

MINERALIZACIÓN DE CU (V-U) EN LA FORMACIÓN HUINCUL, PROSPECTO TORDILLOS, CUENCA NEUQUINA

M. Josefina PONS¹, Marta FRANCHINI¹, Adolfo GIUSIANO², Laura MAYDAGÁN^{1,3} y Ana Laura RAINOLDI^{1,3}

¹ Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos CONICET, Departamento de Geología y Petróleo, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén. E-mail: josefina.pons074@gmail.com

² Subsecretaría de Minería e Hidrocarburos, Neuquén.

³ Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

RESUMEN

Tordillos es uno de los numerosos depósitos de cobre (V-U) estratiformes de la Cuenca Neuquina y está ubicado en el sector norte de la dorsal de Huincul, al SO del anticlinal Sauzal Bonito. Presenta recursos de 9,5 Mt y una ley media de Cu de 0,42 % con anomalías de U (135-251 ppm) y V (250-980 ppm). La mineralización es epigenética y rellena la porosidad secundaria de las areniscas permeables, alteradas y decoloradas correspondientes a la Formación Huincul. Consiste en calcosina con calcopirita y bornita relictas y minerales supergénicos de cobre, vanadio y uranio (covellina, brochantita > malaquita, *copper wad*-tenorita y cuprita, crisocola, vanadatos de Cu y urovanadatos de K y Ba), siempre en contacto con impregnaciones de bitumen. Las evidencias de disolución de los minerales autigénicos (hematita-cuarzo-baritina 1-calcita 1) y de los clastos y el orden cronológico de precipitación de nuevos cementos (arcillas-baritina 2-pirita-calcita 2-sulfuros de Cu-baritina 3) en las areniscas documentan una historia compleja para la formación de este depósito, dada por el ingreso de varios pulsos de fluidos (aguas cuencales saturadas en bario, hidrocarburos y salmueras ricas en cloruros que transportaron cobre en solución) y su posible mezcla con las aguas intersticiales de la Formación Huincul que contenían sulfatos. La tectónica andina durante el Mioceno debió producir la ruptura de sellos y el ascenso de estos múltiples pulsos de fluidos desde las rocas reservorios hacia las areniscas y conglomerados de la Formación Huincul a través de estructuras preexistentes de la Dorsal de Huincul.

Palabras clave: *Cu estratiforme, estratos rojos, decoloración, hidrocarburos, salmueras cuencales*

ABSTRACT

Cu (V-U) mineralization in Huincul Formation, Tordillos prospect, Neuquén Basin

Tordillos is one of several stratiform copper deposits (V, U) of the Neuquén Basin, located in the northern sector of the Dorsal Huincul to the SW of anticlinal Sauzal Bonito. The deposit has an estimated total resource of 9.5 Mt and 0.42 % Cu grades with U (135-251 ppm) and V (250-980 ppm) anomalies. The mineralization is epigenetic and fills the secondary porosity of the permeable and bleached sandstones of the Huincul Formation. It consists of chalcocite with relict chalcopyrite and bornite and supergene Cu-V-U minerals (covellite, brochantite > malachite, copper wad-tenorite and cuprite, chrysocola, Cu-K-Ba vanadates and urovanadates) always in contact with impregnations of bitumen. The textural evidences of dissolution of authigenic minerals (hematite-quartz-barite 1-calcite 1) and detrital grains and the chronological order of precipitation of new cements (clays-barite 2-pyrite-calcite 2-Cu sulfides-barite 3) in sandstones document a complex history for the formation of this deposit. The influx of several pulses of fluids (basinal waters rich in Ba, hydrocarbons, and brines with Cu chlorides) and their mixing with interstitial waters of the Huincul Formation, that contained sulfates, may have produced the mineralization. The Andean tectonics during the Miocene must have caused the breakdown of seals and the upward flow of these multiple fluids pulses from the reservoir into the sandstones and conglomerates of the Huincul Formation through preexisting structures of the Dorsal de Huincul.

Keywords: *Stratiform copper, red beds, bleaching, hydrocarbon, basinal brines*

INTRODUCCIÓN

Los depósitos de Cu hospedados en rocas sedimentarias representan aproximadamente el 23 % de la producción y reservas de Cu conocidas en el mundo, además de ser en algunos casos fuentes importantes de otros metales como Ag, Co, U, V, Pt, y Pb (Kirkham 1989, Brown 1992, Hitz-

man *et al.* 2005). El cinturón de cobre neoproterozoico de África central hospeda numerosos depósitos de Cu-Co con reservas de 140 Mt Cu y 6 Mt Co (Cailteux *et al.* 2005) que han sido intensamente estudiados. Sin embargo, las interpretaciones genéticas son complejas debido a la superposición de eventos diagenéticos y metamórficos (El Desouky *et al.* 2010 y

referencias allí citadas). Los depósitos de Cu estratiforme se clasifican en dos tipos: 1) el tipo *Kuperschiefer*, que consiste en depósitos hospedados en rocas sedimentarias carbonosas formadas en ambientes lacustre o marino somero y 2) el tipo *red-bed* en el cual la mineralización se aloja en rocas clásticas grises dentro de sucesiones dominadas por capas rojas, generalmente

en el contacto entre las unidades rojas y grises (Hitzman *et al.* 2005). El origen de la mineralización en ambas clases ha sido atribuido a la interacción de fluidos oxidantes que transportan cobre en solución con la roca reductora que contiene pirita (Kirkham 1989, Brown 2005, Hitzman *et al.* 2005) y/o a mezcla de fluidos (Sutton y Maynard 2005).

El prospecto Tordillos es uno de numerosos depósitos de cobre (V-U) estratiformes hospedado en las rocas sedimentarias cretácicas del Grupo Neuquén (Formación Huincul, Herrero Ducloux 1946). Se localiza al norte de la dorsal de Huincul (Fig. 1) y al SO del anticlinal Sauzal Bonito, cerca de los yacimientos hidrocarbúricos Rincón del Mangrullo, Fortín de Piedra y Loma la Lata y al sur del prospecto de uranio Campesino Norte. La mineralización se hospeda en niveles permeables de sedimentitas clásticas decoloradas dentro de una sucesión de rocas continentales cretácicas cementadas por óxidos e hidróxidos de hierro del Grupo Neuquén. Los sulfuros de Cu se encuentran espacialmente asociados a bitumen y baritina. La combinación de excelentes afloramientos de la roca sedimentaria alterada y mineralizada con sulfuros relictos en contacto con abundante bitumen y la ausencia de eventos metamórficos o tectónicos posteriores, hacen de este prospecto un excelente ejemplo de estudio para modelizar los depósitos de Cu hospedados en capas rojas y poder establecer guías de exploración.

En este trabajo se presentan datos geológicos, geoquímicos y petrográficos inéditos del prospecto Tordillos y se analiza un posible modelo epigenético donde la mineralización de Cu habría precipitado a partir de la mezcla de salmueras cuencales, que migraron a través de las estructuras principales de la dorsal durante la orogenia andina, con las aguas de formación del Grupo Neuquén, en presencia de hidrocarburos.

Historia del depósito

Granero Hernández y Schmid (1956) realizaron el primer trabajo sobre este prospecto con la ejecución de 46 piques

a lo largo de las mesetas con mayor mineralización, trincheras y muestreos de superficie. Se calcularon reservas probables de 100 mil toneladas con una ley de 0,62 % Cu. En el período 1993-1994 Degerstrom-Polimet realizó un plan de exploración con 97 pozos perforados por circulación reversa totalizando 2.506 m, y calculó recursos de 9,5 Mt y un promedio de 0,42 % de Cu (Lyons 1999). En el año 2006, Orión del Sur realizó una nueva exploración con 50 pozos y 2.541 m de perforación y definió leyes variables entre 0,1 y 1 % Cu con anomalías de V y U para los cuerpos mineralizados (Testi 2006).

METODOLOGÍA

Se describieron muestras no alteradas, alteradas y mineralizadas obtenidas en el relevamiento de campo con lupa binocular y microscopios con epi-transiluminación binocular. Se seleccionaron las muestras más representativas (30) para realizar análisis químicos de elementos mayoritarios, traza y tierras raras en los laboratorios *Acme Analytical Laboratories*, en Canadá. Se analizaron los minerales por difracción de rayos X con el equipo Rigaku D-Max, IIC del Centro de Investigación de Minerales Arcillosos, en la Universidad Nacional del Comahue, con tubo de Cu-K α 1,5405 Å. Los análisis químicos cuantitativos se determinaron con una microsonda de electrones Cameca SX-50 equipada con 5 espectrómetros dispersivos en longitud de onda (WDS) y un espectrómetro dispersivo en energía (*silicon drift type detector*; SDD), en la Universidad de Barcelona. Los análisis de sulfuros, sulfatos y minerales de U y V se realizaron bajo condiciones de corriente 20,12 kV y de voltaje 20,04 nA. Para los carbonatos y silicatos la corriente utilizada fue de 40 y 15 kV respectivamente con un voltaje de 20,04 nA. Los patrones utilizados fueron: Al: Al₂O₃, Ag: plata nativa, Ba: baritina, Ca: calcita, wollastonita, Cu: calcopirita, Fe: hematita, Fe: pirita, K: ortoclasa, Mg: periclusa, Mn: rodonita, Mo: Mo, Na: albita, Pb: galena, Si: dióxido, Sr: celestina, Sn: Sn, V: V, Zn: esfalerita.

Mapas de elementos traza en sulfuros

(n=10) fueron realizados en el laboratorio de ablación láser y espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS) de la Universidad de New Brunswick (*Department of Earth Sciences*), en Canadá (Mc Farlane y Luo 2012). Se utilizó un sistema láser *excimer* Resonetics M-50 193 nm, acoplado a un cuadrupolo Agilent 7.700 ICP-MS equipado con bombas rotativas externas duales. Los sulfuros fueron analizados utilizando cráteres de 17 μ m, una energía del láser regulada a ~1,5 J/cm² y una repetición de 10 Hz. El ICP-MS se hizo funcionar a 1.450 W, a una profundidad de antorcha de 5,0 mm. El material separado por la ablación láser fue transportado a través de gas He hacia un tubo de vidrio donde muestra y He fueron mezclados con gas Ar. Se analizaron los siguientes isótopos: ²⁹S, ³⁴S, ⁵¹V, ⁵⁵Mn, ⁵⁷Fe, ⁵⁹Co, ⁶²Ni, ⁶³Cu, ⁶⁶Zn, ⁷²Ge, ⁷⁵As, ⁹⁵Mo, ¹⁰⁷Ag, ¹¹¹Cd, ¹¹⁸Sn, ¹²¹Sb, ¹²⁵Te, ¹⁹⁷Au, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁹Bi, ¹²⁵Te y ²³⁸U. Los análisis fueron calibrados mediante un sulfuro de referencia estándar *Mass-1*, un estándar interno (calcosina con un valor de Cu de 80 %) y un estándar de control de calidad GSE-1G (*synthetic reference glass E-1G*). Los datos se redujeron mediante el programa *Iolite v2.2* (Paton *et al.* 2011) de *Wavemetrics IgorPro v6.22*. Los límites mínimos de detección (mdl), media, desviaciones estándar, máximos, mínimos, precisiones medias (%) y errores analíticos se brindan en el Apéndice Digital. Las abreviaturas de los minerales de las figuras y cuadros se basan en los trabajos de Kretz (1983) y de Whitney y Evans (2010).

