El cutting es de color rosado oscuro, con tamaño de grano mediano (1-5 mm) y textura inequigranular. En orden de abundancia se reconocieron los siguientes minerales: feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa (Fig. 14).

El feldespato potásico se presenta con coloraciones rojizas anaranjadas, tamaño de grano 2 a 3 mm y forma anhedral y subhedral. El cuarzo posee tamaño de grano de 1 a 5 mm y con forma anhedral y subhedral. La plagioclasa es poco abundante, con tamaño de grano de 1 a 2 mm, forma anhedral y coloración blanquecina. Como mineral accesorio se observaron cristales de color negro de <1 mm, presentes sobre los demás cristales de manera disseminada correspondientes a magnetita (Fig. 14 c). Las muestras de este sondaje fueron clasificadas como leucogranitos.

Otros componentes vistos son granos sub-redondeados de cuarzo y cuarzo ahumado de 1 a 2 mm. Los primeros son anhedrales y los segundos euhedrales a subhedrales. También se vieron fragmentos de filitas verdesas, de 5 mm (Fig. 14 d).

Fue posible observar patinas amarillentas y naranjas de óxidos de hierro (Fig. 14 c) relleno de fracturas, planos de clivaje del feldespato potásico y entre los contactos de los minerales primarios. No se observaron MU.

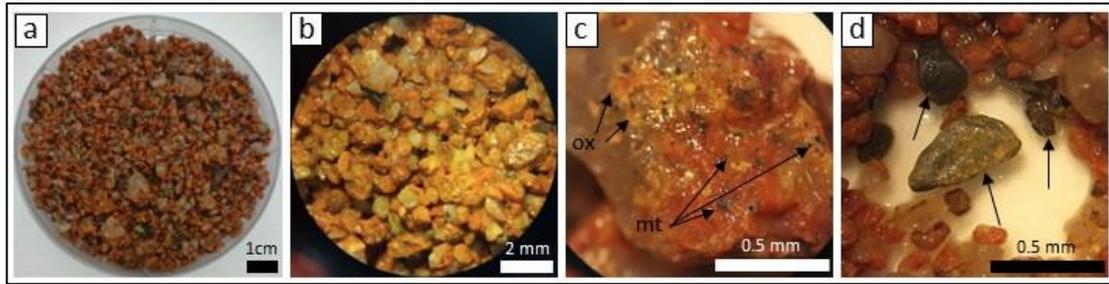


Figura 14. Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-52. a) y b) Cutting. c) Cristales de cuarzo y feldespato potásico con pátinas de óxidos de hierro (ox) y cristales diseminados de magnetita (mt). d) Fragmentos de filitas gris verdosa señalizados con flechas negras.

AGI 57: metros 15-16 y 18-19

Ambos metros corresponden a basamento. El cutting es de color rosado, con tamaño de grano mediano (1-5 mm) y textura equigranular. En orden de abundancia se reconocieron los siguientes minerales: feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, y biotita.

El feldespato potásico tiene color rosado, tamaño de grano 4 mm y con forma anhedral y subhedral. El cuarzo tiene un tamaño de grano de hasta 4 mm y con forma anhedral. Algunos cristales presentan desarrollo parcial de sus caras cristalinas. La plagioclasa está en cristales subhedrales de 2 a 4 mm, algunos de hábito tabular corto y con coloración blanco y blanco verdoso. La biotita es euhedral, de 0,5 a 1 mm y de color negro verdoso. Las muestras de este sondaje fueron clasificadas como leucogranitos.

Otros componentes vistos son pseudomorfos de titanita rellenos de cemento silíceo de <0.5 mm (Fig. 15 c), fragmentos de filitas oscuras de 2 a 3 mm, granos sub-redondeados de cuarzo y cuarzo ahumado (Fig. 15 d) con tamaños que no superan 1 mm, y óxidos de hierro que rellenan las fracturas del cuarzo, planos de clivaje del feldespato potásico y contactos entre los minerales primarios. No se observaron minerales MU.

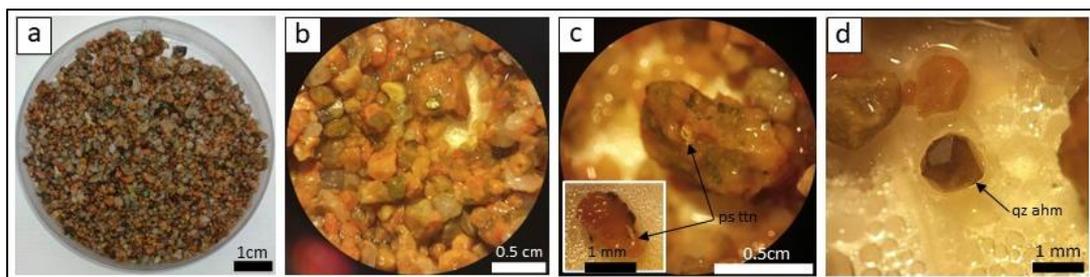


Figura 15. Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-57. a) y b) Cutting. c) Pseudomorfos de titanita (ps ttn) con relleno silíceo entre los constituyentes primarios. d) Granos de cuarzo ahumado (qz ahm).

AGI-88: metros 12-13, 16-17 y 27-28

El metro 12-13 es una mezcla de regolito y basamento mientras que los metros 16-17 y 27-28 son de basamento. El cutting de los tres metros es de color rosado oscuro con un tamaño de grano mediano (1 a 3 mm) y textura equigranular. En orden de abundancia se reconoció feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita (Fig. 16).

El feldespato es de color rosado oscuro con sectores más claros, tiene de 2 a 3 mm y forma subhedral a anhedral. En los fragmentos de cutting más grandes se aprecian cristales con hábito tabular característico. El cuarzo se presenta en granos de 2 a 3 mm y con forma subhedral y algunos cristales euhedrales. La plagioclasa de 1 a 3 mm presenta forma anhedral y subhedral, con color blanco verdoso. Se observan fragmentos sueltos sub-angulosos de color blanquecino. La biotita es de color negro verdoso, se encuentra mayormente en agregados con forma euhedral y subhedral, con tamaño de 1 a 2 mm. La titanita se presenta con forma euhedral, hábito prismático característico y de hasta 0,5 mm y en colores castaño rojizo. Las muestras de este sondaje fueron clasificadas como granitos biotíticos.

En los tres metros es posible observar pátinas rojizas y amarillentas de óxidos de hierro que recubren principalmente al feldespato potásico y al cuarzo. No se observaron MU.

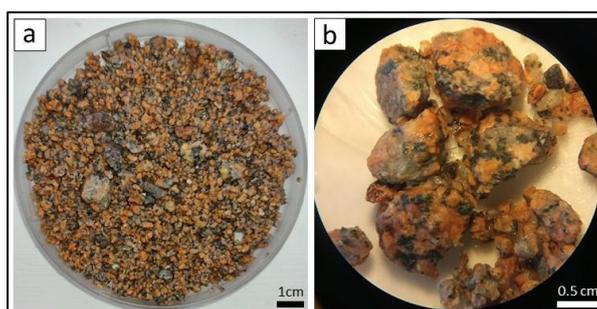


Figura 16. a) y b) Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-88.

AGI-99: metros 17-18 y 20-21; AGI-100: metros 13-14 y 20-21; AGI-120: metro 16-17

Las cinco muestras de los tres sondajes corresponden a basamento. El cutting tiene color rosado oscuro, con un tamaño de grano mediano (1 a 3 mm) y textura

equigranular. En orden de abundancia se reconoció feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita (Fig. 17 a, b, c, d, e y f).

El feldespato es de color rojizo anaranjado, se presenta con forma anhedral y subhedral, y de 2 a 3 mm. Es posible distinguir cristales con hábito tabular corto. El cuarzo es anhedral y de 2 a 3mm. La plagioclasa, de 2 mm, es color verde oliva y algunos cristales son blanquecinos. La biotita es color negro verdosa, tiene forma subhedral y es de 1 mm. Los cristales se presentan de manera aislada o como agregados de hasta 3 mm. Las muestras de los tres sondajes fueron clasificadas como granitos biotíticos

Se distinguen pátinas y cristales rojizos de 1 a 2 mm con formas cuadradas y rectangulares cortas correspondientes a reemplazos de óxidos de hierro en cristales de biotita. En el cutting del sondaje AGI-100 se identificaron algunas pátinas aisladas de MU-1 de <0.5 mm, sobre cristales de cuarzo y feldespato potásico (Fig. 17 g, h y i).

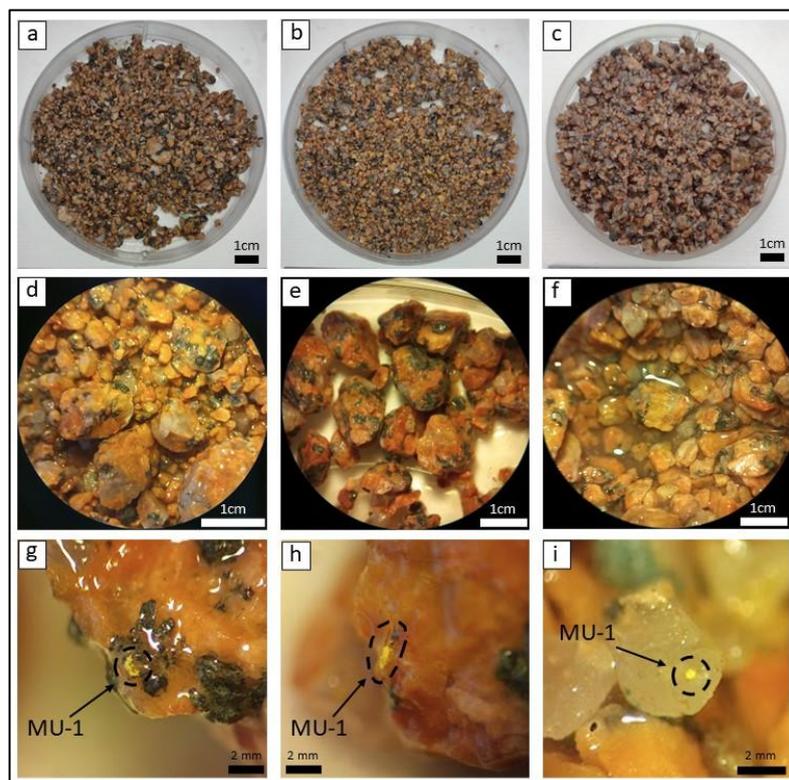


Figura 17. Fotografías con lupa binocular del cutting de los sondajes a) y d) AGI-99, b) y e) AGI-100 y c) y f) AGI-120. g), h) y i) Pátinas aisladas de MU-1 observadas en el sondaje AGI-100.

AGI-168: metros 9-10 y 11-12; AGI-249: metro 18-19

Las tres muestras de ambos sondajes corresponden a basamento. El cutting de este metro tiene color rosado oscuro, tamaño de grano mediano (1 a 4 mm) y textura

equigranular. En orden de abundancia se reconoció feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita (Fig. 18 a y b).

El feldespato potásico tiene color rosado anaranjado, forma anhedral y subhedral, y es de 2 a 4 mm. El cuarzo es anhedral y subhedral y de 2 a 3mm. Se distinguen algunos cristales sub-redondeados. La plagioclasa es de color verde oliva y blanquecina, se presenta con forma anhedral y de 2 a 3 mm. Algunos cristales están zonados. La biotita tiene color negro verdosa, forma subhedral y de 1 mm. Los cristales se presentan como agregados de hasta 2 mm. Como mineral accesorio, en el sondaje AGI-168 se identificaron cristales de pirita euhedral de <0,5 mm, de manera aislada o en agregados. Las muestras de ambos sondajes fueron clasificadas como granitos biotíticos.

En el cutting del sondaje AGI-168 metro 9-10, se observaron pátinas de MU-1 sobre cristales de cuarzo (Fig. 18 c).

