



El basamento metamórfico del cordón de Lila, región de Antofagasta, norte de Chile

Hans NIEMEYER

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.

E-mail: hansniemeyer.r@gmail.com

Editor: Diego A. Kietzmann

Recibido: 10 de diciembre, 2019

Aceptado: 5 de mayo, 2020

RESUMEN

En el norte de Chile, el basamento metamórfico está escasamente representado dentro de lo que se conoce como la faja eruptiva de la Puna Occidental. Este se encuentra materializado por xenolitos de rocas metamórficas dentro del plutón cambro- ordovícico de Diorita Guanaco, en el cual se distribuyen dentro de la llamada Franja Chululo. Los xenolitos corresponden a rocas calcosilicatadas, esquistos micáceos y, en menor proporción, a esquistos anfibolíticos y esquistos cloríticos. Se ha determinado una edad mesoproterozoica de ca. 1063 Ma por el método LA- ICPMS en circón para el metamorfismo de este basamento. Se lo correlaciona con el basamento de sierra de Moreno, al norte, y con el basamento de Antofalla, al sur. Dicha correlación indica una edad de metamorfismo asignable al Mesoproterozoico para el basamento de sierra de Moreno- Antofalla dentro de la faja eruptiva de la Puna occidental y señala que esta última se desarrolló sobre corteza continental.

Palabras clave: *xenolitos, Franja Chululo, Mesoproterozoico*

ABSTRACT

The metamorphic basement from cordón de Lila, Antofagasta region, northern Chile.

In northern Chile, the metamorphic basement is limited within the so called *Faja eruptiva de la Puna occidental*. The cordón de Lila basement is represented by xenolites of metamorphic rocks within the Cambro- Ordovician Guanaco Diorite in the so called Chululo Fringe. The xenolites are composed of calcsilicate rocks, micaceous schists and in minor proportion amphibolitic schists and chloritic schists. A zircon LA- ICPMS age of ca. 1063 Ma was determined for the metamorphism of this basement. It can be correlated with the sierra de Moreno basement, to the north, and with Antofalla basement to the south. The age showed here and the correlation with other basement outcrops can be assigned the metamorphism of the sierra de Moreno- Antofalla basement to the Mesoproterozoic within the *Faja eruptiva de la Puna occidental* and shows that the latter developed upon continental crust.

Keywords: *xenolites, Chululo Fringe, Mesoproterozoic*

INTRODUCCIÓN

En el norte de Chile, el basamento metamórfico está escasamente representado debido a la extensa cubierta de rocas volcánico- sedimentarias mesozoicas y cenozoicas que lo cubren, así como también a causa de la erosión de las cúpulas

de los intrusivos ordovícicos, los cuales habrían perdido los *roof- pendants* de basamento que pudieron haber contenido. El afloramiento del cordón de Lila (Fig. 1) es el único resto de basamento observable entre el basamento de sierra de Moreno en Mina Chuquicamata (Rivera 2013), al norte, y el del salar de Antofalla (Palma 1990), al sur. Infrayace a las rocas volcánicas y sedimentarias ordovícicas dentro de lo que se

conoce como la faja eruptiva de la Puna occidental (Palma et al. 1986, Fig. 1). Este basamento, en conjunto con el de sierra de Moreno, además del de Antofalla, constituyen la evidencia de que el arco volcánico ordovícico de la faja eruptiva de la Puna occidental se formó sobre corteza continental. Por este motivo, el basamento del cordón de Lila representa una pieza clave de interpolación en la reconstrucción geotectónica antigua de esta región.

MARCO GEOLÓGICO

En el cordón de Lila afloran rocas plutónicas graníticas pertenecientes a un batolito que forma parte del arco magmático famatiniano (Ducea et al. 2015), más localmente denominado faja eruptiva de la Puna occidental (Palma et al.

1986), de orientación general noroeste. Se desarrolló sobre corteza continental por subducción dirigida hacia el noreste (Bahlburg y Hervé 1997) a lo largo del borde occidental de Gondwana durante el Cámbrico superior a Ordovícico medio (Zimmermann et al. 2010, Niemeyer et al. 2018), abarcando un lapso de ca. 30 ma entre 490 y 460 Ma (Niemeyer et al. 2014). Uno de los plutones que integran dicho batolito es la Diorita Guanaco, la cual contiene un conjunto de xenolitos de basamento metamórfico.