GEOLOGÍA LOCAL

Las sedimentitas de la Formación Huincul (Cenomaniano superior, Wichmann 1972, Herrero Ducloux 1946) forman parte del Grupo Neuquén (Cenomaniano-Campaniano), que cubre el centro este de la Cuenca Neuquina con más de 1.300 m de espesor (Cazau y Uliana 1972). El Grupo Neuquén está constituido por el Subgrupo Río Limay (formaciones Candeleros, Huincul y Cerro Lisandro, de Ferraris 1968), el Subgrupo Río Neuquén (formaciones Portezuelo y Plottier, Cazau

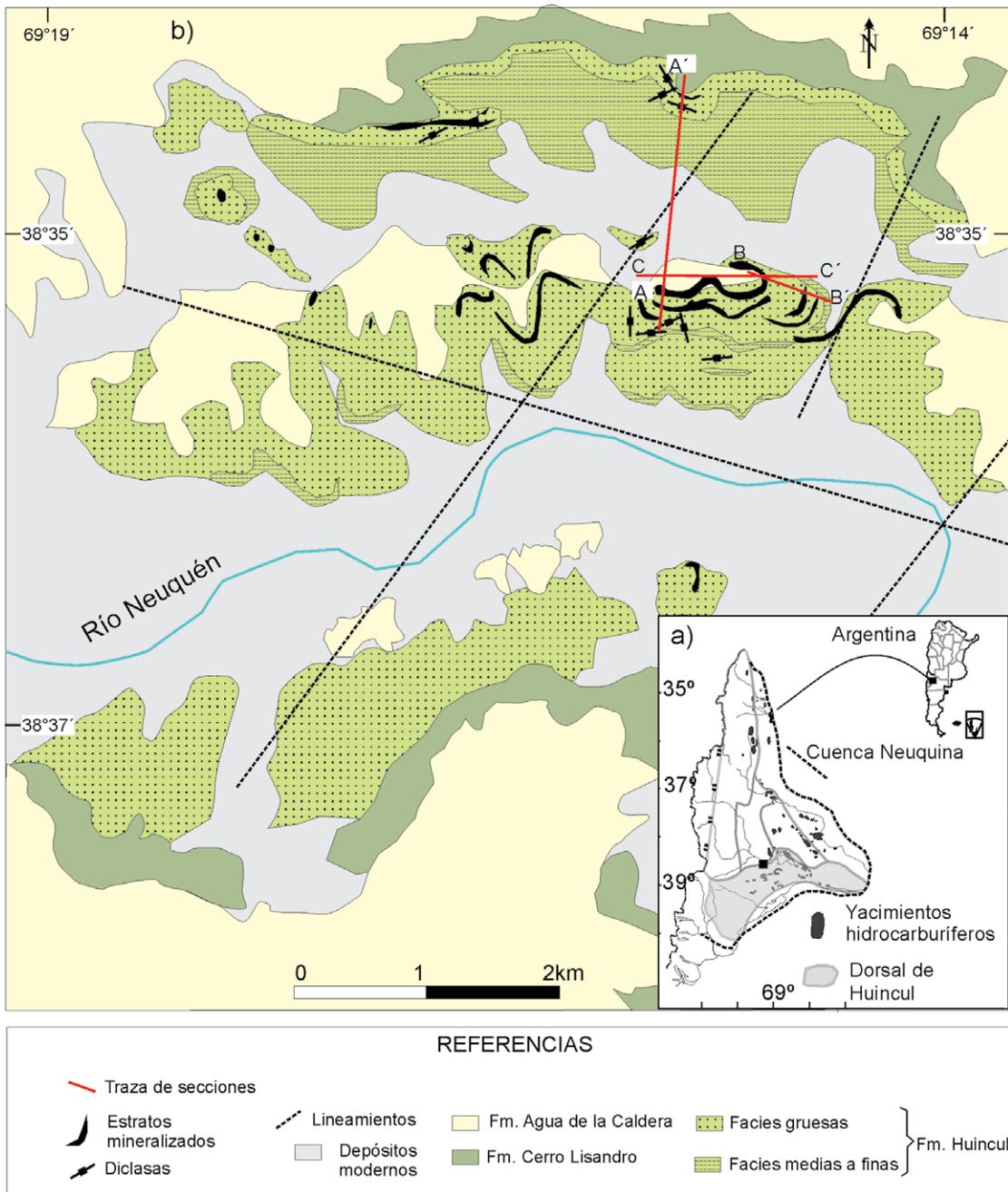


Figura 1: a) Ubicación regional del prospecto Tordillos. b) Mapa geológico de detalle del área de estudio con la ubicación de las zonas mineralizadas en negro, modificado de Leanza *et al.* (2005).

y Uliana 1973) y el Subgrupo Río Colorado (formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto, Cazau y Uliana 1973, Ramos 1981). Las sedimentitas del Grupo Neuquén yacen en discordancia sobre las rocas sedimentarias continentales del Grupo Rayoso (Aptiano-Albiano) y están cubiertas por las sedimentitas marinas del Grupo Malargüe (Maestrichtiano inferior-Campaniano superior). Al norte de la localidad de Plaza Huincul y en la margen norte del río Neuquén,

afloran los estratos de las formaciones Huincul y Lisandro (Herrero Ducloux 1939) correspondientes al Subgrupo Río Limay. Esta zona está al norte de la dorsal de Huincul, en el flanco SO del anticlinal Sauzal Bonito. Este pliegue se formó en el Jurásico-Cretácico, durante la inversión tectónica de las fallas normales del *rift* triásico que posteriormente sufrieron reactivaciones durante la orogenia andina, en el Terciario (Maretto y Pángaro 2005). Durante la deposición del Gru-

po Neuquén esta región estaba limitada por tres altos topográficos principales, una nariz estructural al noroeste (Alaimo 2012), el anticlinal Sauzal Bonito al noreste y la Dorsal de Huincul al sur del área de estudio (Silvestro y Zubiri 2008). Por lo tanto, la zona de drenaje superficial era una franja de orientación NNO. En el sector de estudio afloran las secciones inferior, media (Figs. 2a, b, 3a, b) y superior de la Formación Huincul (130 m de espesor) y la base de la Formación

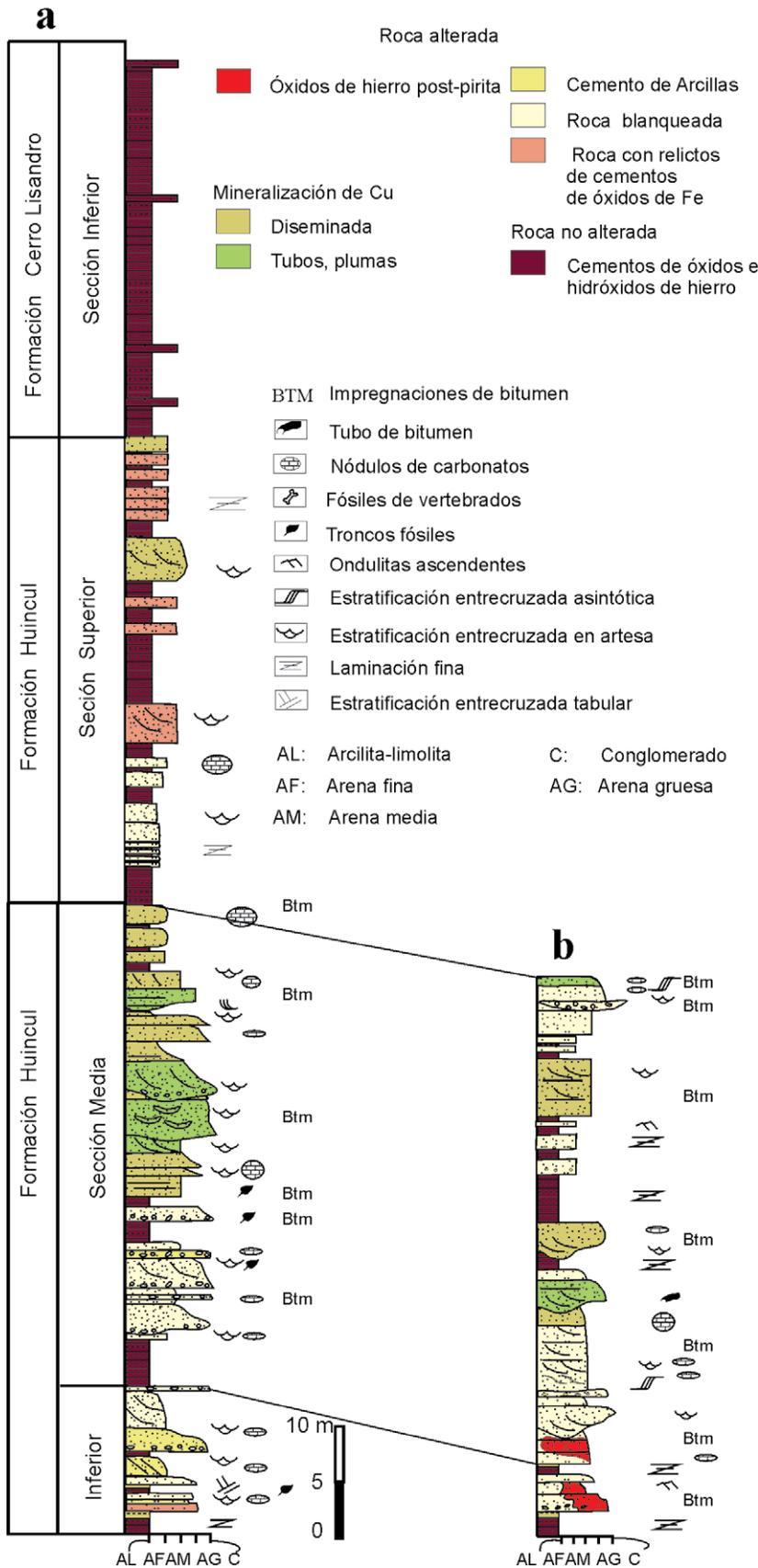


Figura 2: a-b) Columnas estratigráficas relevadas en el área de estudio (véase texto).

Cerro Lisandro (35 m de espesor; Figs. 1b, 2a). Ambas formaciones están cubiertas en discordancia angular por los depósitos de paleo-terrazas (Formación Agua de la Caldera) y depósitos modernos del río Neuquén.

La sección inferior de la Formación Huincul está compuesta por bancos (0,2-2,5 m de espesor) de areniscas de grano medio a grueso y conglomerados clasto-sostén intercalados con bancos (1-4 m de espesor) de areniscas micáceas finas, fangolitas y arcilitas subordinadas de color rojo en secuencias grano-decrecientes (Figs. 2, 3c). Las facies más gruesas presentan una selección moderada a pobre y colores variables entre gris, verde y amarillo. Las areniscas y conglomerados forman estratos lenticulares con estratificación entrecruzada en artesa de escala media y con bases erosiva planar; suelen contener fragmentos de troncos y huesos fósiles. Menos frecuente son los bancos de areniscas macizas. La estratificación entrecruzada planar a laminar domina en las facies más finas, pero los bancos de mayor espesor (4-5 m) suelen ser macizos con modelos de fracturación en bloque y estructuras de *slickenside* en las arcilitas. El tope de estas facies está dado por un banco delgado y continuo compuesto por concreciones de calcita fibrosa radiada.

La sección media está formada por sets superpuestos de facies arenosas a conglomerádicas (Figs. 2, 3a, b, d-h) grises blanquecinas, de gradación normal y espesores variables (1 a 4 m), similares a las de la sección inferior. En su base hay calcos y fragmentos de troncos de tamaño variable (hasta 3 m de longitud por 0,1 m de ancho), algunos orientados según las direcciones de las paleocorrientes locales (N215-240°). Hacia el tope y este de esta sección hay una mayor participación de areniscas micáceas de grano fino con ondulitas ascendentes y fangolitas laminares (Fig. 2). Las estructuras dominantes son estratificación entrecruzada en artesa con direcciones de inclinación variables entre N190° y N340° y bases con superficies erosivas cóncavas y planas. Algunos estratos de areniscas medias presentan estratificación entrecruzada asintótica.