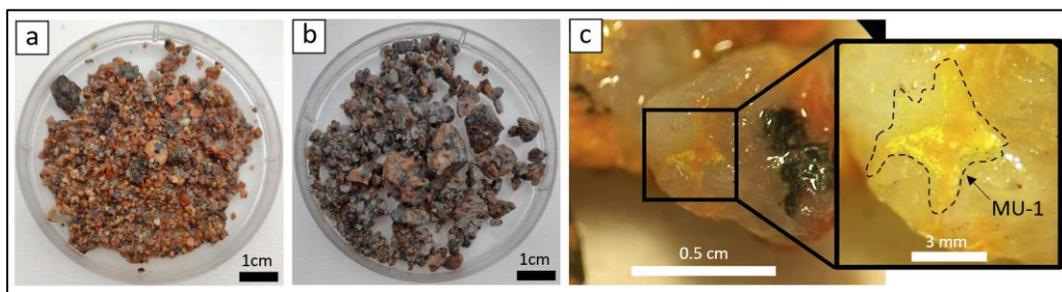


Figura 18. a) y b) Fotografías con lupa binocular del cutting de los sondajes AGI-168 y AGI-249 respectivamente. c) Detalle de una de las pátinas observadas de MU-1 sobre cristales de cuarzo del cutting del sondaje AGI-168.

AGI-283: metro 9-10; AGI-367: metro 18-19

Estos dos metros corresponden a basamento. El cutting es de color rosado oscuro, tamaño de grano mediano (1 a 3 mm) y textura equigranular. En orden de abundancia se reconoció feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita (Fig. 19).

El feldespato potásico tiene color rosado, es de 3 mm y con forma anhedral y subhedral. El cuarzo tiene un tamaño de grano de 2 a 3 mm y con forma anhedral. La plagioclasa está en cristales anhedrales y subhedrales de 2 a 3 mm y con coloración blanco. La biotita es euhedral, de 1 mm y de color negro verdoso y pardo. Como mineral accesorio se identificaron cristales de titanita euhedrales, con habito prismático, en tamaños de

grano no superior a 0,5 mm y en colores castaño rojizo. Las muestras de ambos sondajes fueron clasificadas como granitos biotíticos.

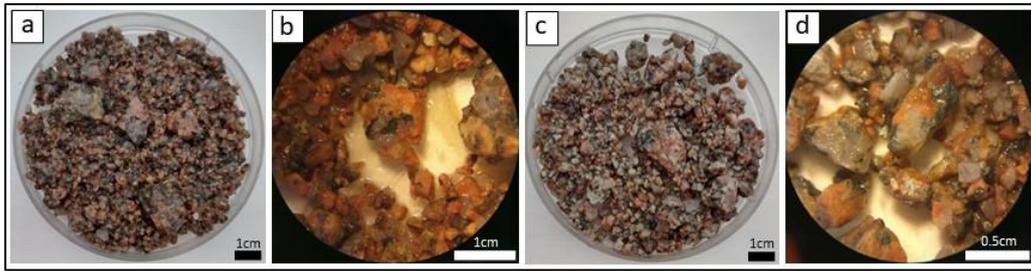


Figura 19. Fotografías con lupa binocular del cutting de los sondajes AGI-283 (a y b), y AGI-367 (c y d).

En las muestras del sondaje AGI-283 se identificaron MU-1 en delgadas patinas que recubren cavidades, planos de contacto de todos los minerales primarios, planos de clivaje de los filosilicatos y rellenando fracturas de los cristales de cuarzo y feldespato (Fig. 20).

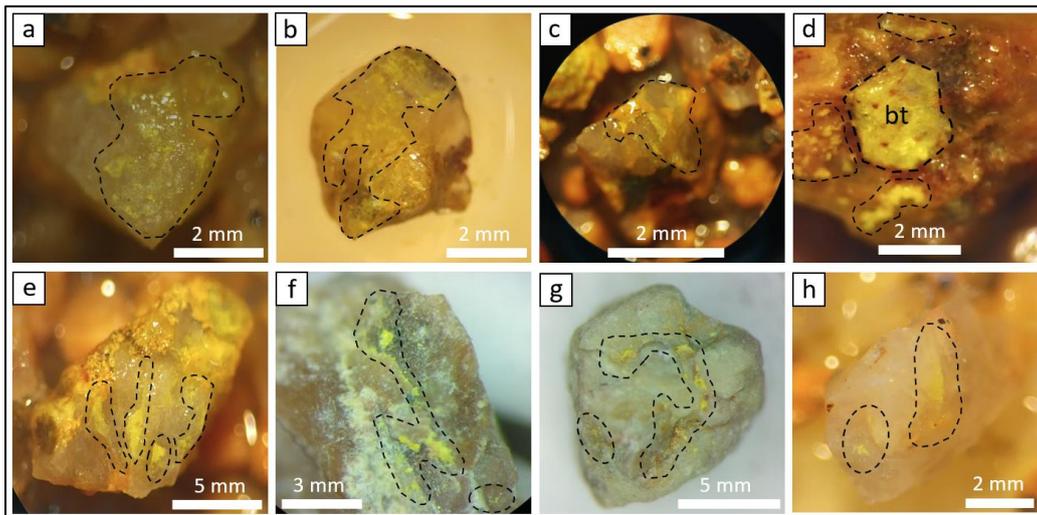


Figura 20. Fotografías con lupa binocular de pátinas y fracturas rellenas de MU-1 (indicadas con líneas de trazo negra) en el cutting del sondaje AGI-283. a), b) y c) Pátinas de MU-1 en cristales de cuarzo, d) Pátinas de MU-1 en cristal de biotita (bt). e), f), g) y h) Fracturas rellenas de MU-1 en cristales de cuarzo y feldespatos.

5.3.2-Metamorfitas

Las metamorfitas descritas corresponden a filitas y meta-areniscas con clivaje pizarreño. Las primeras son de coloraciones grisáceas y verdosa con tamaño de grano muy fino, textura porfidoblástica y lepidoblástica. Las segundas, presentan tonalidades rojizas y verdosas, tamaño de grano fino a muy fino y textura lepidoblástica.

Se observaron MU-1 mayormente en forma de pátinas recubriendo planos de clivaje ubicados preferentemente en sectores donde hay materia orgánica y óxidos de hierro.

AGI-14: metros 16-17 y 20-21

Las muestras de ambos metros corresponden a basamento. El cutting es de color gris verdoso y los recortes tienen grano muy fino, fabrica planar y textura lepidoblástica. Se desgrana y rompe fácilmente a lo largo de sus planos de clivaje al ser raspado con el lápiz rayador (Fig. 20 a, b y c)

Se observaron granos angulosos de cuarzo grisáceo de hasta 1 cm. El cutting del metro 20-21 presenta las mismas características del metro 16-17, pero su coloración es gris oscuro y los recortes son menos friables. Las muestras de este sondaje fueron clasificadas como filitas.

En el metro 16-17 se observaron MU-1. Son muy lábiles y se presentan en pátinas que recubren los planos de clivaje de las metamorfitas, junto a agregados de materia orgánica de <0,5 mm y pátinas de óxidos de hierro. En algunos fragmentos de cutting exhiben morfologías de laminillas de hábito cúbico superpuestas unas sobre otras, que recuerdan al aspecto de los filosilicatos (Fig. 21 d, e y f).

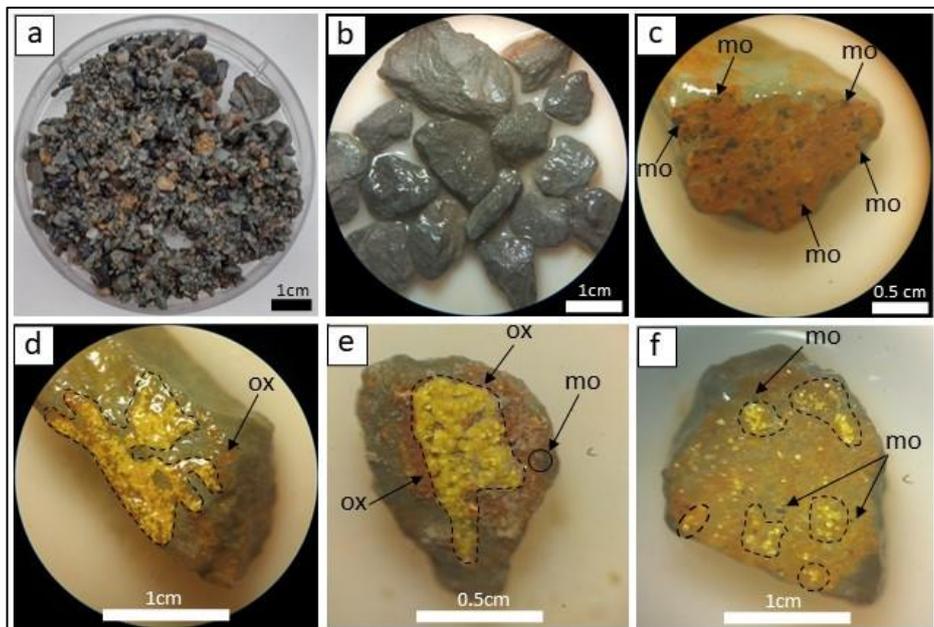


Figura 21. Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-14 metro 16-17 y 20-21. a) y b) cutting. c) Fragmento de cutting con pátina de óxidos de hierro y agregados de materia orgánica (mo). d), e) y f) Fragmento de cutting con pátina de MU-1 (indicadas con líneas de trazos negra), óxidos de hierro (ox) y materia orgánica (mo).

AGI-92: metros 30-31, 34-35 y 37-38

La muestra del metro 30-31 corresponde a un regolito y las otras dos a basamento. El cutting del metro 30-31 presenta coloración marrón rojiza con tonalidades azuladas, tiene un tamaño de grano fino, fabrica planar y textura lepidoblástica (Fig. 22 a, b y c).

En los planos de clivaje es posible distinguir cristales de hasta 0.5 mm de micas con tonalidades plateadas y doradas, y pátinas de óxidos rojizos. Las muestras de este sondaje fueron clasificadas como meta-areniscas. El cutting de los metros 34-35 y 37-38 presenta las mismas características que el metro 30-31, con la diferencia en sus coloraciones rojizas más azuladas.

Otros componentes vistos son fragmentos de cuarzo con morfología rectangulares y angulosos de hasta 4mm. No se observaron MU.



Figura 22. a), b) y c) Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-92. d) Fragmentos angulosos de cuarzo.

AGI-196: metro 20-21

Este metro corresponde a basamento. El cutting es de color verde oscuro satinado, brillo sedoso, tamaño de grano muy fino, fabrica planar y textura lepidoblástica (Fig. 23 a, b y c).

En los planos de clivaje es posible observar cristales de hasta 0,5 mm de micas con tonalidades plateadas y pátinas de óxidos rojizos. A su vez, se observaron microvenillas de cuarzo longitudinales y transversales a los planos de clivaje de hasta 1mm de ancho (Fig. 23 c). La muestra de este sondaje fue clasificada como una filita. No se observaron MU.

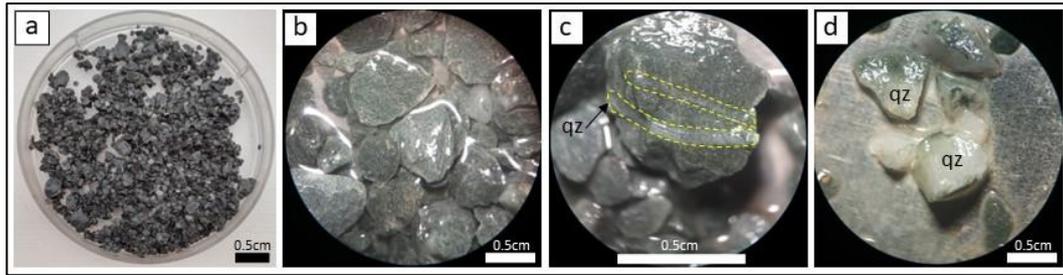


Figura 23. a) y b) Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-196. c) Detalle de microvenillas de cuarzo (línea de trazos amarilla). d) Detalle de fragmentos angulosos de cuarzo.

AGI-202: metro 15-16

Este metro corresponde a basamento. El cutting es de color gris verde oscuro satinado, brillo sedoso, tamaño de grano muy fino, fabrica planar y textura lepidoblástica. La roca está conformada por cristales de pirita de grano muy fino (<0,2mm) y aislados o en agregados milimétricos, cristales de micas de no más de 1mm con tonalidades plateadas y orientados según el plano de clivaje (Fig. 24).

En los fragmentos más grandes es posible observar venillas de cuarzo de hasta 2mm de espesor que atraviesan de manera subparalela y transversal al clivaje (Fig. 24 c). La muestra de este sondaje fue clasificada como una filita.