METODOLOGÍA

Se dataron las rocas del basamento del cordón de Lila por el método LA- ICPMS en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Tasmania, Australia. El método de LA- ICPMS se usa con ventaja en la medición de datos isotópicos de U, Th y Pb en circón (Fryer et al. 1993, Compston 1999, Kosler y Sylvester 2003). Se envió a datación la muestra de esquisto micáceo CHU- HN07 en la cual se midieron 23 granos de circón de origen metamórfico. Para datar las rocas del basamento metamórfico del cordón de Lila se ha prescindido expresamente del esfeno, que es abundante en las rocas calcosilicatadas. Esto, a pesar de que se trata de un mineral muy útil en la datación de ese tipo de rocas (Frost et al. 2000). La razón es que este mineral pudo haberse formado durante el metamorfismo de contacto con la Diorita Guanaco y, por lo tanto, indicar ese último episodio metamórfico, en lugar del primer metamorfismo regional de esas rocas. Debido a eso, se usó el método de U-Pb en circón.

AFLORAMIENTOS

En el cordón de Lila, el basamento metamórfico está representado por xenolitos dispuestos según una franja de rumbo noreste dentro de la Diorita Guanaco. La franja se denomina Franja Chululo y tiene una longitud de unos 5 km de largo por un ancho de 1 km, la cual se distribuye a lo largo del borde suroriental y del techo de la Diorita Guanaco (Fig. 2). Los xenolitos son de tamaño centimétrico a decamétrico y constituyen cuerpos con su foliación interna ligeramente oblicua a la foliación magmática del plutón que los hospeda. Estos se disponen levemente rotados desde la posición original de su foliación, la cual no es coincidente de xenolito en xenolito. Sólo un afloramiento de roca calcosilicatada parece yacer *in situ* y su foliación es de rumbo noreste, al igual que el de la franja dentro de la cual está inmerso. La evidencia de que

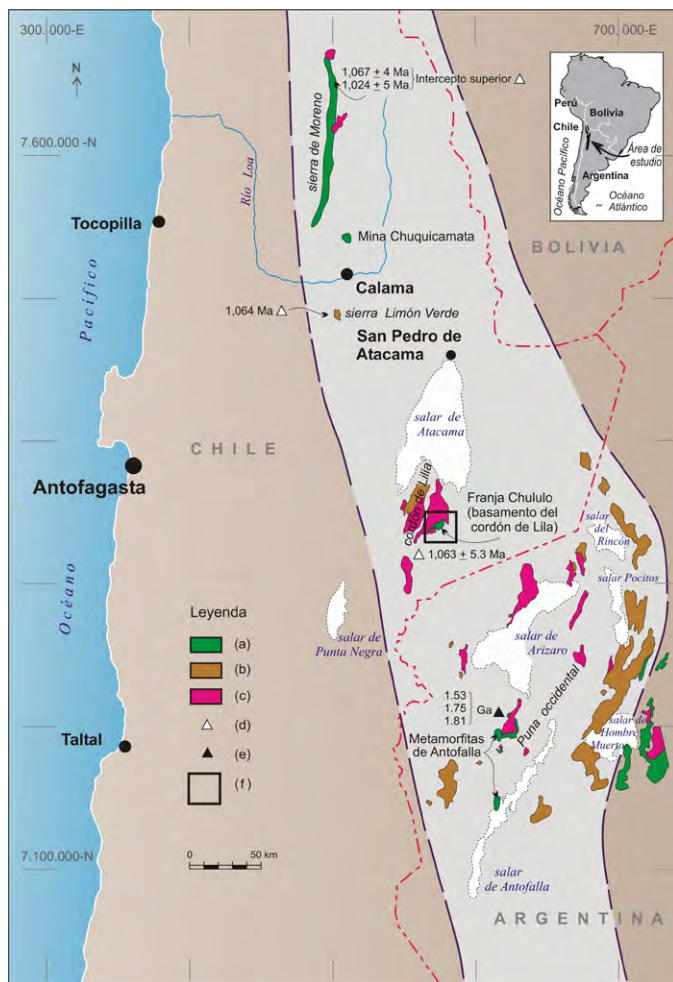


Figura 1. Faja eruptiva de la Puna occidental. Se observa el cordón de Lila, al sur del Salar de Atacama. a) Afloramientos del basamento metamórfico mesoproterozoico de la sierra de Moreno- Salar de Antofalla; b) Rocas sedimentarias y volcánicas ordovícicas; c) Rocas plutónicas cambro-ordovícicas; d) Edades U-Pb en circón; e) Edades modelo en Nb; f) Área estudiada: Franja Chululo (basamento del cordón de Lila).

estos xenolitos sufrieron una deformación y metamorfismo regional anterior al metamorfismo de contacto con la Diorita Guanaco es que se observan xenolitos de esquistos micáceos con plegamiento interno, según el cual se dispone una foliación con bandas de segregación de cuarzo metamórfico paralela a dicha foliación. Las bandas de cuarzo no provienen de la roca huésped, sino que son anteriores a esta (Fig. 3).

parte media. Está compuesta por 48 % de cristales tabulares subhedrales de plagioclasa, con un tamaño de grano de 0.2 - 2 mm, 30 % de cristales subhedrales de biotita con tamaño variable de 0.1 - 2 mm. El cuarzo se encuentra en una proporción de 15 %, con granos anhedrales de 0.5 mm dispuestos en forma intersticial entre los demás minerales. El 7 % restante corresponde a magnetita con tamaño menor a 0.5 mm.