Figura 3: Fotografías de afloramiento de la Formación Huincul en el área de estudio. a-b) Zonas de canales. c) Aspecto de las fangolitas rojas en contacto con areniscas decoloradas. d-e) Aspecto de las areniscas y conglomerados decolorados, con impregnaciones de bitumen y concreciones de carbonatos. f) Mineralización estratoligada diseminada en areniscas de grano grueso. g-h) Mineralización, bitumen en forma de pluma. i) Mineralización en diaclasas verticales. Btm: bitumen; Cc: calcosina; Ccl: crisocola

En ambas secciones (inferior y media) la geometría de los cuerpos arenosos y las estructuras observadas indican que constituyeron el relleno de canales fluviales superpuestos, multiepisódicos, formados por procesos de alta descarga (Miall 1996).

La sección superior se caracteriza por presentar intercalaciones de facies arenosas finas y medias, de color gris a rojo en estratos lenticulares y tabulares macizos de 0,2 a 2,5 m de espesor y una mayor participación de arcilitas y limoarcilitas rojas hacia su tope donde comienza el pasaje transicional a la Formación Cerro Lisandro (Fig. 2). Todos estos son elementos característicos de desborde de canal y pla-

nie de inundación (Kraus y Wells 1999). La sección inferior de la Formación Cerro Lisandro está formada por arcilitas rojas y en discordancia está cubierta parcialmente por las sedimentitas y sedimentos modernos de las paleo-terrazas y terrazas del río Neuquén (Fig. 2).

Desde el punto de vista estructural los estratos de las formaciones Huincul y Cerro Lisandro inclinan 4-6° hacia el noreste y forman parte del flanco norte de la estructura anticlinal definida al sur del área de estudio. En la imagen satelital se han reconocido importantes lineamientos ENE, ONO, dos lineamientos de orientación NNE que limitan la zona central del proyecto por el E y el O (Fig. 1b) y una serie

de lineamientos menores de rumbo NO y NS ubicados al sur de la zona mineralizada. Las intersecciones de los lineamientos principales al sur del prospecto coinciden con los cambios de rumbo del valle actual del río Neuquén. La Formación Huincul presenta abundantes diaclasas subverticales con direcciones variables entre N 118-210° y N 265-310°.

Las facies gruesas de la Formación Huincul están compuestas por clastos de cuarzo monocristalino y policristalino (41-57 %), líticos volcánicos y plutónicos ácidos, pelíticos y metamórficos (esquistos micáceos y cloríticos, 29 y 38 %), clastos de feldspatos (10-24 %) y escasas micas y turmalina como accesorios. Entre los



Figura 4: Diagrama de procedencia (Dickinson *et al.* 1983) para las areniscas de la Formación Huinacul del área del prospecto Tordillos (modificado de Pons *et al.* 2011).

clastos de cuarzo, en ambos perfiles el tipo más común es el de extinción *flash* con cantidades subordinadas de agregados policristalinos foliados y no foliados con bordes suturados y extinción ondulante. La mayoría de los líticos volcánicos son de composición ácida a intermedia con fenocristales de cuarzo en las pastas seriadas y microgranosas y texturas de desvitrificación (esferulitas-esféricas, axiolíticas y plumosas). También hay fragmentos de rocas volcánicas básicas microporfíricas con pasta intergranular y microlíticas y fragmentos de rocas piroclásticas con *fiammes* deformadas y alteradas que suelen formar la pseudomatriz. Los líticos plutónicos están compuestos por cuarzo y feldspatos alcalinos con texturas de cuarzo gráfico y pertitas. Los líticos pelíticos son intraformacionales y se concentran en los conglomerados de la base de los canales. Las muestras analizadas corresponden a conglomerados líticos, litoarenitas feldespáticas y litoarenitas subordinadas (Folk *et al.* 1970) y en el gráfico de Dickinson *et al.* (1983) se ubican en el campo de procedencia de un orógeno reciclado (Fig. 4).

Las sedimentitas están cementadas por hematita terrosa, caolinita, calcita 1, crecimiento secundario de cuarzo (Figs. 5a-c) y baritina 1 circungranular. El cemento carbonático presenta una distribución irregular (Fig. 2) y forma concreciones nodulares, alargadas y planas, sub-horizontales (Fig. 3e) con rumbos variables entre N200°-N285°. La abundancia de clastos pelíticos y volcanoclásticos defor-

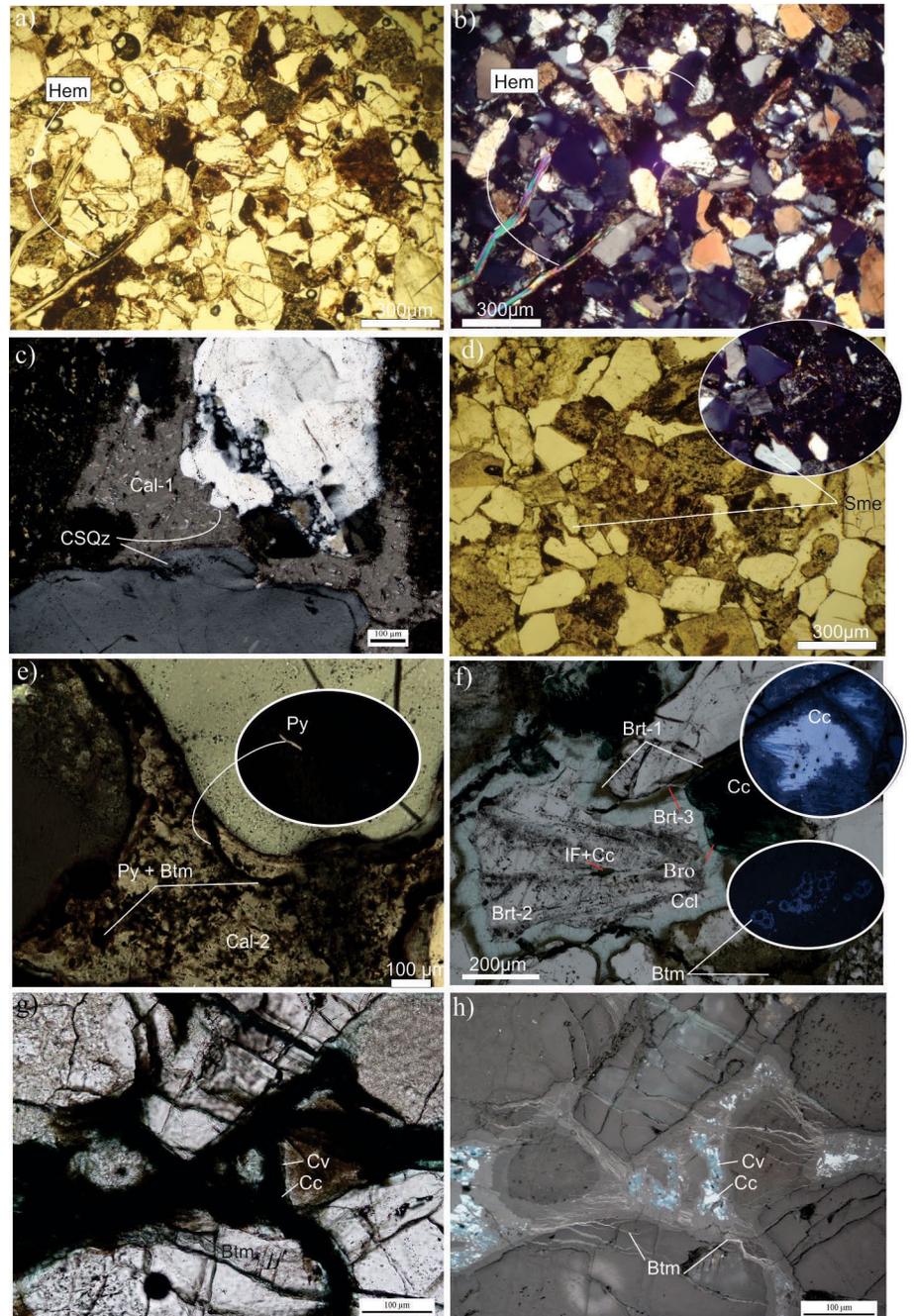


Figura 5: a-h) Microfotografías de secciones delgadas de areniscas, no alteradas, areniscas con cementos de esmeclita, carbonático y mineralizadas (Cu, U, V), ver texto para explicación. Bro: brochantita; Brt: baritina; Btm: bitumen; Cal: calcita; Cc: calcosina; Ccl: crisocola; CSQz: crecimiento secundario de cuarzo; Cv: covellina; IF: inclusiones fluidas; F: francevillita; Hem: hematita; Py: pirita; Sme: esmeclita.

mados que forman una pseudomatriz, el flexuramiento de sus micas y algunas fracturas aleatorias en los clastos indican el predominio de una compactación mecánica durante la diagénesis (Figs. 5a, b). Muchos de sus feldspatos y líticos volcánicos están alterados a esmeclita.

ALTERACIÓN Y MINERALIZACIÓN DE Cu (U-V)

En el prospecto Tordillos la mineralización está hospedada en una meseta de orientación este-oeste, de 6 km de largo, de 0,5 km de ancho y 80 a 100 m de espe-

sor (Figs. 3a, b). En esta meseta las areniscas y conglomerados de la Formación Huincul son de color blanco grisáceo y sus clastos tienen los bordes corroídos por una intensa disolución que también afectó a los cementos previos (total de hematita y parcial de cuarzo, baritina 1 y calcita 1). Los líticos volcánicos y feldespatos están alterados a argilominerales (esmectita y caolinita) y cementados por arcillas y/o calcita 2 (Figs. 5d, e). Las rocas con carbonato muestran texturas de clastos flotantes y en islas incluidos en la calcita poikilítica. Las areniscas también están cementadas por una segunda generación de baritina 2 en cristales euhedrales y tabulares que obturan los poros (Fig. 5f).

Un rasgo común de estas areniscas es la presencia de bitumen. Se encuentra diseminado, concentrado en los planos de estratificación o en forma de gotas o plumas (Figs. 3d, e, g) donde impregna las superficies de los clastos, rellena las fracturas (Figs. 5e-h) y corta a los cementos tempranos de baritina 1 y calcita 1. En las concreciones de calcita el bitumen presenta un hábito dendrítico (Fig. 3e). Es pulverulento, castaño oscuro a negro y de brillo graso; si es abundante tiñe a la arenisca de un color gris. La mayoría de las areniscas decoloradas contienen pirita de grano muy fino en contacto con bitumen; ambos están en los poros y en las fracturas de los clastos o incluidos en el carbonato (calcita 2; Fig. 5e). Algunos niveles de areniscas y conglomerados intercalados entre las areniscas alteradas o mineralizadas y las limoarcilitas rojas (Fig. 2) presentan intensa cementación de argilominerales (Fig. 5d) que le confieren una coloración verde grisácea.