Al igual que en metros anteriores, se observan pátinas de óxidos rojizo-anaranjado localizadas preferentemente en planos de clivaje (Fig. 24 d). No se observaron MU.

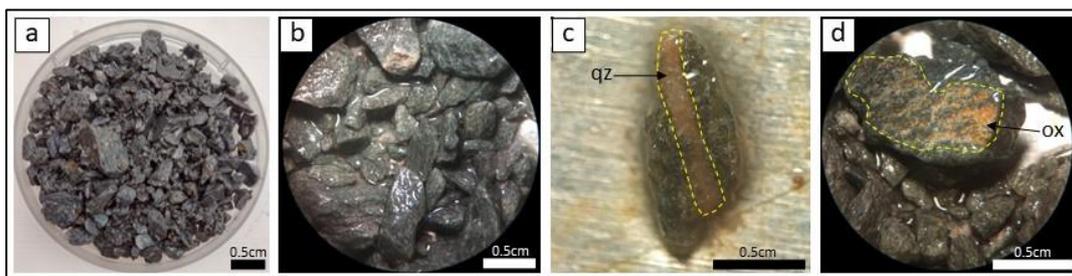


Figura 24. a) y b) Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-202. c) Detalle microvenillas de cuarzo (línea de trazos). d) Detalle pátina de óxidos (línea de trazos).

AGI-213: metro 20-21

Este metro corresponde a basamento. El cutting está compuesto por dos tipos de rocas metamórficas. La primera es similar a la del sondaje AGI-196 metro 20-21 y la segunda

es de color gris claro satinado, brillo sedoso, tamaño de grano muy fino, fabrica planar y textura porfidoblástica (Fig. 25 a y b).

Se distinguen porfiroblastos decusados de color gris oscuro, de 1 a 2mm y que, en sección transversal, muestran morfología esférica a elipsoidal. Podrían corresponder a cordierita (Fig. 25 b). Vistos de manera transversal a los planos de clivaje tienen morfología achatada. También se observan cristales muy pequeños (<0.2mm) de pirita, distribuidos de manera aislada o en agregados milimétricos (Fig. 25 c), como así también pátinas de óxidos rojizos. La muestra de este sondaje fue clasificada como una filita porfiroblástica. No se observaron MU.

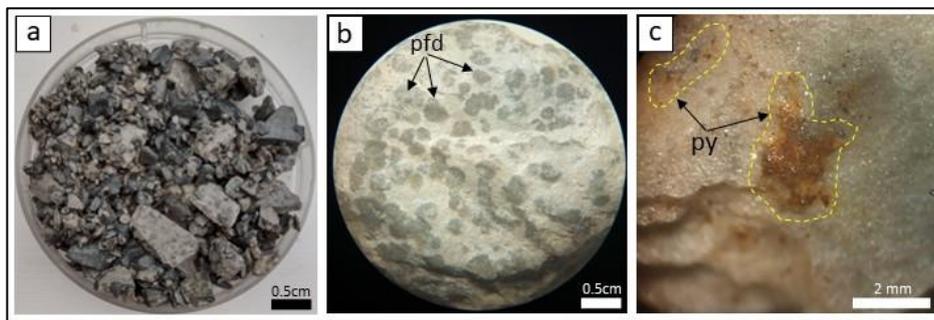


Figura 25. Fotografías con lupa binocular del cutting del sondaje AGI-213 metro 20-21. a) Fotografía cutting, b) Fragmento de filita porfiroblástica (se indica con flechas negras los porfiroblastos (pfd)), c) superficie de filita con agregados de pirita (py).

5.4-Descripción petrográfica de muestras de afloramientos

5.4.1-Target MARIA

Esta muestra corresponde a un regolito de granito parcialmente alterado de poca profundidad (~50 cm). Los fragmentos tienen un tamaño de hasta ~1 cm. Presenta color rosado claro, tamaño de grano mediano (1 a 5 mm) y textura inequigranular. En orden de abundancia se reconoció feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita alterada (Fig. 26 a y b).

El feldespato potásico presenta color rosado claro, en cristales euhedrales y subhedrales de 2 a 4 mm. Algunos exhiben hábito tabular corto y largo. El cuarzo tiene de 2 a 5 mm, tiene y forma anhedral y subhedral. Algunos cristales tienen formas sub-redondeados y se aprecia un desarrollo parcial de las caras cristalinas. Los cristales de mayor tamaño presentan micro fracturas. La plagioclasa presenta las mismas características que el feldespato potásico, pero su coloración es blanquecina. La biotita es euhedral de 1 a 2

mm, de color verde claro y pardo. Se presenta aislada o en agregados y está alterada total o parcialmente a clorita. Las muestras presentan algunos sectores alterados a minerales arcillosos, con patinas amarillas y anaranjadas. Las rocas de esta calicata fueron clasificadas como leucogranitos.

Se identificaron minerales de uranio MU-2. Son de color verde claro, presentan hábito micro-fibroso, botroidal y algunos, se muestran en forma de laminillas de hábito cúbico. (Fig. 26 e, f y g). También están en pátinas irregulares y muy friables de hasta 4 mm, que cubren los fragmentos del granito, en micro fisuras de cuarzo, planos de clivaje de feldespato potásico y planos de contacto de los minerales primarios. También relleno cavidades donde previamente hubo un mineral primario. Reaccionan levemente ante HCl y bajo luz UV, emiten fluorescencia tenue de color verde (Fig. 26 h).

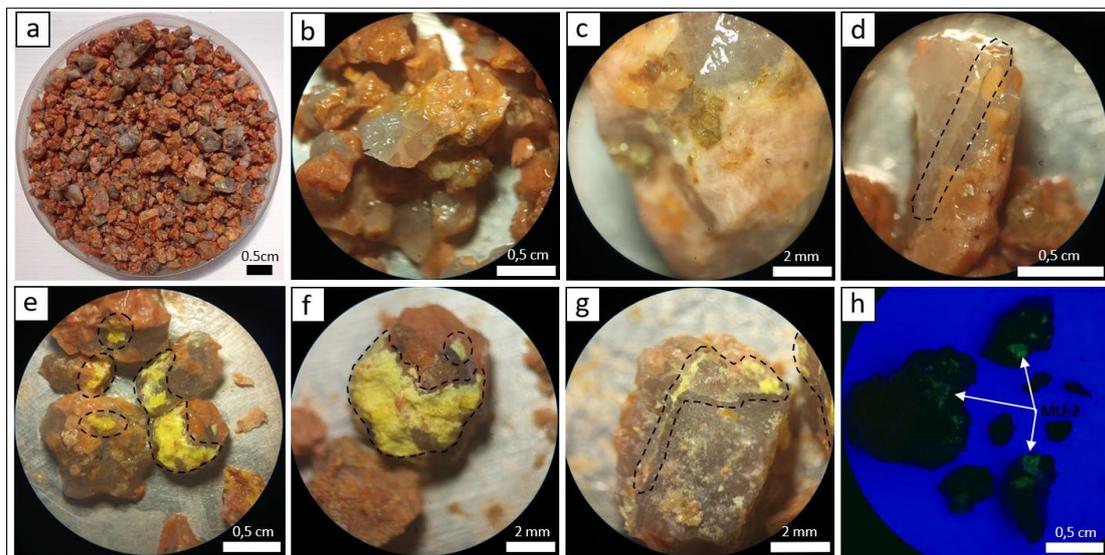


Figura 26. Fotografías con lupa binocular de las muestras de Maria Target. a), b) y c) Cutting, d) Fractura en cristal de cuarzo, e), f) y g) Fragmentos de granito con pátinas de MU-2 (indicadas en línea de trazos negra) h) Fragmentos de granito con MU-2 examinados bajo UV larga.

5.4.2-Target CAL 38

Esta muestra corresponde a una mezcla de regolito y basamento de metamorfitas de poca profundidad (< 50 cm). Los fragmentos tienen hasta 10 cm de diámetro, color castaño rojizo, grano fino, fábrica planar y textura lepidoblástica. Presentan pátinas de óxidos de hierro color rojizo anaranjado. Fueron clasificadas como meta-areniscas (Fig. 27 a).

Se observaron MU-1 en forma de pátinas aisladas con morfologías elongadas de alrededor de 4 mm que recubren los planos de clivaje de las metamorfitas. Son muy lábiles (Fig. 27 b, c y d).

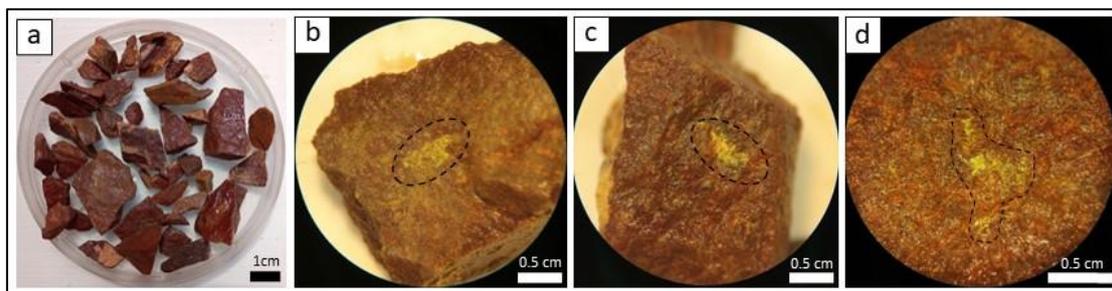


Figura 27. Fotografías con lupa binocular de las muestras de CAL38. a) detalle cutting, b), c) y d) fragmentos de meta-arenitas con pátinas de MU-1 (líneas de trazo negro).

5.5-Microscopía electrónica SEM-EDS

Para los análisis de MEB, se seleccionaron las muestras de los sondajes AGI-283, AGI-14, AGI-213 y en muestras del Target MARIA. Se obtuvieron imágenes SEM, espectrogramas y mapeos EDS para visualizar morfología y determinar concentraciones elementales de los MU y de otras fases minerales y no minerales de interés.

AGI-283: metro 9-10

Los MU se presentan como láminas cuadradas superpuestas y truncadas unas a otras, con aspecto de filosilicatos (Fig. 28 a, b y d). Se distribuyen formando agregados aislados, en los planos de clivaje de las biotitas (Fig. 28 a) y en fracturas de cuarzo y feldespatos (Fig. 28 a, b y c).

Los espectrogramas EDS realizados en los MU de las pátinas (Fig. 28 c) indican altas concentraciones de uranio, concentraciones intermedias de vanadio y potasio, y bajas concentraciones de sílice y aluminio. Aquellos realizados en los MU ubicados en fracturas de cuarzo y feldespatos (Fig. 29 d), muestran altas concentraciones de uranio, concentraciones intermedias de vanadio y carbono, y concentraciones bajas de sodio, sílice y aluminio. Por otro lado, los espectrogramas EDS de algunos cristales de biotita (Fig. 30 c), indicaron altas concentraciones de uranio, concentraciones intermedias de sílice, hierro, vanadio y carbono, y bajas concentraciones de aluminio, potasio, sodio y magnesio.

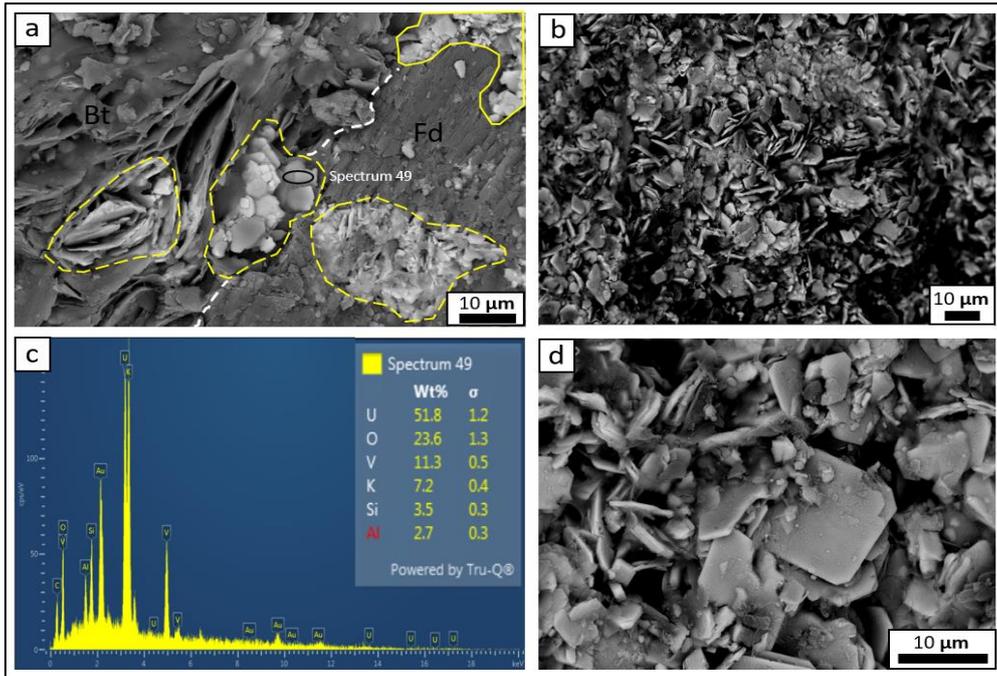


Figura 28. Imágenes SEM y espectrograma EDS de MU presentes en forma de pátinas sobre minerales primarios del granito del sondaje AGI-283 metro 9-10. a) Pátinas de MU sobre cristal de feldespato (Fd) y sobre cristal de biotita (Bt). La línea de trazos blanca limita el contacto entre estos últimos. b) y d) Detalle cristales MU. c) Espectrograma EDS realizado en una de las pátinas con MU.