LOS XENOLITOS DE BASAMENTO METAMÓRFICO

Los xenolitos de Basamento metamórfico corresponden, en orden de abundancia, a rocas calcosilicatadas, esquistos micáceos y anfibolitas. Las anfibolitas afloran en muy pequeña proporción respecto de las primeras litologías mencionadas, por lo que se supone que pudieron ser diques al origen. Se identificó también un xenolito de esquisto clorítico (Fig. 3).

Rocas calcosilicatadas

En un sentido amplio, las rocas calcosilicatadas son el resultado de reacciones químicas entre minerales carbonatados y silicatados en una caliza impura (Delgado et al. 2003). En el sector estudiado, se trata principalmente de areniscas calcáreas que han sufrido dos etapas de metamorfismo. La primera etapa corresponde al metamorfismo regional original del basamento y la segunda al metamorfismo de contacto con la Diorita Guanaco. Su asociación mineralógica es: epidota- actinolita- cuarzo- calcita- esfeno. En algunos ejemplares próximos al contacto con un Sienogranito de muscovita (¿Neopaleozoico?) se observa vesubianita euhedral, mineral que, por sus características de afloramiento, se interpreta como producto de un metamorfismo de contacto tardío. También se desarrollan cristales neoformados con 5-8 mm de diámetro de granate euhedral en la zona de contacto con el Sienogranito de muscovita.

Esquistos micáceos

Los esquistos micáceos son de grano grueso con biotita, mineral que presenta una orientación paralela muy pronunciada, lo que marca su foliación. Algunos xenolitos contienen muscovita en granos de gran tamaño, creciendo junto a la biotita. Presentan gran cantidad de plagioclasa, cuyas macas se orientan oblicuamente respecto a la foliación. Están presente, además, cuarzo y mineral opaco.

Esquistos anfibolíticos

Son los menos abundantes. Su asociación mineralógica

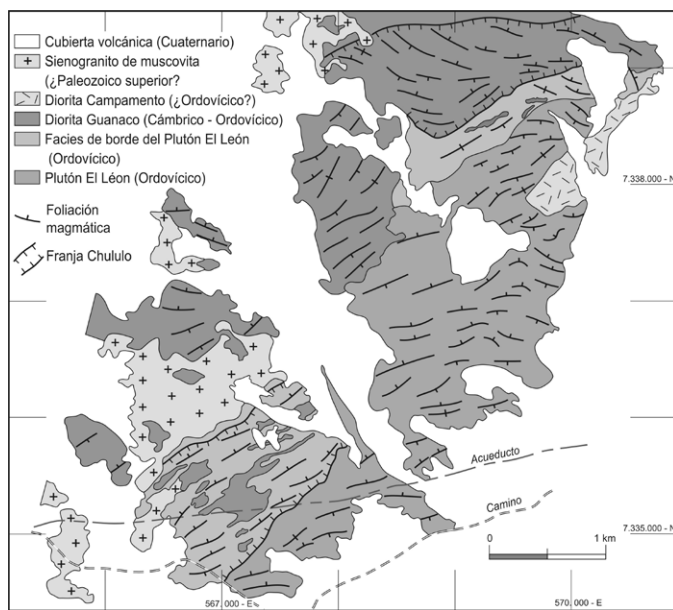


Figura 2. Distribución de la Diorita Guanaco en el cordón de Lila y unidades adyacentes. Se indica la Franja Chululo.

LA ROCA HUÉSPED: DIORITA GUANACO

La roca huésped de los xenolitos de basamento está formada por la Diorita Guanaco. Esta unidad presenta una foliación magmática macroscópica definida por la orientación preferencial de cristales de biotita y plagioclasa. En los afloramientos nororientales, aflora primero, desde el noroeste hacia el sureste, una diorita de biotita de grano grueso, foliada, con rumbo general de la foliación paralelo a la dirección de la franja, en la cual los xenolitos se encuentran ausentes. Luego viene una zona de diorita de grano medio a fino con abundantes xenolitos de basamento y una marcada foliación magmática de rumbo noreste, que aquí se denomina Franja Chululo. Esta última limita con una facies de borde de grano fino perteneciente al plutón El León en los afloramientos nororientales. En los afloramientos suroccidentales, la Franja Chululo se distribuye a lo largo de la parte superior del plutón El León (ver más adelante).