Una serie de cuerpos mineralizados lenticulares y discontinuos están hospedados en las facies más gruesas (areniscas gruesas y conglomerados; Figs. 1b, 2) de los paleocanales de la Formación Huincul (Pons *et al.* 2011). Las zonas mineralizadas conforman cuatro sectores (oriental, central, occidental y noroccidental) con distintos espesores y continuidad lateral. Las sedimentitas están alteradas y decoloradas en los cuatro sectores, excepto en los niveles de fangolitas de mayor espesor

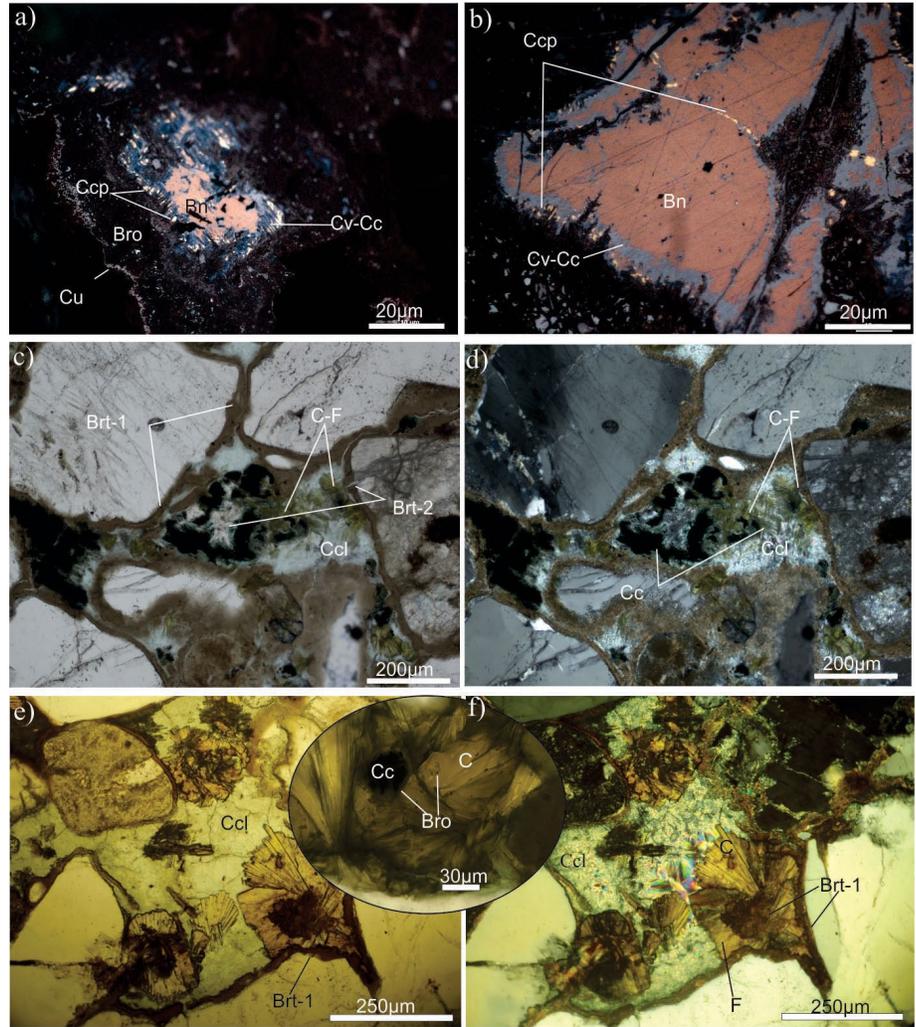


Figura 6: a-f) Microfotografías de secciones delgadas de areniscas mineralizadas ver texto. Bn: bornita; Bro: brochantita; Brt: baritina; Btm: bitumen; C: carnotita; Cc: calcosina; Ccl: crisocola; Ccp: calcopirita; Cu: cuprita; Cv: covellina; F: francevillita.

que preservan su coloración rojiza original y gradan a un color a gris verdoso hacia el contacto con las facies más gruesas (Figs. 2, 3c).

En el sector central, la zona mineralizada tiene un espesor de 20-25 m (Fig. 2) y una extensión lateral de 1,4 km en sentido E-O y 0,7 km en sentido N-S. Los cuerpos mineralizados están separados de la zona occidental por bancos de areniscas grises con abundante bitumen y de la zona oriental por bancos de fangolitas rojas (Fig. 1b). Hacia el oeste la mineralización se presenta en dos niveles de areniscas y conglomerados que juntos totalizan unos 10 m de espesor. Sólo el banco inferior aflora saltuariamente hacia el oeste-noroeste (Fig. 1). En el sector noroeste hay

otro cuerpo mineralizado satélite a la mineralización principal, con un horizonte mineralizado de espesor variable entre 1 y 3 m y una continuidad lateral de 1 km en sentido este-oeste. Su límite norte está dado por areniscas intensamente impregnadas por bitumen y el inferior por la aparición de areniscas de coloración verdosa. Las areniscas mineralizadas tienen alto grado de fracturación e impregnaciones de bitumen (Figs. 5f-h). El número de fracturas disminuye desde las areniscas más mineralizadas hacia las rocas decoloradas sin mineralización y su patrón varía de anastomosado subhorizontal (Figs. 5g, h) a aleatorio. Estas fracturas cortan a los clastos y a los cementos (cuarzo, carbonato, baritina). La mineralización de cobre

CUADRO 1. Composición química de las calcosinas y covellinas de la zona central del prospecto Tordillos.

Número muestra	To70209-6		To21107-17		To-21107-6		To270410-15			
Mineral	cc	cc	cc	cc	cc	cc	cv	cv	cc	cc
	(n=5)		(n=8)		(n=7)		(n=5)		(n=6)	
Elementos % en peso	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min
S	22,54	21,57	22,44	21,13	21,80	22,61	34,68	33,25	21,24	22,51
Mn	0,05	0,02	0,04	0,06	0,03	0,30	0,03	0,00	0,01	0,00
Fe	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00
Cu	77,37	77,55	76,80	78,46	78,35	77,22	66,72	66,92	79,59	77,75
Zn	0,09	0,08	0,00	0,02	0,00	0,04	0,06	0,07	0,03	0,02
Mo	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00	0,07	0,04	0,00
Ag	0,04	0,04	0,11	0,02	0,08	0,05	0,06	0,13	0,09	0,03
Cd	0,07	0,00	0,03	0,01	0,10	0,02	0,00	0,02	0,04	0,02
Sn	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00
Pb	0,07	0,03	0,04	0,00	0,08	0,00	0,14	0,00	0,11	0,00
Sum	100,25	99,36	99,48	99,73	100,49	100,30	101,72	100,52	101,15	100,33
Fórmula mineral en base a 1 átomo de S por fórmula unidad										
S	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	1,73	1,81	1,73	1,87	1,81	1,72	0,97	1,03	1,92	1,77
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

está siempre asociada a bitumen y a baritina y se encuentra diseminada como gotas, motas y cintas finas paralelas a los planos de estratificación o en forma de tabla, tubos, cilindros y plumas discordantes a las estructuras sedimentarias. En algunos sectores rellena las superficies de diaclasas (Figs. 3f-h). A microescala, la mineralización cementa la roca y rellena las microfracturas de los clastos siempre en contacto con bitumen, obtura la porosidad primaria y secundaria de la roca (Figs. 5e-h, 6a-f) y reemplaza a los cementos previos. Consiste en calcosina, calcopirita, bornita y minerales supergénicos (covellina, óxidos de Fe, Cu y Mn, brochantita, malaquita, crisocola, volborthita y urovanadatos de K y Ba). Los sulfuros de cobre más abundantes son calcosina y covellina. Bornita y calcopirita se observaron a microescala en sabulitas del sector occidental del prospecto, donde venillas muy finas (de 1-2 μm) de calcopirita y calcosina celeste cortan a bornita (Fig. 6b). La calcosina celeste también reemplaza de forma

centrípeta a bornita y a su vez es reemplazada en sus bordes por covellina (Figs. 6a, b). En el resto del prospecto la calcosina es gris, homogénea, maciza y anhedral. La calcosina suele incluir parches relícticos del cemento de baritina y tiene sus bordes reemplazados por covellina que gradan externamente a brochantita > malaquita, copper wad-tenorita y cuprita (Figs. 5f-h, 6a, b). La crisocola es el mineral supergénico más tardío y abundante y reemplaza a los anteriores (Figs. 5e-f, 6c-f). Las areniscas y conglomerados con sulfuros de Cu gradan lateralmente y verticalmente a zonas con pirita intersticial que está reemplazada por óxidos o hidróxidos de hierro (Fig. 3h). Venillas de yeso fibroso cortan a los minerales hipogénicos y supergénicos. En los sectores donde el sulfuro reemplaza al cemento de baritina 2, esta hospeda alineaciones de inclusiones fluidas secundarias junto a inclusiones sólidas de calcosina. Una baritina tardía (3) incolora rellena fracturas finas que atraviesan los clastos, corta a los cementos anteriores

(baritina 1, 2; Fig. 5f), y también rodea a los sulfuros y en algunos casos los corta; suele hospedar micro inclusiones de calcosina y/o brochantita. En contacto con las baritinas (1, 2, 3) y con el bitumen e incluyendo a los sulfuros previos hay eflorescencias verdosas de volborthita y otro mineral de aspecto micáceo y color amarillo dispuesto en rosetas de relieve muy alto (Figs. 6c-f). Crisocola (Figs. 5e-f, 6c-f) con hábito bandeado a botroidal reemplaza y corta en forma de venillas a los cementos previos y rellena poros.

Mineralogía de la mena

Los análisis químicos de los sulfuros indican valores típicos de calcosina $\text{Cu}_{1,72-1,92}\text{S}$, y covellina $\text{Cu}_{0,97-1,03}\text{S}$, con cantidades trazas de Mn, Ag, Zn, Mo y Pb en ambos minerales (Cuadro 1). Estudios de detalle con ablación láser ICP-MS en las calcosinas permitieron confirmar la presencia de los elementos Cu, Zn, V, Fe, Ag, Si, Mo y As en cantidades trazas (Fig. 7). Los mapas de distribución de elementos trazas muestran una excelente correlación positiva entre Cu, V, Zn y Si, mientras que Fe, Ag, Mo y As esbozan una correlación negativa con respecto a los elementos anteriores y sus mayores concentraciones delimitan dos fajas subparalelas que cortan a las zonas con mayores concentraciones de Cu.

Las diferentes generaciones de baritina tienen composiciones químicas variables (Cuadro 2). El cálculo de la fórmula estructural se realizó en base a 4 oxígenos. La baritina circungranular ($\text{Ba}_{0,97-0,98-2,61}\text{Cu}_{0,2-0,7}\text{S}_{0,92-0,92}\text{O}_4$) y la baritina gruesa-tabular ($\text{Ba}_{0,92-1,23}\text{Sr}_{0,1-0,09}\text{S}_{0,89-0,99}\text{O}_4$) tienen mayores concentraciones de Ba y Sr que la baritina tardía (3, venillas), cuyos totales son bajos (<78 %). Esta última baritina tiene una composición intermedia entre baritina y brochantita ($\text{Ba}_{0,76-0,87}\text{Cu}_{0,33-0,75}\text{S}_{0,79-0,92}\text{O}_4$) y es posible que se trate de una mezcla por la presencia de microinclusiones de este último mineral. La brochantita en contacto con el sulfuro y las baritinas (2, 3) tiene concentraciones variables de Ba en su composición ($\text{Cu}_{1,98-2,15}\text{Ba}_{0-0,10}\text{S}_{0,61-0,63}\text{O}_4\cdot\text{H}_2\text{O}$). Los difractogramas de rayos X del mi-

neral amarillo de hábito laminar presentan los picos característicos de la carnotita $K_2(VO_4)_2 \cdot 3H_2O$ (13,68; 13,91; 21,03; 25,20 y 27,84 °2θ) y francavillita $(Ba,Pb)(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 5H_2O$ (10,52; 20,84; 27,76; 29,85 y 41,98, °2θ; Pons *et al.* 2013; Fig. 8), corroborado con los análisis químicos (Fig. 8) que detectaron U, V y contenidos variables de K, Ba, Ca y Cu. Los datos obtenidos con microsonda de electrones permitieron calcular su fórmula estructural como: $(K_{0,53-0,7}Ba_{0,79-0,89}Cu_{0,05-0,054})(U_{1,475-1,5}O_{2/2})(V_{0,875-0,975}O_{4/2})6H_2O$ sobre la base de $(UO_2)_2V_2O_8$ (Cuadro 3). Dicha fórmula mineral se desvía notablemente de la composición típica de la carnotita en sus contenidos de Ba y bajas concentraciones de K (Burns 1999), además de cantidades trazas de Cu (0,21-1,12 %). Los minerales del grupo de la carnotita forman parte del grupo mineral de las micas de uranilo, debido a su estructura cristalina laminar (Burns 1999). En estos minerales las únicas sustituciones isomórficas posibles se limitan a los sitios entre las láminas de $(UO_2)_2V_2O_8$ que están ocupados por cationes monovalentes K^+ en la carnotita y divalentes Ca^{2+} en la tyuyamunita y/u otros metales alcalinos - alcalinotérreos (Ba^{2+} francavillita, Mn^{2+} fritzscheita y Pb^{2+} curienita; Barton 1958).