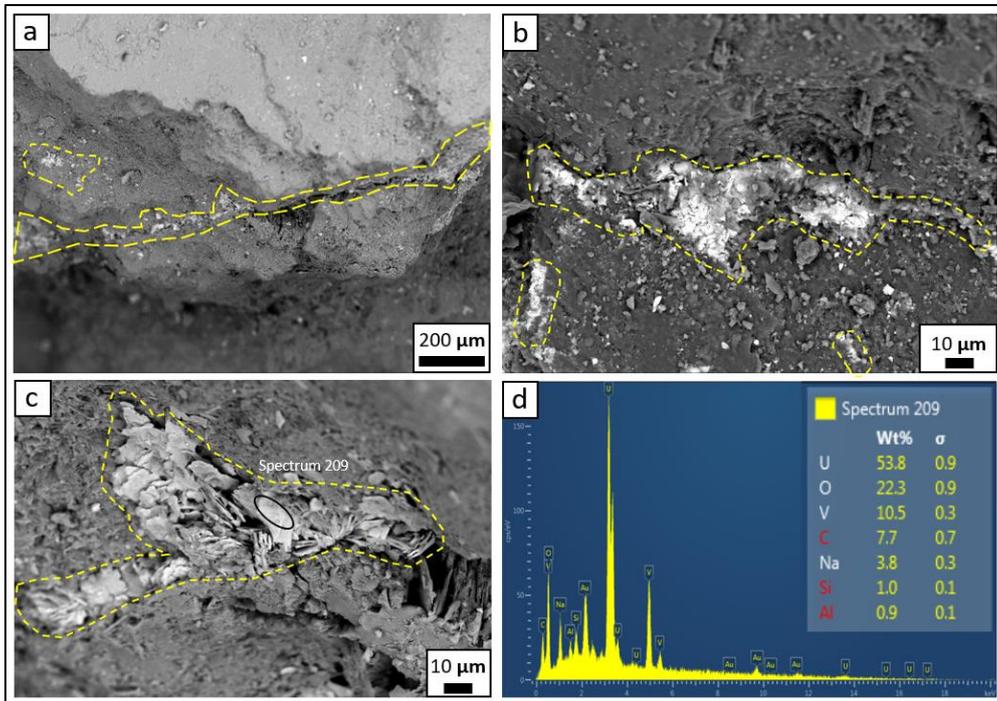


Figura 29. a), b) y c) Imágenes SEM y d) espectrograma EDS de MU presentes en fracturas de cristales de cuarzo y feldspatos del granito del sondaje AGI-283 metro 9-10.

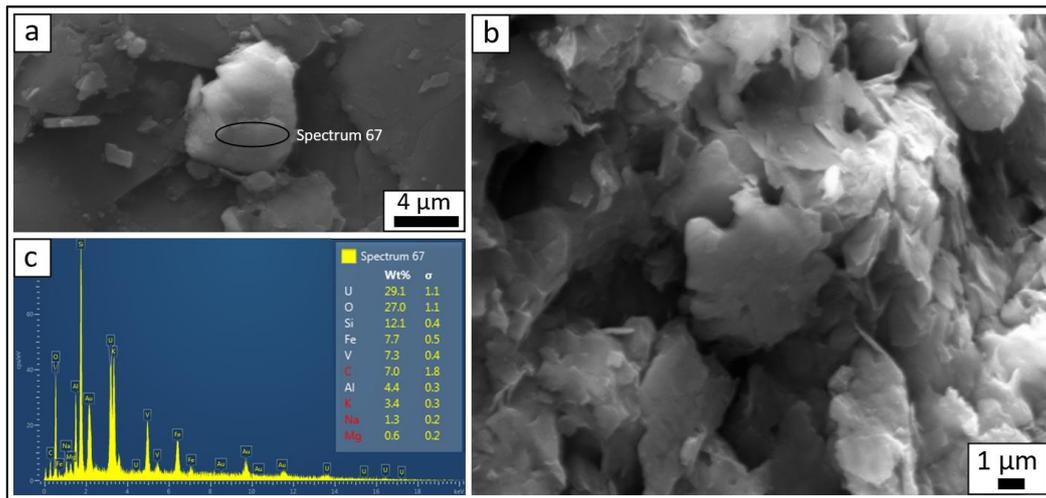


Figura 30. a) y b) Cristales de biotita alterada a clorita vistos en MEB. c) Espectrograma EDS realizado en los mismos cristales.

AGI-14: metro 16-17

Las imágenes realizadas en las pátinas de MU permiten visualizar cristales conformados por sucesivas laminas tabulares y cuadradas con aristas truncadas, que se asemejan a una roseta del desierto (Fig. 31 a, b y c). Se realizaron numerosos espectrogramas, siendo el de la Fig. 31 f, el más representativo, mostrando altas concentraciones de uranio, concentraciones intermedias de vanadio y carbono, y concentraciones bajas de potasio, sílice y aluminio.

Se configuró el MEB para resaltar con colores la concentración mayoritaria de U, V y C en la superficie de los MU y así generar mapeos elementales EDS (Fig. 31 d y e). Los mapeos permiten visualizar la presencia de agregados de carbón ubicados entre las capas de los MU. Algunos presentan formas hexagonales con sus caras parcial o totalmente desarrolladas, observación que permite confirmar que son cristales de grafito (Fig. 31 a).

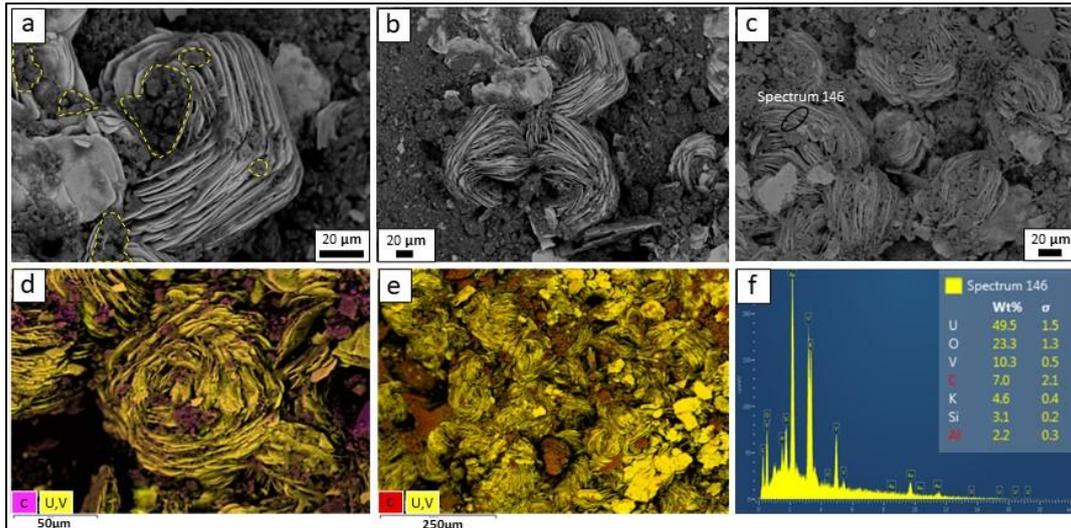


Figura 31. Imágenes SEM, mapeos y espectrograma EDS de los MU observados en las filitas del sondaje AGI-14 metro 16-17. a), b) y c) Imágenes SEM (la línea de trazos amarilla en a) indica la ubicación de agregados de grafito). d) y e) Mapeos EDS y f) espectrograma EDS realizado en uno de los cristales.

AGI-213: metro 20-21

Las imágenes SEM realizadas sobre la superficie de las filitas porfiroblásticas con agregados de pirita, permitieron confirmar que estas últimas son de tipo framboidal (Fig. 32 a y b). También se observaron algunos sectores con motas de materia orgánica y contenido de carbono de 72% (Fig. 32 c y d).

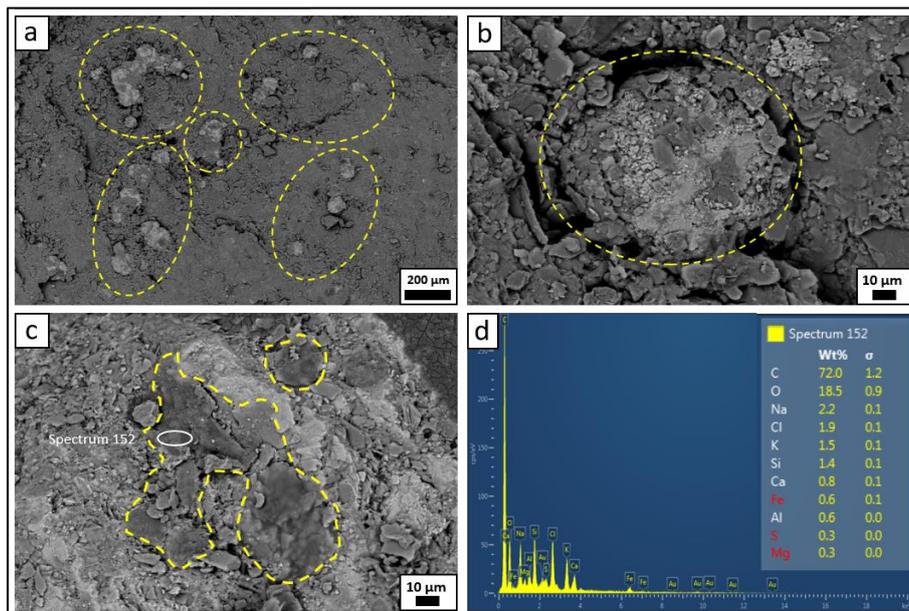


Figura 32. Imágenes SEM y espectrograma EDS en cutting de filitas porfidoblásticas. a) y b) Imágenes SEM de pirita framboidal (línea de trazos amarilla), c) Imagen SEM de motas de materia orgánica y d) Espectrograma EDS de motas de materia orgánica.

Target MARIA

Con los resultados del MEB, en las muestras con MU del Target MARIA se lograron diferenciar dos especies de minerales de uranio, denominados como MU-MEB-1 y MU-MEB-2.

Los MU-MEB-1, se presentan en forma de agregados fibrosos radiales superpuestos, que en algunos casos logran formar una circunferencia semi completa (Fig. 33 a, b y c). Los espectrogramas EDS (Fig. 33 g) realizados sobre estos cristales muestran altas concentraciones de uranio, concentraciones intermedias de sílice, concentraciones bajas de potasio y muy bajas de calcio, aluminio y cobre.

Los MU-MEB-2 están conformados por cristales con hábito tabular que forman agregados superpuestos unos a otros (Fig. 33 d, e y f). Los espectrogramas EDS (Fig. 27 h) indican altas concentraciones de uranio y oxígeno, concentraciones intermedias de vanadio y carbono, concentraciones bajas de calcio y muy bajas de sílice.

Además, del análisis con las imágenes SEM, se identificó abundante apatito (Fig. 33 i).