Geoquímica

El análisis geoquímico de muestras de superficie realizado por la empresa Orión del Sur (Testi 2006) en Tordillos, permitió obtener las siguientes leyes de Cu: 0,17-0,43 % para la región occidental, 0,2-1,58 % en la zona noroccidental y 0,17-0,27 % para la región central. Sin embargo nuevos datos geoquímicos aquí presentados muestran anomalías de hasta 1 % de Cu en este último sector (Fig. 9).

En el sector central el muestreo de superficie detectó anomalías de U variables entre 135 ppm y 251 ppm y en el mismo sector en subsuelo se registraron entre 100 y 150 ppm U (Testi 2006). La exploración con un cintilómetro-espectrómetro (Dosisímetro-RS 125-radiation solution) detectó mayor radiación (700 a 1300 cuentas por segundo) en las superficies de diaclasas y menor radiación (<400 cuentas por se-

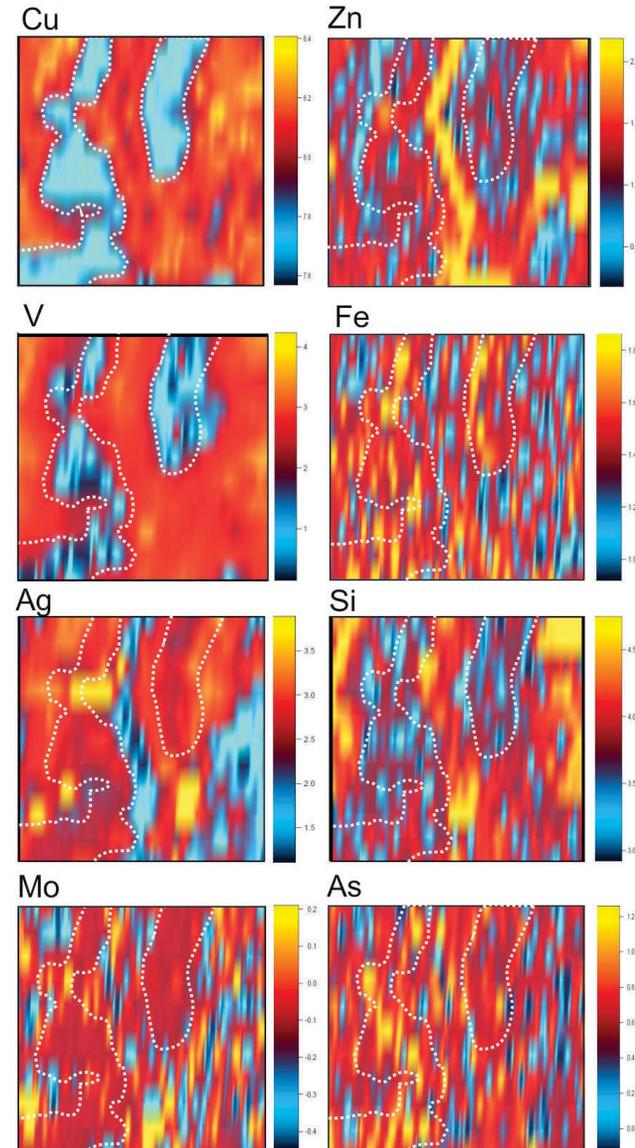


Figura 7: Mapa de distribución de elementos Cu, Zn, V, Fe, Ag, Si, Mo y As, en un cristal anhidro de calcosina.

gundo) al alejarse de estas superficies, en las rocas macizas adyacentes.

Los diagramas de la figura 9 (a-h) muestran una correlación positiva entre el U y el V en las muestras mineralizadas, no así entre los valores de U y Ba que presentan una dispersión bien marcada. Las anomalías de U coinciden con rocas con más de 1 % de Cu, sin embargo no todas las areniscas con estas concentraciones altas de Cu contienen U, como se observa en la dispersión de las concentraciones de U y en las escasas anomalías de U en subsuelo (Fig. 10). Las areniscas y arcilitas no alteradas contienen anomalías de Ba de hasta 2500 ppm, pero valores de 2,5 % Ba (Fig. 9) se determinaron en las muestras mine-

ralizadas con 1 % Cu.

Las secciones lito-geoquímicas de subsuelo (Figs. 10a-e) muestran las siguientes correlaciones: a) la distribución de los máximos valores de Fe_2O_3 coincide con las facies más finas y rojas de la Formación Huincul; b) el carácter lenticular y discontinuo de los cuerpos mineralizados conforman las facies más gruesas y alteradas de la sección media de la Formación Huincul; c) las mayores concentraciones de Cu (de hasta 1,08 % Cu) se ubican en el extremo occidental del proyecto; d) las anomalías de V (entre 250 y 980 ppm) se superponen o están inmediatamente por debajo de los tenores más altos de Cu; e) existe una correlación positiva entre la

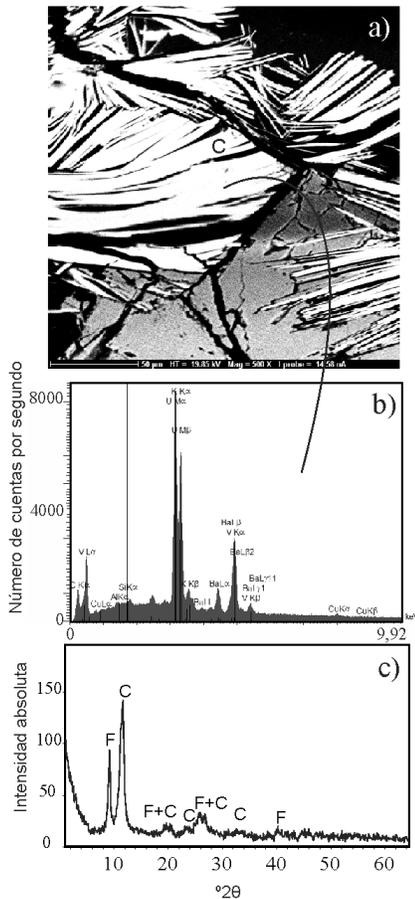


Figura 8: a) Imagen obtenida con microscopio de barrido electrónico de los minerales de U, V, Ba y K. b) Se muestran el espectro correspondiente con los elementos detectados por el EDE. c) Difractograma de rayos X (modificado de Pons *et al.* 2013). C: carnotita; F: francevillita.

distribución de las anomalías de Ba (25-4900 ppm) y de Fe (0,33-7 %) y ambas coinciden con las facies de fangolitas rojas que son más abundantes en el sector oriental y en la sección inferior de la Formación Huincul.

DISCUSIÓN

La configuración de facies de las Formación Huincul en el área de estudio muestra una disminución en la relación de canales/planicie de inundación hacia el techo de la unidad que es inversa a la observada por Sánchez *et al.* (2008) en el sector del Cuy e indica un progresivo aumento en el espacio de acomodación. Esta distribución de facies controló la migración de fluidos post-depositacionales, que siguieron las litofacies más permeables (canales).

CUADRO 2. Composición química de los sulfatos de la zona central del prospecto Tordillos.

Número muestra	To270410-15		To270410-15		To270410-15		To270410-15	
Mineral	Brt 1 (n=5)		Brt 2 (n=5)		Brt 3 (n= 2)		Bro (n= 4)	
Elementos % en peso	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min
SO ₃	31,80	21,63	33,95	23,29	25,80	18,75	20,51	19,75
CaO	n/d	n/d	0,18	0,17	0,18	0,68	0,08	0,33
CuO	3,02	9,39	0,02	0,09	9,15	17,58	71,51	62,09
SrO	n/d	n/d	4,39	3,08	1,58	2,14	0,14	1,14
BaO	60,71	41,77	60,54	62,00	47,06	34,35	0,76	6,13
Sum	95,52	72,73	99,08	88,63	83,76	73,50	93,00	89,45
Cálculo de la fórmula estructural en base a 4 oxígenos								
S	0,98	0,92	0,99	0,89	0,92	0,79	0,61	0,63
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	0,01
Cu	0,07	0,32	0,00	0,00	0,33	0,75	2,15	1,98
Sr	0,00	0,00	0,10	0,09	0,04	0,07	0,00	0,03
Ba	0,98	0,93	0,92	1,23	0,87	0,76	0,01	0,10

De acuerdo a los espesores calculados para las rocas suprayacentes (Subgrupo Río Neuquén: 370 m; Subgrupo Río Colorado: 180 m, Garrido 2011; Grupo Malargrüe: 450 m, Rodríguez 2011) la Formación Huincul tuvo una profundidad de enterramiento de ~1000 m, lo que implica que durante su pico de enterramiento esta formación no superó los 50-60° C de temperatura en un gradiente geotérmico normal de (25° C/km; Blatt 1979, Boggs 1992). Las observaciones de campo y el análisis petrográfico permitieron establecer que las sedimentitas de la Formación Huincul fueron compactadas mecánicamente (clastos flexurados y deformados) con el enterramiento, enrojecidas durante la diagénesis por la precipitación de óxidos e hidróxidos de hierro (Walker 1967, 1989, Zielinski *et al.* 1983) y cementadas por crecimiento secundario de cuarzo, calcita 1 y baritina 1 circungranular (Fig.11).

Durante la orogenia andina, las estructuras previas del *rift* triásico y las estructuras jurásicas de la Dorsal de Huincul (Maretto y Pángaro 2005) debieron haber funcionado como mecanismo de escape de fluidos (hidrocarburos + aguas de formación) por la ruptura de sellos en los yacimientos próximos al prospecto (Fig. 1a; Rincón del Mangrullo, Fortín de Piedra y Loma la Lata). Evidencias de estos procesos son las conspicuas impregnaciones de bitumen en los niveles permeables del Grupo Neuquén descriptas en el área de

estudio y en Barda González (Giusiano *et al.* 2006, Pons *et al.* 2009), El Porvenir (Giusiano *et al.* 2009, Rainoldi *et al.* 2014b) y La Cuprosa (Paz *et al.* 2014) al sur de Tordillos. El orden de depositación de los cementos identificados en Tordillos documenta una historia compleja dada por el ingreso de varios pulsos de fluidos (aguas saturadas en bario, hidrocarburos y salmueras ricas en cloruros que transportaron cobre en solución) y su posible mezcla con las aguas intersticiales de la Formación Huincul.

La migración de hidrocarburos e interacción con las aguas de formación debieron generar ácidos orgánicos que disolvieron los óxidos de hierro y otros cementos tempranos (calcita 1, baritina 1; Fig. 11) (Shebl y Surdam 1996), alteraron y disolvieron parcialmente los clastos, dando lugar al aumento de la permeabilidad y a la decoloración de las areniscas rojas. Estas reacciones también generaron nuevos cementos (arcillas, baritina 2, pirita, calcita 2). La reducción del Fe³⁺ liberado de los óxidos a Fe²⁺, junto a la disponibilidad de S en las aguas de formación, debieron favorecer la precipitación de pirita (Surdam *et al.* 1993). La calcita 2 está en contacto con el bitumen y calcita 1, y es probable que su origen esté relacionado con la disminución de la actividad los ácidos orgánicos en la arenisca (Surdam *et al.* 1993). Similar alteración de las areniscas de la Formación Huincul debido a la interac-

CUADRO 3. Composición química de los urovanadatos de Ba y K de la zona central del prospecto Tordillos.

Número de Muestra	To270410-15 -1	To270410-15 -2	To270410-15 -3	To270410-15 -4	To270410-15 -5	To270410-15 -6
%						
O	18,63	19,03	18,57	16,12	18,91	18,33
Al ₂ O ₃	0,02	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00
SiO ₂	0,02	0,00	0,00	0,21	0,03	0,05
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
SO ₃	0,02	0,02	0,05	0,01	0,03	0,01
K ₂ O	1,56	1,53	1,57	1,84	2,62	1,51
V ₂ O ₅	10,89	11,33	11,14	9,06	11,20	10,80
CuO	0,00	0,21	0,22	1,12	0,41	0,58
BaO	8,61	8,25	8,60	6,66	7,75	9,02
PbO	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01
UO ₂	51,64	52,61	50,05	44,99	51,05	49,83
Sum W%	91,41	92,98	90,24	80,06	92,02	90,18
Cationes sobre la base de: (UO ₂) ₂ V ₂ O ₈						
V	1,90	1,93	1,95	1,79	1,91	1,90
U	3,03	3,02	2,95	2,99	2,94	2,95
Si	0,01	0,00	0,00	0,06	0,01	0,01
Al	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cu	0,00	0,04	0,04	0,25	0,08	0,12
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,53	0,50	0,53	0,70	0,86	0,51
S	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Ba	0,89	0,83	0,89	0,78	0,79	0,94
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00
Σ Cationes	1,42	1,38	1,47	1,74	1,73	1,57

ción con hidrocarburos-ácidos orgánicos ha sido observada en el Dorso de los Chihuidos (Giusiano y Bouhier 2009, Rainoldi *et al.* 2014a) y El Porvenir (Rainoldi *et al.* 2014b), también en las areniscas de la Formación Portezuelo en el área de Barda González (Pons *et al.* 2009) y en rocas sedimentarias de otros depósitos de cobre estratiformes como Paradox Basin, en Utah, Colorado (Hitzman *et al.* 2005).

Las aguas de formación que migran con los hidrocarburos como fluidos inmiscibles en la Cuenca Neuquina presentan anomalías de Ba (600-1500 ppm) pero carecen de sulfatos (*com. pers.* Diego Licitra; Pons *et al.* en prensa). La disminución de la temperatura y la mezcla de estas aguas del subsuelo con las aguas intersticiales de la Formación Huincul ricas en sulfatos (23-28 mg/l; Sosic 1978), debieron provocar la precipitación de baritina 2 (Fig. 11) (Mucci 2007). Las anomalías más elevadas de Ba (de hasta 2,5 %) cerca del lineamiento que limita el sector central del prospecto, coincide con un frente de bitumen y con la zona de mayor concentración de tubos

verticales de bitumen mineralizados. En consecuencia, este lineamiento debió ser una zona de canalización vertical de fluidos hacia los estratos permeables de las areniscas y conglomerados. En presencia de sulfatos, un fluido caliente saturado en Ba precipita en las cercanías de su lugar de ascenso debido a que su solubilidad es extremadamente dependiente de la temperatura (Zhu 2004). Un proceso similar ocurre en la producción de hidrocarburos en la Cuenca Neuquina, con la precipitación de incrustaciones de baritina debido a la mezcla de las aguas calientes ($\approx 100^\circ\text{C}$ en las rocas reservorios-subsuelo) ricas en Ba (800 mg/l; *com. pers.* Licitra) que migran con los hidrocarburos, con las aguas frías de inyección ($\approx 15-20^\circ\text{C}$; Mucci 2007) que contienen sulfatos (26-65,4 mg/l; Sosic 1978).

Las relaciones cronológicas entre los minerales cementantes, las fracturas radiales y anastomosadas rellenas con bitumen y minerales de Cu, ponen de manifiesto el comportamiento frágil de la roca durante el ingreso de los hidrocarburos y sal-

mueras mineralizantes y el carácter epigenético de la mineralización. En rocas reservorios sin deformación macroscópica evidente, se han descrito patrones de fracturas similares con múltiples eventos de reapertura y relleno producidos por la presión de fluidos porales, compactación y carga tectónica (Laubach *et al.* 2004, Laubach y Ward 2006, Gomez y Laubach 2006, Luabach *et al.* 2010). Estas fracturas actuaron como zona de debilidad para la circulación y escape de fluidos conformando los tubos y las plumas mineralizadas.

La textura de reemplazo de baritina 1 y 2 por calcosina en contacto con el bitumen (fuente reductora) indica que el ingreso de fluidos con cobre en solución fue posterior al ingreso del primer pulso de hidrocarburos y aguas ricas en Ba (Fig. 11) y que localmente el sulfato de Ba fue la fuente del S. La disolución y el reemplazo de baritina debe haberse producido al reaccionar con salmueras calientes ($72-100^\circ\text{C}$) que transportaban cloruros de Cu (Blount 1977). Los sucesivos eventos tectónicos

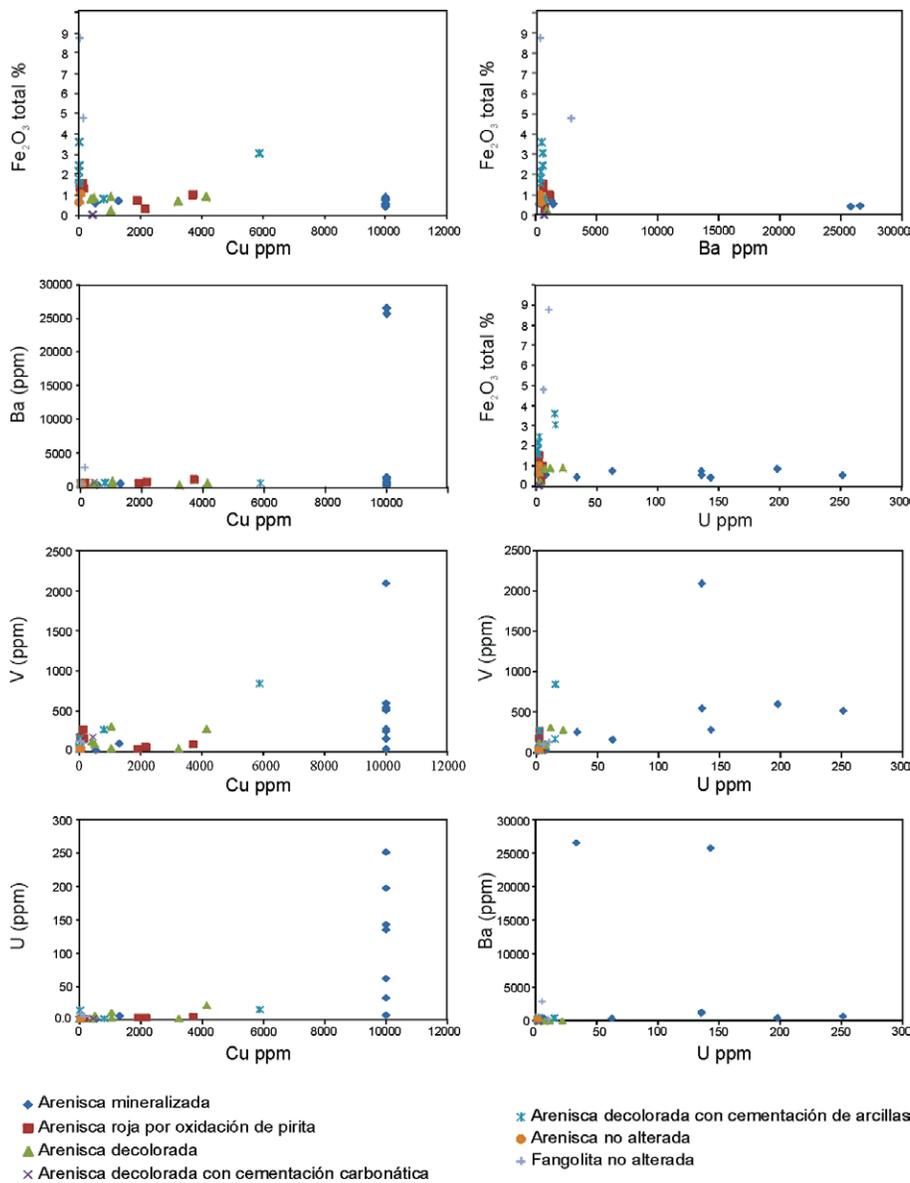


Figura 9: Diagramas bi-variantes de elementos seleccionados versus Cu, U y Ba (ppm) en las muestras de areniscas y fangolitas no alteradas, alteradas y mineralizadas.

del Mioceno medio a superior (Zamora Valcarce *et al.* 2009) debieron provocar el ascenso de aguas de formación profundas ricas en cloruros junto con hidrocarburos. Las aguas de formación en las principales rocas reservorios para la región de estudio (Formación Mulichinco y Grupo Cuyo) presentan concentraciones de 36 a 160 g/l ClNa eq. (Vottero y González 2002, Malone *et al.* 2002) y temperaturas de ≈ 72 y 100°C (1900 a 3000 m de profundidad). Estas aguas pudieron lixiviar el cobre de los estratos rojos de las formaciones Tordillo y Rayoso subyacentes y

del Grupo Neuquén. En depósitos análogos (*Paradox Basin*; Hahn y Thorson 2006) la convección de salmueras (50-200 g/l ClNa eq.) cuencales calientes (70 - 110°C) lixiviaron el Cu de los estratos rojos y lo transportaron en forma de complejos clorurados (Brown 1971, Rose 1976, Brown 2005).

Dado que las anomalías de V se corresponden con las zonas ricas en bitumen, las trazas de este metal en calcosina pueden ser el resultado de la interacción de las salmueras mineralizantes con el hidrocarburo o agente reductor móvil portador

de V. La disminución de la solubilidad del cobre por la dilución de las salmueras al mezclarse con las aguas intersticiales de la Formación Huincul también pudo ser un mecanismo importante en su precipitación.

La presencia de pirita temprana en las areniscas decoloradas y de bornita y calcopirita relícticas reemplazadas parcialmente por calcosina (Fig. 11) en los tubos mineralizados, indican el incremento de la fugacidad del S, de la disponibilidad del Cu y la disminución de la concentración del Fe^{2+} en el sistema con el tiempo (Einaudi *et al.* 2003). Es posible que la pirita haya sido reemplazada por los sulfuros de Cu.

La disminución de la temperatura debe haber provocado la saturación inmediata del sulfato de bario y su precipitación como baritina 3 en forma de venillas que cortan a los sulfatos (baritinas 1 y 2) y sulfuros previos (Fig. 11).