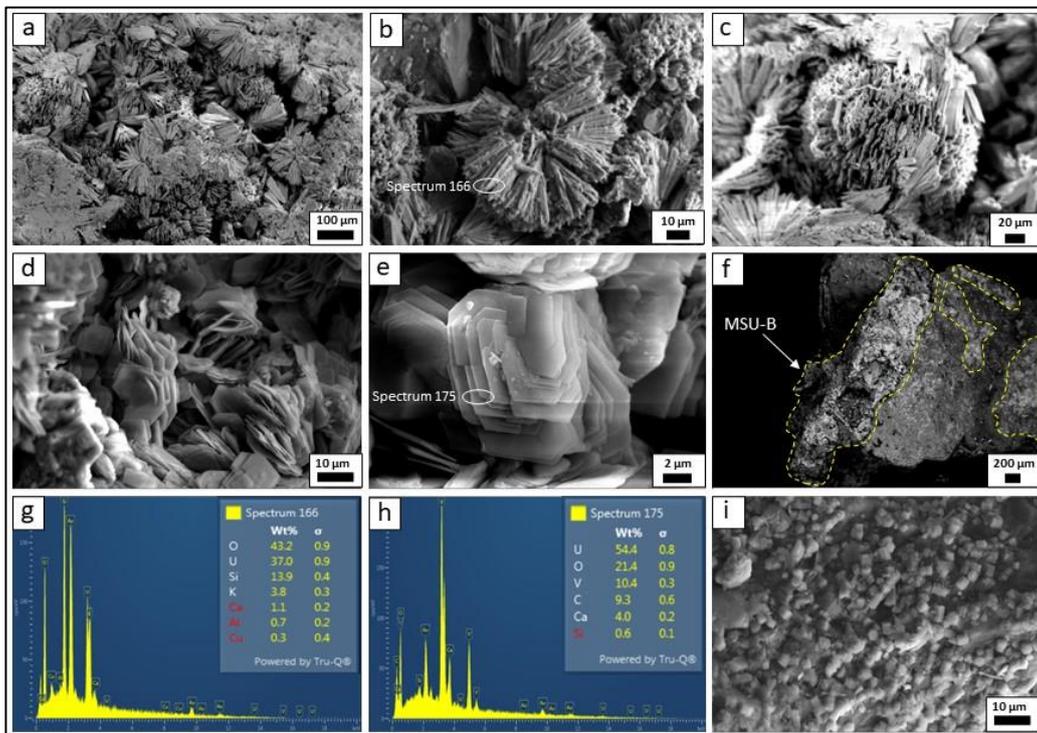


Figura 33. Imágenes SEM y espectrograma EDS de MU de las muestras de la calicata Maria Target. a), b), c) y g) MU-MEB-1. d), e), f) y h) MU-MEB-2. i) Imagen SEM de cristales de apatito.

6-DISCUSIÓN E INTERPRETACIONES

6.1-Análisis petrográfico

El análisis petrográfico del cutting de los granitos de los sondajes y muestras del target MARIA, permite afirmar que estas rocas pertenecen al Complejo Plutónico Navarrete (Pérmico), compartiendo similitudes petrográficas con las facies de leucogranitos y granitos biotíticos del Plutón San Martín, Granito Ceferino y Granito Yanca, descritos por Gozalvez (2010).

El análisis petrográfico del cutting de las rocas metamórficas de los sondajes y muestras del target CAL 38, permite confirmar que estas rocas corresponden a la Formación Nahuel Niyeu (Cámbrico). En la descripción de estas muestras, fue posible reconocer algunas de las litofacies de la Formación Nahuel Niyeu descritas por Greco (2016). Dicho autor propone una clasificación de carácter informal que permite identificar las litofacies en base a las variaciones de color y litología. Las litofacies se denominan verde grisácea, marrón amarillenta y roja.

Las muestras de los sondajes AGI-14, 196, 202 y 213 pueden entrar en la clasificación “verde grisácea” la cual incluye metagrauvas masivas feldespáticas y líticas, metagrauvas feldespáticas foliadas, laminadas y filitas verde grisácea. La biotita y clorita de origen metamórfico le dan su color característico.

Las muestras del sondaje AGI-92 y del target CAL 38 se ajustan a la clasificación “roja” la cual incluye meta-areniscas feldespáticas, metagrauvas feldespáticas foliadas, metagrauvas feldespáticas masivas y filitas rojas. Los opacos y óxidos le dan su tonalidad rojiza.

6.2-Minerales de U en el basamento del depósito

El análisis con lupa binocular del cutting y muestras de las calicatas del basamento ígneo-metamórfico del depósito Ivana, complementado con los estudios realizados con el MEB (composición elemental en % en peso, imágenes SEM y mapeos EDS), permitió identificar y definir mejor a los MU y proponer nombres a las especies minerales (Fig. 34).

Se debe aclarar que los microanálisis químicos por EDS son una técnica cualitativa y semicuantitativa, si bien la identificación de cada elemento es certera, la

precisión en la estimación de concentraciones puede verse afectada por diversos factores, como las irregularidades en la superficie analizada y la presencia de impurezas.

MU en granitos del sondaje AGI-283 metro 9-10

El principal candidato para el MU observado en el cutting de este sondaje es la carnotita, un vanadato de uranio y potasio ($K_2(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 3H_2O$). Otra posibilidad es la vandermeerscheite ($K_2[(UO_2)_2V_2O_8] \cdot 2H_2O$), un polimorfo de la carnotita recientemente publicado por Plasil et al. (2019). Las imágenes SEM realizadas por dichos autores en este MU muestran un hábito muy similar al observado en las imágenes de este trabajo, caracterizado por láminas delgadas de hasta 50 μm de largo que forman agregados subparalelos y divergentes.

Algunos espectrogramas realizados sobre los MU y sobre el cristal portador de las pátinas (cuarzo o feldespatos) arrojaron concentraciones elementales de C de hasta 21% (Spectrum 111). Avasarala et al. (2020) determinaron similares ocurrencias de carbono en cristales de carnotita encontradas en la antigua mina Claim 28, ubicada al noreste de Arizona (EE. UU). Dichos autores, interpretaron que las concentraciones de C se deben a inclusiones de materia carbonosa autóctona del depósito mineral.

Por otro lado, en algunos cristales de biotita, la composición elemental arrojó valores de uranio y vanadio llamativos ($U=29,1\%$ y $V=7,3\%$), por lo que podría tratarse de micas vanadiníferas. Las altas concentraciones de U deberían ser explicadas por reemplazos de uranio-vanadio (Arce, 2017). Observaciones similares realizó Arce (2017) en minerales de U-V con hábito micáceo en arenas medias a gruesas del depósito, proponiendo clasificarlos como roscoelita, un mineral formado en ambientes epitermales y niveles oxidados de depósitos de U-V de baja temperatura alojados en areniscas (Jensen y Barton, 2000).

Dentro del grupo de las micas, hay tres especies minerales que contienen V en su estructura cristalina. Son la roscoelita $K(V^{3+}, Al)_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$, la chernykhita $(Ba, Na)(V^{3+}, Al, Mg)_2((Si, Al)_4O_{10})(OH)_2$ y la balestraita $KLi_2V^{5+}Si_4O_{12}$. Las dos primeras son dioctaédricas mientras que la última es trioctaédrica. En la roscoelita y chernykhita el vanadio está nominalmente presente como V^{3+} (R.I=0,64 Å) (Shanon, 1976). Sin embargo, cantidades variables de cationes V^{4+} y V^{5+} , que son similares en tamaño de

radio ($R.I = 0,58$ y $0,54 \text{ \AA}$, respectivamente) pueden coexistir en sitios octaédricos. La balestrita V^{+5} en posiciones octaédricas (Lepore et al. 2015).

MU en filitas del sondaje AGI-14 metro 16-17

Los MU observados en estas filitas, en forma de pátinas o agregados individuales, son carnotita ($K_2 (UO_2)_2 (VO_4)_2 \cdot 3H_2O$). Al igual que en las muestras del sondaje AGI-283 metro 9-10, los espectrogramas arrojaron valores llamativos de C de hasta 13.6 % correspondientes en este caso a cristales de grafito ubicados entre las láminas de los cristales de la carnotita.

MU en granitos de la calicata Target MARIA

Las composiciones elementales observadas en los MU-MEB-1 permiten definir como principal candidato el silicato weeksita $K_2 (UO_2)_2 Si_6 O_{15} 4H_2O$. Debido a la presencia de Ca en la mayoría de los análisis, aunque en bajo %, otro candidato podría ser el silicato haiweeita, $Ca (UO_2)_2 [Si_5 O_{12} (OH)_2] \cdot 6H_2O$. En este último caso habría que explicar el alto porcentaje de potasio.

Para el MU-MEB-2, la especie mineral que más se asemeja con las composiciones generadas por los espectrogramas, es el vanadato tyuyamunita $Ca (UO_2)_2 (VO_4)_2 \cdot 5-8(H_2O)$. Otro podría ser el carbonato liebigita ($Ca_2 (UO_2)_2 CO_3)_3 \cdot 11H_2O$) justificada por la presencia de C en la mayoría de los espectrogramas, aunque podría tratarse de inclusiones como las mencionadas en los MU del sondaje AGI-283. En caso de tratarse de liebigita, la presencia de vanadio podría explicarse como reemplazos de uranio en su estructura cristalina.

Con los resultados del MEB fue posible hacer una comparación y darles nombres a las especies minerales observadas en lupa binocular. Para aquellas especies definidas en lupa binocular como MU-1 con coloración amarillo canario y que no emiten fluorescencia bajo luz UV, los candidatos son la carnotita y su polimorfo vandermeerscheite. Para el caso de los MU-2 con coloración verde manzana y fluorescentes bajo luz UV, los candidatos son la weeksita y haiweeita (MU-MEB-1); y tyuyamunita y liebigita (MU-MEB-2).

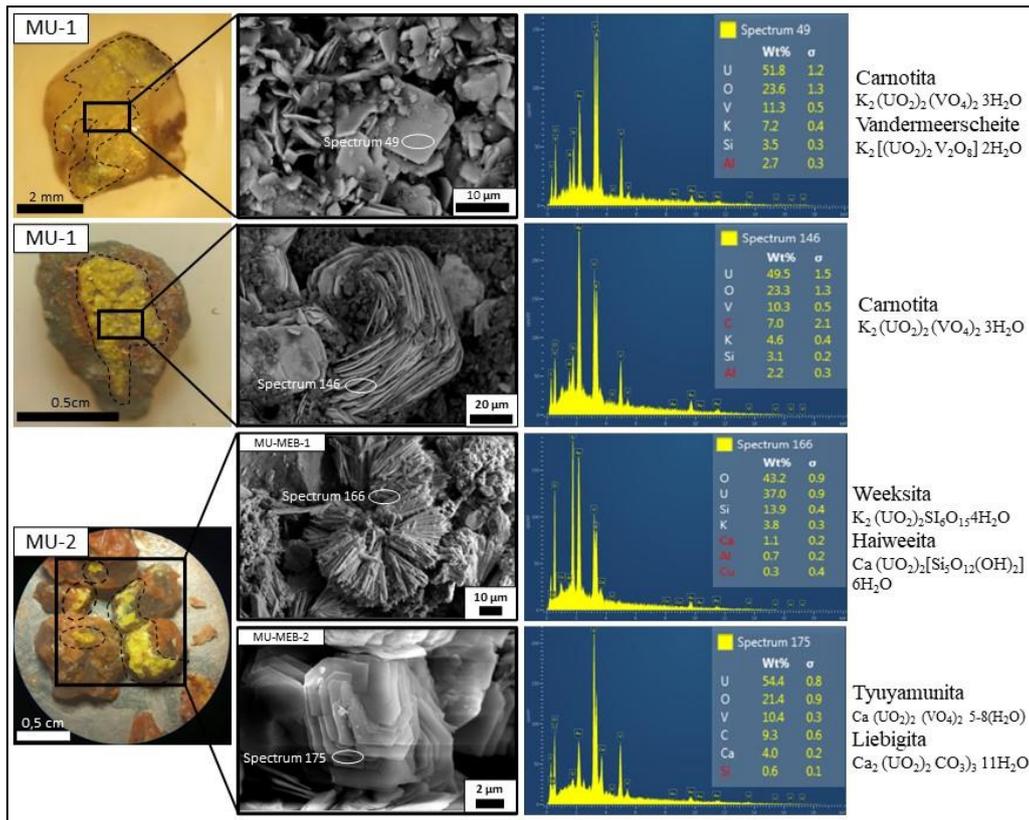


Figura 34: Comparación entre los MU observados bajo lupa binocular y en el SEM, con las propuestas de las especies minerales sugeridas en este trabajo.