La correlación positiva entre Ba y Fe y negativa entre estos elementos y el Cu, reflejan la distribución de las facies en subsuelo dado que los primeros coinciden con los niveles más impermeables (fangolitas) que no fueron alterados (conservan los cementos originales). Por otro lado, la distribución de las anomalías de cobre coincide con las facies permeables y decoloradas de los paleocanales de la sección media de la Formación Huincul. Dado que esta formación inclina hacia el noreste, el nivel mineralizado superior se pierde en la zona sudoccidental por erosión. Los datos geoquímicos de superficie y subsuelo indican que las mayores concentraciones de U en la Formación Huincul se encuentran en zonas con impregnaciones de bitumen y altas concentraciones de Cu y V. Si bien sólo se hallaron minerales supergénicos de U y V (Pons *et al.* 2013), es muy posible que el U junto con el V se encuentren como cationes complejos adsorbidos a la materia orgánica (bitumen) que impregna las sedimentitas. En otros sectores de la Cuenca Neuquina se han descrito hidrocarburos uraníferos tal como en la Mina Huemul, Malargüe, Mendoza (Angelelli 1956, Brodtkorb 1966), anomalías de V y Cu en vetas de bitumen provenientes de la Formación Vaca Muerta (Parnell

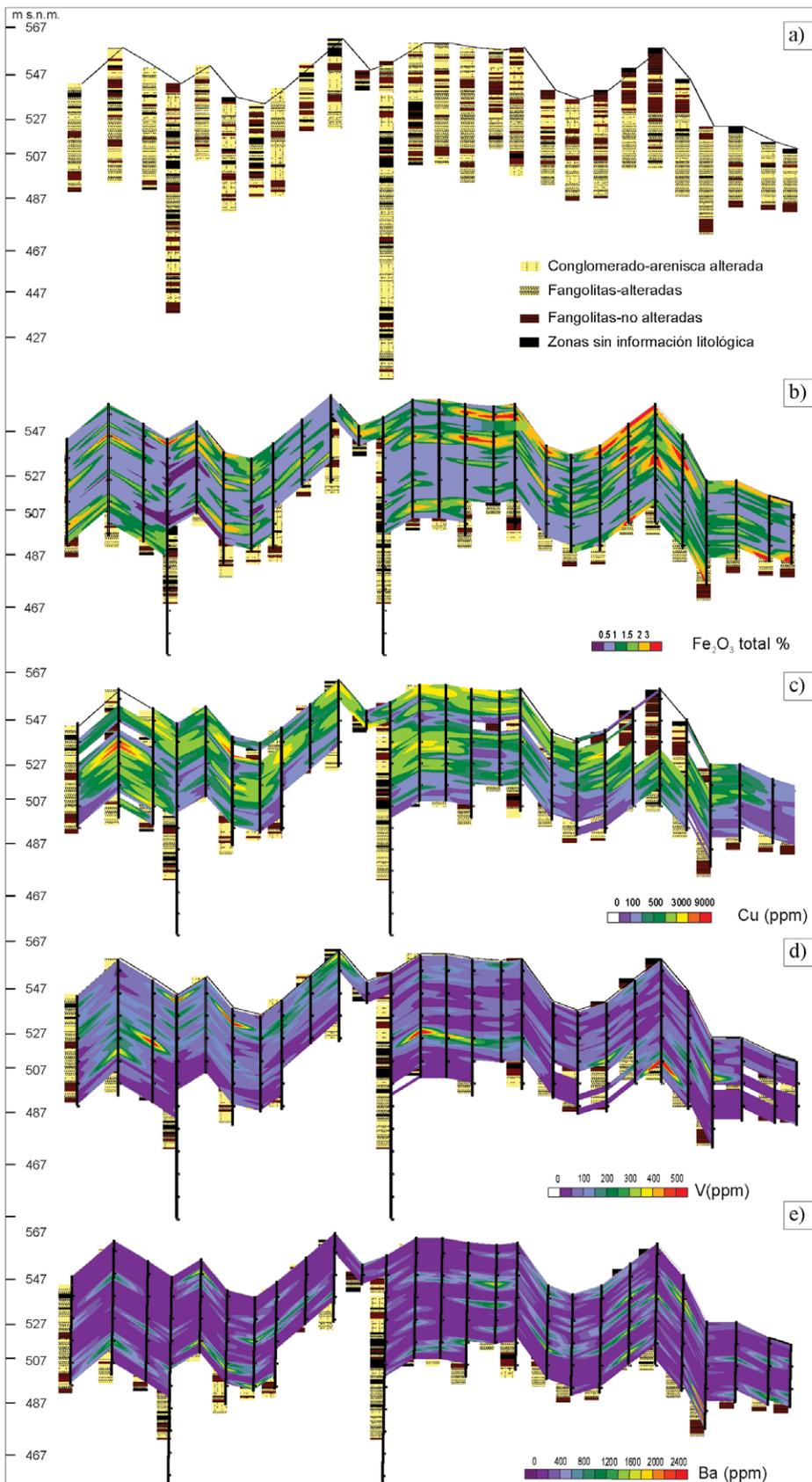


Figura 10: a-e) Secciones lito-geoquímicas correspondiente a la sector central del prospecto Tordillos obtenidas a partir de descripciones de *cutting* y geoquímica de subsuelo (Testi 2006).

y Carey 1995), y anomalías de U y V en las superficies del bitumen que impregna las areniscas de las formaciones Huincul y Portezuelo en el sector de la Dorsal de Huincul (Lyons 1999, Pons *et al.* 2009) de la Formación Rayoso en el Dorso de los Chihuidos (Rojas 1999a) y de la Formación Lotena en la Barda Negra y Puesto Doña Juana (Rojas 1999b).

Como consecuencia de la compresión andina también se produjo el levantamiento y estructuración del Grupo Neuquén (Leanza *et al.* 2001), que permitió el ingreso de aguas meteóricas y la alteración supergénica de los sulfuros de Cu para formar sulfatos, carbonatos, silicatos de Cu, uro-vanadatos de Cu, Ba y K y óxidos de Cu-Fe. La distribución de la brochantita en contacto directo con el sulfuro de Cu y de cuprita en contacto con el hidrocarburo señala la disminución de la fugacidad del oxígeno con la proximidad de la fuente reductora (Fig. 11). La abundancia de brochantita respecto a malaquita y cuprita indica que la oxidación de los sulfuros se produjo en condiciones ligeramente ácidas (pH 5-6; Sillitoe 2005). Las texturas de los minerales supergénicos revelan que los urovanadatos de Cu, K y Ba precipitaron luego de la brochantita y que la crisocola es el mineral supergénico más abundante y tardío (Fig. 11). La disminución de la concentración de sulfato en las soluciones acuosas al formarse la brochantita, debió generar la disminución de la solubilidad del catión uranilo (Langmuir 1978), favoreciendo la precipitación de los urovanadatos (Fig. 11). Los altos valores de Ba en los uranil vanadatos analizados son consistentes con la alta actividad del Ba dada la presencia de baritina y se interpreta que dichos análisis representan una mezcla compleja entre francevillita y carnotita. Esta hipótesis se confirmó con la identificación de los dos minerales en el difractograma de la figura 8.

CONCLUSIONES

De acuerdo a las características tecto-sedimentarias, morfológicas y geoquímicas Tordillos se puede clasificar como un depósito de Cu (V-U) de tipo *red bed* hos-

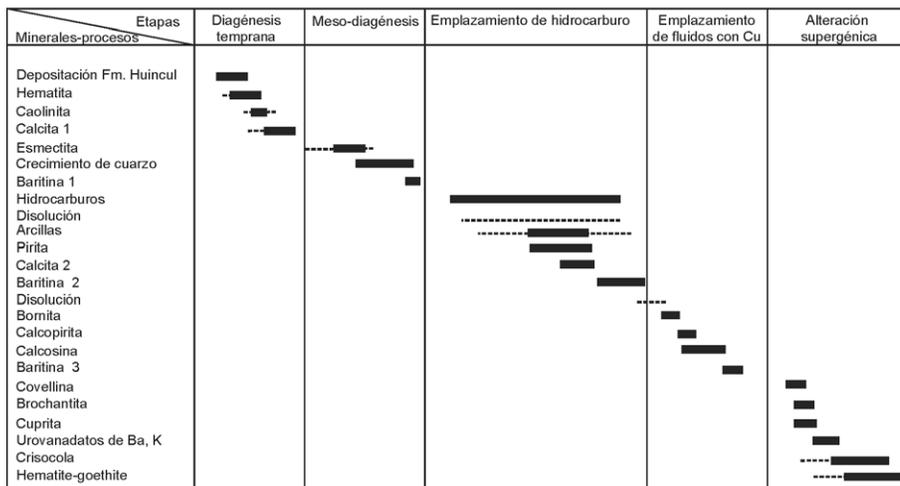


Figura 11: Secuencia paragenética del prospecto Tordillos.

pedado en las areniscas y conglomerados de la Formación Huincul. Se formó durante episodios múltiples de circulación de fluidos y en respuesta a los siguientes procesos:

1) Sedimentación de alta descarga que favoreció la formación de relleno de canales fluviales superpuestos, multiepisódicos, interconectados entre sí, con condiciones para constituir un acuífero desde la diagénesis temprana.

2) Tectónica activa que produjo la ruptura de sellos y la expulsión de múltiples pulsos de fluidos desde las rocas reservorios hacia las areniscas de la Formación Huincul a través de las estructuras en subsuelo.

3) Disolución de cementos y clastos al reaccionar ácidos orgánicos y aguas de formación con las sedimentitas, generando porosidad secundaria y mejores condiciones de permeabilidad en la roca. Reducción del hierro férrico. Mezcla de fluidos (aguas de formación con sulfatos en solución, hidrocarburos), precipitación de sulfuros y sulfatos.

4) Mezcla de salmueras cuencales ricas en Cu con las aguas de formación, reacción con el sulfuro y el sulfato previos y precipitación de los sulfuros de Cu en contacto el hidrocarburo.

5) El levantamiento tectónico que estructuró finalmente el Grupo Neuquén favoreció el ingreso de aguas meteóricas y la formación de los minerales supergénicos con la consecuente re-movilización del U

y V del bitumen para formar los urovanadatos de Ba y K.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue parcialmente financiada por el FONCYT, a través de dos proyectos Pict 2008-112, 2008-00093, por CONICET: proyecto PIP1083, por *Acme Analytical Laboratories: Io.Stipend*. Los autores agradecen a Orion del Sur S.A. por el acceso a la información de subsuelo, a Ariel Testi por su colaboración en el trabajo de campo, a Diego Tomás Licitra por su colaboración en el trabajo de campo y sus comentarios sobre la composición de los fluidos de reservorios. Agradecemos las excelentes correcciones de los revisores del trabajo Dres. Leal, Herrmann y Gargiulo, que han ayudado a mejorar este manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alaimo, A. 2012. Interpretación Sismo-Estratigráfica en el Área de Rincón del Mangrullo, Provincia de Neuquén. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan (inédita), 134 p., San Juan.

Angellelli, V. 1956. Distribution and characteristics of the uranium deposits and occurrences in the Argentine Republic. *Geology of uranium and thorium*, International Conference Peaceful Uses Atomic Energy 6: 63-74, New York.

Barton, P.B. Jr. 1958. Synthesis and properties of carnotite and its alkali analogues. *American Mineralogy* 43: 799-817.

Blatt, H. 1979. Diagenetic processes in sandstones. En Scholle, P. y Schulger, P. (eds.) *Aspects of diagenesis*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 26: 141-157.

Blount, C.W. 1977. Barite solubilities and thermodynamic quantities up to 300°C and 1400 bars. *American Mineralogy* 62: 942-957.

Boggs, S. Jr. 1992. *Petrology of sedimentary rocks*. Maxwelll Macmillan International, 707 p., New York.

Brodtkorb, M.K. 1966. Mineralogía y consideraciones genéticas del yacimiento Huemul. *Provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina* 21: 165-179.

Brown, A.C. 1971. Zoning in the White Pine copper deposit, Ontonagon County, Michigan. *Economic Geology* 66: 543-573.

Brown, A.C. 1992. Sediment-hosted stratiform copper deposits. *Geoscience Canada* 19:125-141.

Brown, A.C. 2005. Refinements for footwall red-bed diagenesis in the sediment-hosted stratiform copper deposits model. *Economic Geology* 100: 765-771.

Burns, P.C. 1999. The crystal chemistry of uranium. *Reviews in Mineralogy* 38: 23-90.

Cailteux, J.L.H., Kampunzu, A.B., Lerouge, C., Kaputo, A.K. y Milesi, J.P. 2005. Genesis of sediment-hosted stratiform copper-cobalt deposits, central African Copperbelt. *Journal of African Earth Sciences* 42: 134-158.

Cazau, L. y Uliana, M. 1972. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163, Buenos Aires.