6.3-Agentes reductores y precipitación de minerales de uranio en el regolito y basamento

El uranio puede existir en varios estados de oxidación, de los cuales U^{4+} y U^{6+} son los más importantes en la naturaleza (McSween et al. 2003). En su estado de oxidación +4, el uranio es menos soluble y forma compuestos más estables que en su estado de oxidación +6, que se moviliza más fácilmente. Hay muchos factores que determinan la oxidación/reducción de U desde mecanismos fisicoquímicos inorgánicos (por ejemplo, pH, Eh, presión parcial de O_2 y CO_2) a mecanismos enzimáticos orgánicos y microbianos (Campbell et al. 2012; Law et al. 2011; Newsome et al. 2014).

La uraninita y la cofinita son los principales minerales de uranio U^{4+} que, a través de la meteorización forman compuestos U^{6+} o compuestos de uranilo (Cumberland et al. 2016).

La precipitación de especies minerales de uranio insolubles (con la forma U^{4+}) y, por lo tanto, conservables a partir de soluciones acuosas (con la forma U^{6+}), requiere de condiciones reductoras, creadas por agentes reductores de origen inorgánico u orgánico.

La relación con la hematita no está clara, pero es posible que la oxidación del Fe (de ferroso FeO a férrico Fe_2O_3 a partir de sulfuros o silicatos) provoque la reducción concomitante del uranio de su estado U^{+6} a U^{+4} , facilitando su precipitación (Pirajno, 2009). El uranio puede absorberse fácilmente en sedimentos ricos en minerales de Fe, como ferrihidrita, goethita, hematita y magnetita (Kukkadapu et al. 2010).

Los estudios experimentales han demostrado que las bacterias reductoras de Fe y SO_4^{2-} pueden conducir a la reducción de U^{+6} para precipitar especies minerales con uranio en la forma U^{+4} (p. ej., Lovley, 1991; Cuney, 2010).

La disolución de apatito a microescala puede promover la precipitación de minerales U^{+4} y U^{+6} , lo que reduce la movilidad del uranio en condiciones tanto reductoras como oxidantes, respectivamente (Deditius et al. 2010).

La afinidad del uranio por los materiales orgánicos se conoce desde hace mucho tiempo. Carbones y lignitos uraníferos se han extraído en EE. UU y Canadá. Uno de los grupos importantes de materiales orgánicos que capturan y precipitan compuestos de uranio son los ácidos húmicos y humatos, derivados de la descomposición de material vegetal (turba, carbón y grafito). Los ácidos húmicos y los humatos tienen múltiples funciones, como la adsorción, como reactivos y reductores. La reducción da como resultado la precipitación de uraninita y esta en materiales orgánicos, probablemente esté mediada por colonias bacterianas (bacterias sulfato reductoras) que reducen los sulfatos a H_2S y provocan la precipitación de uraninita, según: $UO_2F^+ + HS^- \rightarrow UO_2 + HF + S$ (Pirajno, 2009).

Las bacterias sulfato reductoras además son responsables de la precipitación de pirita framboidal y existe una relación entre este tipo de pirita y la presencia de minerales de uranio (p.ej. Yang et al. 2009a). Yue et al. (2020) mediante imágenes SEM en muestras del depósito de uranio en areniscas de la cuenca de Ordos (China), observaron cristales de cofinita en intersticios de pirita framboidal, proponiendo un origen coetáneo y que esta última ha favorecido la precipitación de uranio.

Estos mecanismos de precipitación están involucrados en los frentes redox hidrostáticos en cuencas sedimentarias y en el basamento rocoso donde están presentes unidades ricas en arcilla o hierro ferroso o rocas ricas en materia carbonácea. Algunos minerales tienen una fuerte capacidad de adsorción de uranio: estos incluyen las esmectitas, kanditas e illita, goethita, hematita, rutilo, ilmenita, leucoxeno y zeolitas, así como compuestos orgánicos (Hutchison y Blackwell, 1984). Robertson et al. (1978) sugieren que donde se encuentran altas concentraciones de uranio en areniscas porosas es indicativo de un sistema hidrológico cerrado. Los sistemas cerrados pueden contener capas impermeables ricas en arcilla, como limolitas que limitan el movimiento de solutos y por lo tanto, forman barreras debido a la naturaleza compacta de los granos que impiden el movimiento de uranio y otros elementos.

El basamento del depósito Ivana contiene algunos de estos elementos que podrían haber actuado como agentes reductores en la precipitación de uranio en solución. En los granitos se observaron cristales de magnetita, pátinas de óxidos de hierro que en algunos casos rellenaban fracturas de cristales de cuarzo y feldespatos, y agregados de arcillas producto de alteración de feldespatos y micas. Mediante observaciones en el MEB, fue posible identificar cristales de apatita en muestras del target MARIA. Otro mineral visto en algunos cutting, fueron cristales de cuarzo ahumado. Estos son un indicativo directo de radiación asociada al uranio en el sistema.

Por otro lado, algunos de los espectrogramas EDS realizados en los MU de los granitos, arrojaron valores de C elevados (hasta 21 % en peso) que podrían corresponder a inclusiones de materia carbonosa autóctona del depósito.

En las filitas de los sondajes, tanto en muestra de mano como con el MEB, se observaron fragmentos de materia orgánica, pirita framboidal de origen biogénico y cristales de grafito intercalados en las láminas de los cristales de carnotita. El origen del grafito, estaría vinculado a la transformación de la materia orgánica en grafito singenético debido al metamorfismo regional que sufrieron las rocas de la Formación Nahuel Niyeu. También se observaron pátinas de óxidos de hierro. Los MU vistos en las filitas del sondaje AGI-14, están ubicados preferentemente sobre las pátinas de óxidos y motas de materia orgánica.

Fue posible determinar que en los granitos, la presencia de MU es mayor que en las filitas y meta-areniscas. Además, en estas últimas dos, las pátinas de MU son

generalmente más lábiles. La razón de esta característica puede deberse a que en los granitos, los MU tienen mayor espacio de precipitación entre los constituyentes primarios y sus fracturas, fracturas intergranulares y huecos donde previamente había feldespatos o micas, entre otros. Los MU vistos en las filitas y meta-areniscas, se ubican generalmente en los planos de clivaje de estas. La separación de la estratificación relíctica S_0 observada durante tareas de muestreo en campo, estaría actuando en subsuelo como un sistema permeable que capta el uranio en solución.

En Ivana, el nivel mineralizado inferior, que representa aproximadamente el 90% del depósito, está conformado por minerales primarios en proceso de oxidación. Estos minerales primarios se relacionan a un frente de óxido-reducción o roll-front bien marcado, donde los niveles de alteración oxidada con morfología tabular están penetrando y reemplazando aquellos con alteración reducida (Pensado et al. 2020). La mineralización de uranio observada en el regolito y basamento, es de tipo óxido o secundaria y estaría representando el avance de este frente redox.

En el basamento no expuesto predominan las especies de vanadatos (AGI-14, AGI-283), mientras que en superficie (target CAL-38) se determinaron también silicatos y posiblemente carbonatos. Esta diferencia puede estar reflejando condiciones de precipitación diferentes en superficie y subsuelo.

En los vanadatos de uranio, el V y el U se encuentran frecuentemente juntos dentro de los depósitos (Hostetler y Garrels, 1962). Las similitudes entre estos minerales provienen del posicionamiento de cationes intercalados (por ejemplo, Ca, K, Na, Ba) con los átomos de V (Cumberland et al. 2016). Se ha encontrado que la precipitación de carnotita ocurre después de agregar metavanadato de potasio (KVO_3) a las soluciones de U^{+6} y se promoverá aún más en condiciones oxidantes y alcalinas (pH 4–8), en ausencia de CO_3^{2-} (Campbell et al. (2014); Tokunaga et al. (2009). Según Langmuir (1978), es probable que se produzca la precipitación de carnotita donde las aguas subterráneas ricas en CO_2 se equilibran con los niveles atmosféricos de CO_2 en la superficie terrestre.

Los silicatos de uranilo, conformados por U^{+6} son constituyentes importantes en las zonas oxidadas de los depósitos tipo roll-front. Los SiO_4 son menos competitivos para los iones U que el CO_3^{2-} o el PO_4^{3-} , pero sin embargo son importantes donde los silicatos están presentes en concentraciones suficientes. En general, los silicatos de

uranilo solo pueden formarse y persistir en aguas subterráneas con sílice disuelta y pH < 9 (De Windt et al. 2003; Finch y Ewing, 1992).

El uranio forma fácilmente complejos de carbonato a pH intermedio a alto. La alta afinidad del UO_2^{2+} por el carbonato puede dar lugar a la adsorción en las superficies minerales carbonatadas (Elless y Lee, 1998; Kelly et al. 2006; Rihs et al. 2004), lo que podría conducir a la inmovilización y el enriquecimiento. La afinidad del UO_2^{2+} por el carbonato puede aumentar la solubilidad del uranio a medida que aumenta el pH (>5.5-6). Cuando el rango de pH está entre 6 y 8, predomina la especie U acuosa, $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$, para superiores a pH 8, los iones del complejo U^{+6} se transforman en el ion $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$ más estable. Estos complejos con carga negativa tienen gran movilidad (Elless y Lee, 1998).

Se puede interpretar que en subsuelo predominan condiciones oxidantes y con pH 4–8, con ausencia o niveles muy bajos de CO_3^{2-} que favorecen la precipitación de vanadatos, mientras que en superficie los valores de pH más neutros y alcalinos (entre 5 y 9), con presencia de SiO_x y CO_x^x , benefician la precipitación de silicatos y carbonatos de U.

6.4-Fuente de uranio del depósito y relación con el basamento ígneo-metamórfico

La fuente de U en el proyecto Amarillo Grande y en el depósito Ivana es aún un tema abierto a discusiones. En forma de complejos aniónicos acuáticos, el ion U^{6+} es muy móvil y puede migrar largas distancias. Por lo tanto, se pueden encontrar muchos minerales de uranilo sin ninguna relación espacial obvia con el mineral primario (Plasil, 2014).

La meteorización química libera uranio lábil de los minerales que se descomponen fácilmente en condiciones oxidantes, como la mica, la hornblenda, la uraninita y la plagioclasa, así como del vidrio volcánico. El circón, la monacita y la esfena, aunque comúnmente uraníferos, son refractarios y tienden a permanecer como granos detríticos. Las aguas superficiales, tienen valores de pH que normalmente oscilan entre ~5 y 6,5 y los valores de Eh de estas aguas suelen ser >0,4 voltios. Durante la meteorización de las rocas generadoras ígneas, el uranio se transporta fácilmente en solución como UO_2CO_3^0 neutro o como $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ (McSween et al., 2003).

El uranio lixiviado de las rocas erosionadas sigue varios caminos: la mayor parte entra en el ciclo hidrológico y finalmente regresa al océano. Una porción menor penetra en las rocas de la corteza en las aguas subterráneas, donde se precipita por diversos mecanismos para formar depósitos de uranífero (Hutchison y Blackwell, 1984).

Sobre la base del marco geológico regional y local, es posible que el principal aporte de U en el depósito Ivana provenga de las intercalaciones de rocas piroclásticas de la Formación Chichinales o de algunos niveles de las sedimentitas rojas del Grupo Neuquén, como así también de acumulaciones uraníferas más antiguas que fueron removilizadas. Las rocas piroclásticas representan rocas generadoras particularmente favorables porque son relativamente permeables y una alta proporción del uranio está alojada en la matriz vítrea de la que puede mobilizarse fácilmente durante la desvitrificación. Desde el Jurásico hasta el Mioceno, grandes volúmenes de flujo de ceniza, se depositaron en cuencas intracontinentales y representan la fuente de muchos depósitos tabulares y de roll-front, como en la Meseta Central de Colorado de los Estados Unidos (Cuney, 2010). Sin embargo, la principal fuente de uranio sedimentario son probablemente las rocas graníticas, que pueden tener entre 2 y 15 ppm de U (McSween et al. 2003).

Desde el Arcaico hasta el presente, tres tipos principales de granitos pueden estar suficientemente enriquecidos en uranio para cristalizar uraninita: (1) granito metaluminoso de alto K y altamente fraccionado y pegmatitas relacionadas, (2) leucogranito peraluminoso altamente fraccionado y pegmatitas relacionadas, y (3) pegmatoides peraluminosos resultantes del bajo grado de fusión parcial de rocas sedimentarias (Cuney y Friedrich 1987; Cuney, 2009).

En las cercanías del depósito, hay rocas ígneas que podrían haber aportado uranio al sistema. Estas incluyen al Plutón San Martín y al Granito Ceferino. Para el primero, hay datos publicados por Gozálvez (2010), de 2 y 4,9 ppm U en facies de granito biotítico, y 2 ppm para leucogranitos. Para el segundo, Pankhurst et al. (2006), publicaron valores de 3,06 ppm U. Otras rocas con valores >2 ppm U, son la Granodiorita San Patricio (2,8 ppm) y el Granito Yanca (3,4 ppm), ambas ubicadas a 20km al sur de la Estación Muster. Otras rocas ígneas potenciales son las lavas e ignimbritas del Complejo Volcánico Marifil. En el yacimiento de fluorita Puerto San Antonio, ubicado en las cercanías de la estación ferroviaria Musters y al suroeste de

Ivana, los valores más elevados reportados son de 3,8 ppm U para las ignimbritas que conforman la roca de caja de la mineralización de interés. A su vez, algunas fluoritas de este sitio alcanzan valores de hasta 5,3 ppm U (Luna, 2012).

El uranio también se puede encontrar en concentraciones significativas en rocas metamórficas (Davis et al. 2003). Para las metagranodioritas de la Formación Nahuel Niyeu en las cercanías de la localidad de Aguada Cecilio, los valores más altos de U son de 2,8 ppm (Greco, 2016).

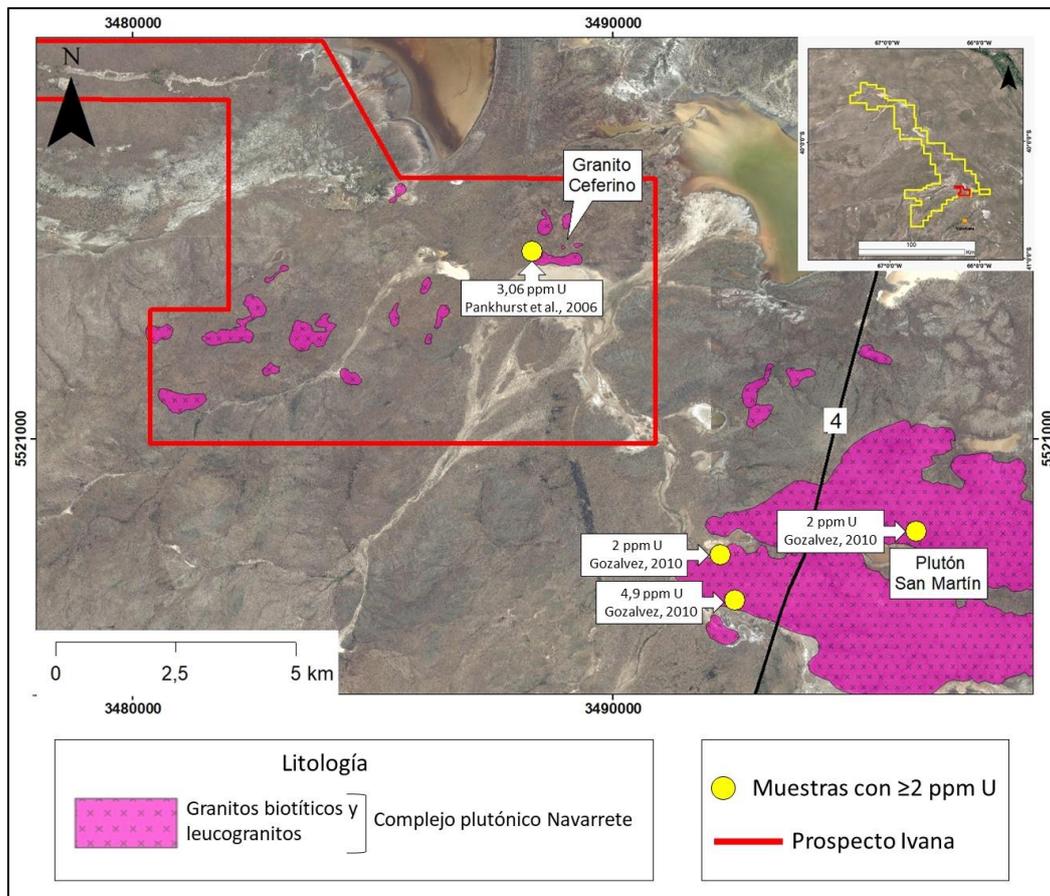


Figura 35. Mapa geológico del basamento aflorante dentro y en los alrededores del prospecto Ivana, con datos geoquímicos de uranio publicados por Pankhurst et al. (2016) y Gozalvez (2010).

6.5-Control estructural y mineralización

El depósito Ivana está ubicado en la intersección de los lineamientos Salina Trapalcó-Laguna Curico con rumbo NO-SE y el lineamiento Nahuel Niyeu con rumbo NE-SO. Estas estructuras favorecieron la escorrentía de cuerpos de agua subterránea y superficial como lo evidencian los cursos de agua de carácter efímero y lagunas como lo son la Laguna Tres Picos e Indio Muerto.

El relevamiento hidrogeológico realizado en el proyecto en el año 2018 por la consultora Hidroar S.A, permitió identificar la presencia de un acuífero secundario de fisura, con porosidad secundaria presente entre los 10-15 m de profundidad y tendencia de flujo hacia el Noreste, donde el basamento se estaría profundizando.

El mapa integral elaborado en la sección 5.1 permite ver claramente que las estructuras identificadas se correlacionan con zonas de baja profundidad en el basamento del depósito, sitio donde además están concentradas las leyes más altas de U. Estas últimas están concentradas mayormente en el regolito, como indican las secciones geológicas 2D.

La morfología de la mineralización observada en el basamento, es similar a la del nivel mineralizado inferior, que representa aproximadamente el 90% del depósito.

Las aguas meteóricas estarían lixiviando U^x de estratos suprayacentes (rocas ígneas, metamórficas, piroclásticas, sedimentitas) y transportándolo a través del regolito del depósito, que a su vez podría seguir aportando U^x en solución. La presencia de materia orgánica y otros elementos aparentemente jugó un papel clave en la reducción y precipitación de los minerales de uranio y vanadio determinados en el apartado 6.2.

En los primeros metros de basamento, dominados preferentemente por regolito, se estaría generando un frente redox o se trataría de un paleo-frente redox, evidenciado por un cambio en la coloración del cutting. Esto se vio con más énfasis en los granitos, ya que a modo general los metros superiores presentan tonalidades rojizo-naranja y los inferiores color rosado.

7-CONCLUSIONES

El presente trabajo, corresponde al primer estudio detallado de la mineralización secundaria de uranio en las rocas del basamento del depósito Ivana.

El basamento y principalmente el regolito del depósito de U-V sedimentario Ivana se encuentra mineralizado con especies minerales de uranio y vanadio. No se identificaron especies minerales primarias de uranio, si minerales de origen secundario y posibles micas vanadiníferas. Estos minerales secundarios son producto de la oxidación de minerales primarios relacionados a un frente redox, o de la removilización de los niveles mineralizados de la Formación Chichinales.

El basamento del depósito está paleo-meteorizado, conformado por un regolito rico en óxidos de hierro, minerales arcillosos y componentes de origen orgánico, que actúan como agentes reductores, lo que constituye un sistema redox. Este sitio tiene porosidad y permeabilidad, por donde circulan corrientes de agua subterráneas con U-V, donde se ve favorecida la precipitación de minerales de uranio.

Los intervalos mineralizados en el basamento representan posiciones en las que la interfase salmuera-agua dulce se mantuvo estable durante períodos de tiempo suficientes para que ocurriera una mineralización significativa, proceso que actualmente podría seguir operando.

Sería recomendable complementar los análisis realizados en este trabajo con estudios por difracción de rayos X en las mismas muestras y así definir con más precisión las especies minerales que se discutieron o definir nuevas especies que podrían ser únicas del depósito. Actualmente se registraron en la bibliografía más de 260 minerales que contienen uranio en sus estructuras cristalinas.

El basamento del depósito Ivana, preferentemente donde muestra sectores con desarrollo de regolito, puede constituir un nuevo target para futuros programas de exploración.

Sería recomendable localizar afloramientos frescos de granitoides dentro y en la periferia del depósito Ivana e identificar minerales primarios de uranio (por ejemplo: uraninita, urano-torita), y realizar análisis geoquímicos, con el objetivo de determinar si estas rocas efectivamente pueden ser una de las fuentes de U^x en el sistema.

8-REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arce, M. 2017. Estudio sobre las muestras AGI-100-arenas; AGI-100-pelitas y AGI-100-MO mediante microscopía electrónica de barrido y difracción de RX. Blue Sky Uranium internal Report, in Spanish.
- Arce, M. 2018. Estudio sobre las muestras AGI-285 10-11m mediante microscopía electrónica de barrido y difracción de RX. Blue Sky Uranium internal Report, in Spanish.
- Arce, M. 2019. Estudio sobre las muestras AGI-286 10-11m mediante microscopía electrónica de barrido y difracción de RX. Blue Sky Uranium internal Report, in Spanish.
- Avasarala, S., J. Brearley, A., Spilde, M., Peterson, E., Jiang, Y. B., Benavidez, A., y Cerrato, J. M. 2020. Crystal Chemistry of Carnotite in Abandoned Mine Wastes. *Minerals*, 10(10), 883.
- Basei, M., Varela, R., Sato, A.M., Siga, O. Jr. y Llambías, E. J. 2002. Geocronología sobre rocas del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico, Río Negro, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), 3: 117-122.
- Benson, P. M., Meredith, P. G., & Schubnel, A. 2006. Role of void space geometry in permeability evolution in crustal rocks at elevated pressure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12).
- Boyce, A. J., Fulignati, P., y Sbrana, A. 2003. Deep hydrothermal circulation in a granite intrusion beneath Larderello geothermal area (Italy): constraints from mineralogy, fluid inclusions and stable isotopes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126(3-4), 243-262.
- Bussandri, D. 2013, Proyecto Ivana Extension: private report for AREVA, 19p, in Spanish.
- Cagnoti, M. C., E. Linares, H. A. Ostrea, C. A. Parica y M. B. Remesal, 1993. Caracterización geoquímica de los metasedimentos de la Formación Nahuel Niyeu: implicancias sobre la proveniencia y el marco tectónico. Actas del 12° Congreso

Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 281- 288. Buenos Aires.

Caminos, R. 1983. Descripción geológica de las Hojas 39 g, Cerro Tapiluke y 39 h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, (inédito). Buenos Aires.

Caminos, R. 2001. Hoja Geológica 4166-I, Valcheta. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 299, 71p. Buenos Aires.

Caminos, R., J. Chernicoff y R. Varela. 1994. Evolución tectónico- metamórfica y edad del Complejo Yaminué, basamento preandino norpatagónico, República Argentina. Actas del 7º Congreso Geológico Chileno, 2: 1301- 1305.

Caminos, R. y E. J. Llambías. 1984. El Basamento Cristalino. En V. A. Ramos (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino, 1 (2): 37-63. Buenos Aires.

Campbell, K. M., Kukkadapu, R. K., Qafoku, N. P., Peacock, A. D., Leshner, E., Williams, K. H., y Long, P. E. 2012. Geochemical, mineralogical and microbiological characteristics of sediment from a naturally reduced zone in a uranium-contaminated aquifer. *Applied Geochemistry*, 27(8), 1499-1511.

Carlevaris, R., 2017. Proyecto Amarillo Grande, Sector Ivana 8, Informe Técnico Ensayos Metalúrgicos Uranio y Vanadio, 0289-3DGU-EICCI-001-A, 24 Noviembre 2017: private report for Minera Cielo Azul/Blue Sky Uranium, 43p, in Spanish.

Chernicoff, C. J. 1994. Estructura del basamento cristalino del área Yaminué - Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. Tesis Doctoral, 165 p., (inédita). Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.

Chernicoff, C. J. y R. Caminos. 1996 a. Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(2):107 - 118. Buenos Aires.

Chernicoff, C. J. y R. Caminos. 1996 b. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (3): 202 - 212. Buenos Aires.

Chernicoff, C. J., Zappettini, E. O., Santos, J. O., McNaughton, N. J., y Belousova, E. 2013. Combined U-Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Rio Negro Province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers*, 4(1), 37-56.