Cazau, L. y Uliana, M. 1973. El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163.

de Ferraris, C. 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 121-144, Buenos Aires.

Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin* 94: 222-235.

- El Desouky, H.A., Muechez, P., Boyce, A., Schneider, J., Cailteux, J.L.H., Dewaele, S. y von Quadt, A. 2010. Genesis of sediment-hosted stratiform copper-cobalt mineralization at Luiswishi and Kamoto, Katanga Copperbelt (Democratic Republic of Congo). *Mineralium Deposita* 45: 735-763.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. y Inan, E.E. 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments. En Simmons, S.F. y Graham, I. (eds.) *Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: Rulers and witnesses of processes within the earth*, *Economic Geology Special Publication* 10: 343 p., Boulder.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics* 13: 937-968.
- Garrido, A.C. 2011. El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danielli, J. y Vallés, J. (eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: 231-244, Neuquén.
- Giusiano, A. y Bouhier, E. 2009. Mineralización de Cu en el Grupo Neuquén vinculada a la migración de hidrocarburos. Dorso de los Chihuidos, Neuquén, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 11: 6-18.
- Giusiano, A., Franchini, M., Impiccini, A. y O'Leary, S. 2006. Mineralización de Cu asociada a bitumen en las areniscas cretácicas, prospecto Barda González, Neuquén, Argentina. 11° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 255-258, Antofagasta.
- Giusiano, A., Franchini, M., Pons, J. y Impiccini, A. 2009. Mineralización de Cu en el Grupo Neuquén asociada a la presencia de hidrocarburos, Dorsal de Huincul, Provincia de Neuquén, Argentina. 9° Congreso de Geología Económica, Actas: 53-58, Catamarca.
- Gomez, L.A. y Laubach, S.E. 2006. Rapid digital quantification of microfracture populations. *Journal of Structural Geology* 28: 408-420.
- Granero Hernández, A. y Schmid, J. 1956. Estudio geológico económico de las areniscas cupríferas de la zona de Plaza Huincul. Dirección General de Fabricaciones Militares, Informe N° 191, 93 p., Buenos Aires.
- Hahn, G.A. y Thorson, J.P. 2006. Geology of the Lisbon Valley sandstone-hosted disseminated copper deposits, San Juan County, Utah. En Bon, R.L., Gloyn, R.W. y Park, G.M., (eds) *Geological Association Publication*: 511-533, Utah.
- Herrero Ducloux, A. 1939. Estratigrafía tectónica de los Estratos con Dinosaurios del Neuquén. 2° Reunión de Geólogos y Geofísicos de YPF, *Boletín de Informaciones Petroleras* 16: 16-17, Buenos Aires.
- Herrero Duclox, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. *Boletín Informaciones Petroleras* 13: 245-281, Buenos Aires.
- Hiztman, M., Kirkham, R., Broughton, D., Thorson, J. y Selly, D. 2005. The sediment-hosted stratiform copper ore system. En Hedenquist, J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R. J., y Richards J. P., (eds.) *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: 609-642, Littleton.
- Kirkham, R.V. 1989. Distribution, settings and genesis of sediment hosted stratiform copper deposits. En Boyle, R.W., Brown, A.C., Jefferson, C.W., Jowett, E.C. y Kirkham, R.V. (eds) *Sediment-hosted stratiform copper deposits*, *Geological Association of Canada Special Paper* 36: 3-38, St. John's.
- Kraus, M. y Wells, T. 1999. Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. En Smith, N. y Rogers, J. (eds.) *Fluvial Sedimentology*, 6° International Association of Sedimentologists Special Publication 28: 251-268, Oxford.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Langmuir, D. 1978. Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 42: 547-56.
- Laubach, S.E. y Ward, M.W. 2006. Diagenesis in porosity evolution of opening-mode fractures, Middle Triassic to Lower Jurassic La Boca formation, NE Mexico. *Tectonophysics* 419: 75-97.
- Laubach, S.E., Eichhub, P., Hilgers, C. y Lander, R.H. 2010. Structural diagenesis. *Journal of Structural Geology* 32: 1866-1872.
- Laubach, S.E., Reed, R.M., Olson, J.E., Lander, R.H. y Bonnell, L.M. 2004. Coevolution of crack-seal texture and fracture porosity in sedimentary rocks: cathodoluminescence observations of regional fractures. *Journal of Structural Geology* 26: 967-982.
- Leanza, H.A., Hugo, C.A., y Repol, D., González R., y Danielli J.C., 2005. Hoja Geológica 3969-I, Zapala. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 275, 128 p., Buenos Aires.
- Lyons, W. 1999. Las areniscas cupríferas del Neuquén. En Zappettini E. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, *Anales* 35: 1149-1158, Buenos Aires.
- Malone, P., Saavedra, C., Vergani, G., Ferrero, J.C., Limeres, M. y Schiuma, M. 2002. Los Reservorios del Grupo Cuyo Superior. En Schiuma M., Hinterwimmer, G. y Vergani, G. (eds.) *Simposio Rocas Reservorios de la Cuenca Productivas de Argentina*, 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 277-302, Mar del Plata.
- Maretto, H. y Pángaro, F. 2005. Edad de formación de algunas de las grandes estructuras del engolfamiento de la Cuenca Neuquina: Actividad tectónica durante la deposición de la Formación Quintuco. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD, Mar del Plata.
- Mc Farlane, C. y Luo, Y. 2012. U-Pb geochronology using 193 nm excimer LA-ICP-MS optimized for in situ accessory mineral dating in thin section. *Geoscience Canada* 39: 158-172.
- Miall, A., 1996. The geology of fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, 575 p., Berlín.
- Mucci, M.Z. 2007. Daño de Formación y estimulación ácida. PRIDE-San Antonio, Servicios especiales de San Antonio S.A, Argentina, 393 p., Buenos Aires.
- Parnell, J. y Carey, P.F. 1995. Emplacement of Bitumen (Asphaltite) Veins in the Neuquén Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 79: 1798-1816.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul B., Woodhead, J. y Hergt, J. 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 26: 2508-2518.
- Paz, M., Pons, M.J., Cábana, M.C. y Rainoldi, A.L. 2014. Distribución de facies en la Formación Portezuelo, su importancia en la circulación de fluidos (hidrocarburos-fluidos con Cu). 19° Congreso Geológico Argentino,

- Estratigrafía y Sedimentología, Actas: T1-38, Córdoba.
- Pons, M.J., Franchini, M., Giusiano, A., Impicini, A. y Godeas, M. 2009. Alteración, mineralización de Cu y bitumen en el prospecto Barda González, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 321-333.
- Pons, M.J., Giusiano, A. y Tunik, M. 2011. Caracterización de la Formación Huincul, (Grupo Neuquén) en el área del prospecto de Cobre Tordillos, Neuquén, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas 15: 1038-1039, Neuquén.
- Pons, M.J., Impicini, A., Aparicio, P., Giusiano, A. y Fouga, G. 2013. Anomalías de U en las rocas cretácicas del Grupo Neuquén, Dorsal de Huincul, Argentina. 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 113-118, San Juan.
- Pons, M.J., Rainoldi, A.L., Franchini, M.B., Giusiano, A., Beaufort, D., Cessartti, N., Patrier, P. e Impicini, A. (En prensa). Relationship between diagenetic processes, alterations, and hydrocarbons migration in the Portezuelo Formation Huincul Ridge, Neuquén basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*: v. 99 no.3, doi:10.1306/08131413170.
- Rainoldi, A.L., Franchini, M., Beaufort, D., Impicini, A., Giusiano, A., Patrier, P. y Pons, J. 2014a. Bleaching of red beds at large scale related to hydrocarbons upflow. Los Chihuidos High, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 84: 373-393.
- Rainoldi, A.L., Franchini, M.B., Pons, M.J., Cessaretti, N., Giusiano, A. 2014b. Minerales arcillosos formados durante la diagénesis de los estratos rojos cretácicos y la migración de hidrocarburos: una guía para la prospección de los depósitos de Cu (V-U) en la Cuenca Neuquina. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: S1-15, Córdoba.
- Ramos, V.A. 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c. Los Chihuidos Norte. Servicio Geológico Nacional, Boletín 182: 1-103, Buenos Aires.
- Rodríguez, M.F. 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío-Paleógeno temprano) en la Cuenca Neuquina. En Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danielli, J. y Vallés, J. (eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: 245-264, Neuquén.
- Rojas, G.E. 1999a. Distrito uranífero los Chihuidos las Cárceles, Neuquén. En Zappettini E. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 1143-1145, Buenos Aires.
- Rojas, G. E. 1999b. Distrito uranífero Barda Negra Neuquén. En Zappettini E. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1073-1074, Buenos Aires.
- Rose, A.W. 1976. The effect of aqueous chloride complexes in the origin of red-bed copper and related deposits. *Economic Geology* 71: 1036-1048.
- Sánchez, M.L., Rossi, S.M. y Armas, P. 2008. Análisis estratigráfico secuencial de las Formaciones Huincul y Lisandro del Subgrupo Río Limay (Grupo Neuquén-Cretácico Tardío) en el departamento El Cuy, Río Negro, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 15: 1-26.
- Shebl, M.A. y Surdam, R.C. 1996. Redox reactions in hydrocarbon clastic reservoirs: experimental validation of this mechanism for porosity enhancement. *Chemical Geology* 132: 103-117.
- Sillitoe, R.H. 2005. Supergene oxidized and enriched Porphyry Copper and related deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: 723-768, Littleton.
- Silvestro, J. y Zubiri, M. 2008. Convergencia oblicua: Modelo estructural alternativo para la Dorsal neuquina (39° S)-Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 49-64.
- Sosic, M. 1978. Recursos hídricos subterráneos. En Rolleri, E.O. (ed.) *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*, Relatorio 7° Congreso Geológico Argentino: 309-323, Buenos Aires.
- Surdam, R.C., Zun, S.J. y Mac Gowan, D.B. 1993. Redox reactions involving hydrocarbons and mineral oxidants: A mechanisms for significant porosity enhancement in sandstones. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 77: 1509-1518.
- Sutton, S.J. y Maynard, J.B. 2005. A fluid mixing model for copper mineralization at Konkola North: Zambian Copperbelt. *Journal of African Earth Sciences* 42: 95-118.
- Testi, A. 2006. Informe de avance prospecto Tordillos, Orión del Sur S.A.-Minera Agua Rica República Argentina, (inédito), 13 p., Neuquén.
- Vottero J. y González, J.M. 2002. Los reservorios de la Formación Mulichinco. En Schiuma, M., Hinterwimmer, G. y Vergani, G. (eds.) *Simposio Rocas Reservorios de la Cuencas Productivas de Argentina*, 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 383-400, Mar del Plata.
- Walker, T.R. 1967. Formation of red beds in modern and ancient deserts. *Geological Society of America Bulletin* 78: 281-282.
- Walker, T.R. 1989. Application of diagenetic alterations in red beds to the origin of copper in stratiform copper deposits. *Geological Association of Canada Special Paper* 36: 85-96.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wichmann, L.A. 1972. Los estratos con dinosaurios y su techo en el este del territorio de Neuquén. *Dirección General de Minería, Geología e Hidrología*, Publicación 32: 3-25, Buenos Aires.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V.A., Rodríguez, F. y Bernardo, L.M. 2009. Evolución tectónica del frente Andino en Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina* 65: 192-203.
- Zielinski, A., Bloch, S. y Walker, T.R. 1983. The mobility and distribution of heavy metals during the formation of first cycle red beds. *Economic Geology* 78: 1574-1589.
- Zhu, C. 2004. Coprecipitation in the Barite Isosstructural Family: 2. Numerical Simulations of Reactions and Mass Transport. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 68: 3339-3349.

Recibido: 18 de enero, 2014

Aceptado: 1 de julio, 2014