Croce, R. 1956. Formaciones características en las estructuras basales de la altiplanicie de Somún Curá en Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11 (3) : 158 – 201. Buenos Aires.

Cumberland, S. A., Douglas, G., Grice, K., y Moreau, J. W. 2016. Uranium mobility in organic matter-rich sediments: A review of geological and geochemical processes. *Earth-Science Reviews*, 159, 160-185.

Cuney, M. 2009. The extreme diversity of uranium deposits. *Mineralium Deposita*, 44(1), 3-9.

Cuney, M. 2010. Evolution of uranium fractionation processes through time: driving the secular variation of uranium deposit types. *Economic Geology*, 105(3), 553-569.

Cuney, M., y Friedrich, M. 1987. Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. *Bulletin de mineralogie*, 110(2), 235-247.

Davis, D.W., Williams, I.S., Krogh, T.E. 2003. Historical development of zircon geochronology. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53. Mineralogical Society of America, Washington, DC, pp. 145–181

De Windt, L., Burnol, A., Montarnal, P., van der Lee, J. 2003. Intercomparison of reactive transport models applied to UO₂ oxidative dissolution and uranium migration. *J. Contam. Hydrol.* 61 (1–4), 303–312.

Deditius, A.P., Utsunomiya, S., Pointeau, V., y Ewing, R.C. 2010. Precipitation and alteration of coffinite ($USiO_4 \cdot nH_2O$) in the presence of apatite: *European Journal of Mineralogy*, v. 22, p. 75–88.

Elless, M.P., Lee, S.Y. 1998. Uranium solubility of carbonate-rich uranium-contaminated soils. *Water Air Soil Pollut.* 107 (1), 147–162.

Feruglio, E. 1949-50. Descripción geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio, Dirección General de YPF, 1, 2 y 3. Buenos Aires.

Finch, R.J. y Ewing, R.C. 1992. The corrosion of uraninite under oxidizing conditions. *J. Nucl. Mater.*, 190(0): 133–156.

Greco, G. A. 2016. Caracterización metamórfico-estructural del basamento de bajo grado entre Nahuel Niyeu y Aguada Cecilio, Macizo Norpatagónico, Río Negro (Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata).

Greco, G. A., González, P. D., González, S. N., Sato, A. M., Basei, M. A., Tassinari, C. C., y Llambías, E. J. 2015. Geology, structure and age of the Nahuel Niyeu formation in the Aguada Cecilio area, North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 62, 12-32.

Greco, G. A., González, S. N., Sato, A. M., González, P. D., Basei, M. A., Llambías, E. J., y Varela, R. 2017. The Nahuel Niyeu basin: a Cambrian forearc basin in the eastern North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 111-136.

Goalvez, M. R. 2009b. Petrografía y edad $40Ar/39Ar$ de leucogranitos peraluminosos al oeste de Valcheta. Macizo Nordpatagónico (Río Negro, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (3): 409-425.

Goalvez, R.M. 2010. Metalogénesis asociada a la evolución magmática de las secuencias eruptivas Gondwánicas en el área de Valcheta y alrededores, provincia de Río Negro (Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba).

Gregori, D., Kostadinoff, J., Strazzer, L., Raniolo, A. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research*, v14, p. 429-450.

Gregori, D., Saini-Eidukat, B., Benedini, L., Strazzer, L., Barro, M., y Kostadinoff, J. 2016. The Gondwana Orogeny in northern North Patagonian Massif: Evidences from the Caita C6 granite, La Seña and Pangaré mylonites, Argentina. *Geoscience Frontiers*, v7, p. 621-638.

Hostetler, P.B., y Garrels, R.M. 1962. Transportation and precipitation of uranium and vanadium at low temperatures, with special reference to sandstone-type uranium deposits. *Econ. Geol.* 57 (2), 137–167.

Hutchinson, R. W., y Blackwell, J. D. 1984. Time, crustal evolution and generation of uranium deposits. In *Uranium geochemistry, mineralogy, geology, exploration and resources* (pp. 89-100). Springer, Dordrecht.

Jensen, E.P., y Barton, M.D. 2000. Gold deposits related to alkaline magmatism, in Hagemann, S.G., and Brown, P.E., eds., *Gold in 2000*: Littleton, Society of Economic Geologists, Inc., p. 279-314.

Kelly, S.D., Rasbury, E.T., Chattopadhyay, S., Kropf, A.J., y Kemner, K.M. 2006. Evidence of a stable uranyl site in ancient organic-rich calcite. *Environ. Sci. Technol.* 40 (7), 2262–2268.

Kuchling, K., Thorson, J., Edwards, C., Davis, B., Embree, K., y Lomas, s. 2019. Preliminary Economic Assessment for the Ivana Uranium – Vanadium Deposit, Amarillo Grande Project - NI 43-101 Technical Report for Blue Sky Uranium Corp. www.sedar.com.

Kukkadapu, R.K., Qafoku, N.P., Arey, B.W., Resch, C.T., y Long, P.E. 2010. Effect of extent of natural subsurface bioreduction on Fe-mineralogy of subsurface sediments. *J. Phys. Conf. Ser.* 217 (1), 012047.

Lachassagne, P., Wyns, R., y Dewandel, B. 2011. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23(3), 145-161.

Langmuir, D. 1978. Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42 (6, Part A), 547–569.

Law, G. T., Geissler, A., Burke, I. T., Livens, F. R., Lloyd, J. R., McBeth, J. M., y Morris, K. 2011. Uranium redox cycling in sediment and biomineral systems. *Geomicrobiology Journal*, 28(5-6), 497-506.

Lepore, G. O., Bindi, L., Zanetti, A., Ciriotti, M. E., Medenbach, O., y Bonazzi, P. 2015. Balestrite, $\text{KLi}_2\text{VSi}_4\text{O}_{10}\text{O}_2$, the first member of the mica group with octahedral V^{5+} . *American Mineralogist*, 100(2-3), 608-614.

Lescuyer, Jean-Luc, F. Bierlein y R. Sol. 2011. Geology and Uranium prospectivity of the Rio Negro Province, Northern Patagonia, Argentina. Inédito para AREVA.

Linares, E., H. A. Ostera y C. A. Parica. 1990. Edades radimétricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y de Valcheta, provincia de Río Negro, República Argentina. *Actas del 11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 251-253. Buenos Aires.

López de Luchi, M. G. L., Rapalini, A. E., & Tomezzoli, R. N. (2010). Magnetic fabric and microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana?. *Tectonophysics*, 494(1-2), 118-137.

Lovley, D. R. 1991. Dissimilatory $\text{Fe}(\text{iii})$ and $\text{Mn}(\text{iv})$ reduction. *Microbiological reviews*, 55(2), 259-287.

Luna, L. I. (2012). Estudio genético de la mineralización de fluorita del yacimiento Puerto San Antonio (Río Negro). In: Ph. D. Tesis. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

Llambías, E. J., Caminos, R. y Rapela, C. W. 1984. Las plutonitas y volcanitas del Ciclo eruptivo Gondwánico. En V. A. Ramos (Ed): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*, 9° Congreso Geológico Argentino – Relatorio I (4): 85-117.

Llambías, E. J., Varela, R., Basei, M. A. S., & Sato, A. M. (2002). Deformación y metamorfismo Neopaleozoico en Yaminué, Macizo Norpatagónico ($40^{\circ}50'S$, $67^{\circ}40'W$): su relación con la Fase Orogénica San Rafael y el arco de los Gondwánides. *Actas*.

- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, C. M., y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76(3-4), 235-257.
- Pensado, G. P., Campos, L., Rodriguez, J. M. y Testi, A. 2020. Ivana: un nuevo depósito de uranio y vanadio con potencialidad económica. Resumen extendido de charlas técnicas, XII Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, recursos minerales para un futuro sostenible. Instituto de ingenieros de minas del Perú. p. 89-92.
- Pirajno, F., y Cawood, P. A. 2009. Hydrothermal processes and mineral systems (No. 553.7 PIR). Springer/Geological Survey of Western Australia.
- Plasil, J. 2014. Oxidation-hydration weathering of uraninite: the current state-of-knowledge. *Journal of Geosciences*, 59(2), 99-114.
- Rapalini, A.E., López de Luchi, M., Tohver, E. y Cawood, P.A., 2013. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin? *Terra Nova*, 25, 337-342.
- Rihs, S., Sturchio, N.C., Orlandini, K., Cheng, L., Teng, H., Fenter, P., y Bedzyk, M.J. 2004. Interaction of uranyl with calcite in the presence of EDTA. *Environ. Sci. Technol.* 38 (19), 5078–5086.
- Robertson, D.S., Tilsley, J.E. y Hogg, G.N. 1978. The time-bound character of uranium deposits. *Econ. Geol.*, 73: 1401--1408.
- Schmid, S., Taylor, W. R., y Jordan, D. P. 2020. The Bigrlyi Tabular Sandstone-Hosted Uranium–Vanadium Deposit, Ngalia Basin, Central Australia. *Minerals*, 10(10), 896.
- Sesana, F. 1974. Contribución al conocimiento de los afloramientos de calizas de Yaminué. *Actas del 5º Congreso Geológico Argentino*, 2: 293- 304. Buenos Aires.
- Shannon, R.D. 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica A*, **32**, 751–767.
- Martínez Dopico, C.I., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E. y Kleinhanns, I.C., 2011. Crustal segments in the North Patagonian Massif, Patagonia: An integrated perspective based on Sm–Nd isotope systematics. *Journal of South American Earth Sciences*, 31, 324-341.

McSween, H. Y., Richardson, S. M., y Uhle, M. E. 2003. *Geochemistry: pathways and processes*. Columbia University Press.

Newsome, L., Morris, K., Trivedi, D., Atherton, N., y Lloyd, J. R. 2014. Microbial reduction of uranium (VI) in sediments of different lithologies collected from Sellafield. *Applied geochemistry*, 51, 55-64.

Núñez, E. 1975. Informe preliminar de la Hoja 39 i, Valcheta, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, informe 602: 1- 52, (inédito). Buenos Aires.

Núñez, E. 1975. Informe preliminar de la Hoja 39 i, Valcheta, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, informe 602: 1- 52, (inédito). Buenos Aires.

Tokunaga, T.K., Kim, Y., Wan, J. 2009. Potential remediation approach for uranium-contaminated groundwaters through potassium uranyl vanadate precipitation. *Environ. Sci. Technol.* 43 (14), 5467–5471.

Varela R, Valencio SA, Ramos AM, Sato K, González PD, Panarello HO, y Roverano DR. 2001. Isotopic Strontium, Carbon and Oxygen study on Neoproterozoic marbles from sierra de Umango, Andean Foreland, Argentina. In: Proc III South American Symposium on Isotope Geology, Rev Comunicaciones, vol 52, 121, CD Soc Geol Chile, pp 450–453

Vidal, C. G., Dopico, C. I. M., y de Luchi, M. L. (2022). Geocronología del stock monzodiorítico-cuarzoso a tonalítico Musters, un intrusivo ordovícico del área Valcheta, Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 79(3), 580-585.

von Gosen, W., 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): implications for a Patagonia plate. *Tectonics*, 22, 1005.

Wichmann, R. 1919 a. Sobre la constitución geológica del Territorio del Río Negro y la región vecina, especialmente de la parte oriental entre el río Negro y Valcheta. Primera Reunión Nacional de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales, Sección 1, Geología, Geografía y Geofísica: 90-107. Buenos Aires.

Wichmann, R. 1919 b. Contribución a la geología de la región comprendida entre el río Negro y el arroyo Valcheta. Con una descripción petrográfica de las rocas eruptivas y

metamórficas por el Dr. F. Pastore. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, 13 (4). Buenos Aires.

Yang, X.Y., Ling, M.X., Sun, W.D., Luo, X.D., Lai, X.D., Liu, C.Y., Miao, J.Y., y Sun, W., 2009a. The genesis of sandstone-type uranium deposits in the Ordos Basin, NW China: constraints provided by fluid inclusions and stable isotopes. *International Geology Review* 51, 422-455.

Yue, L., Jiao, Y., Wu, L., Rong, H., Fayek, M., y Xie, H. 2020. Evolution and origins of pyrite in sandstone-type uranium deposits, northern Ordos Basin, north-central China, based on micromorphological and compositional analysis. *Ore Geology Reviews*, 118, 103334.