Según Carrasco (2015), La Diorita Guanaco es de grano medio a fino, con textura fanerítica holocristalina, en su

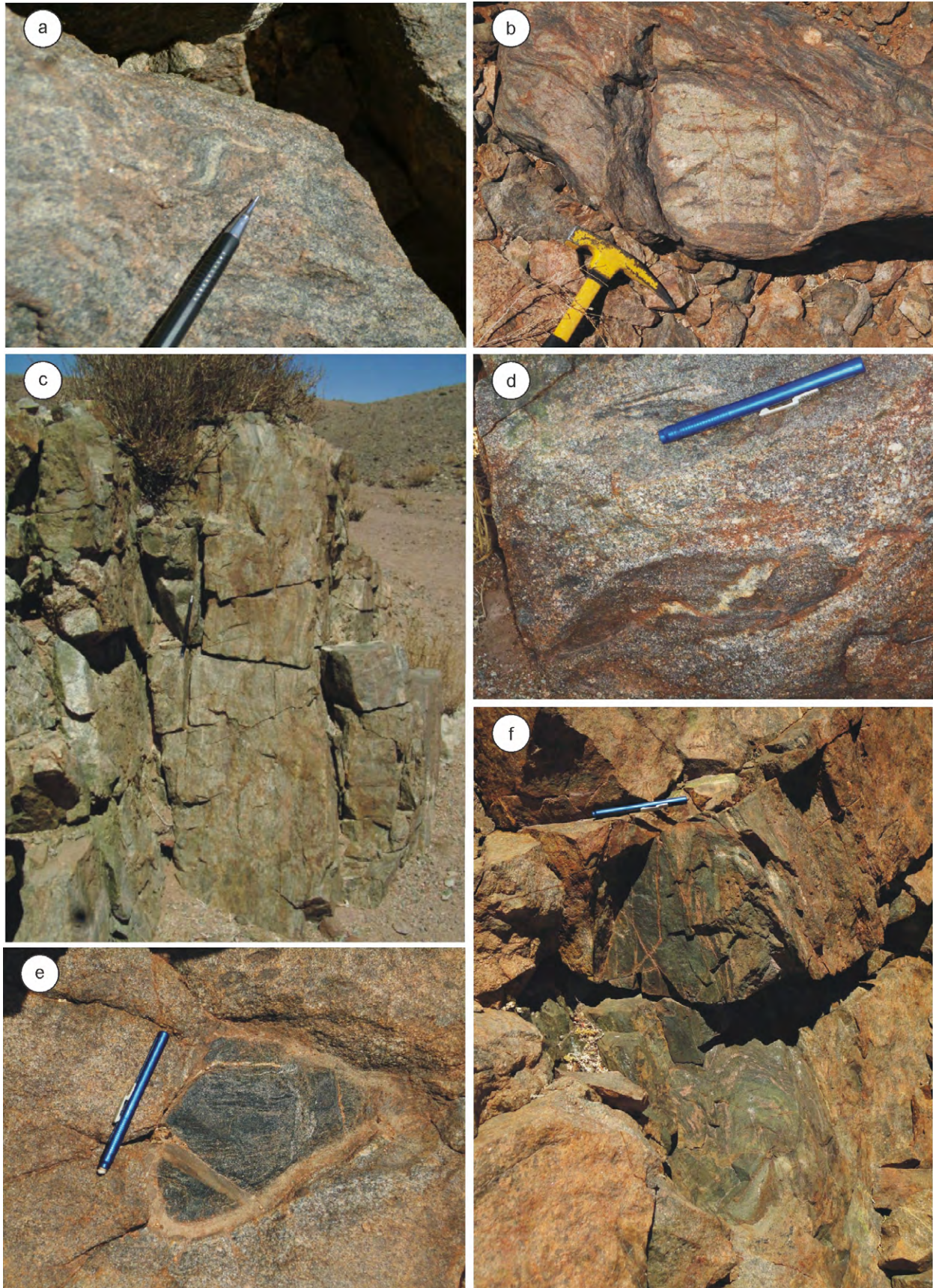


Figura 3. Xenolitos del basamento del cordón de Lila: a) esquistó micáceo que muestra un pliegue del basamento metamórfico; b-c) Rocas calcosilicatadas; d) Esquistó micáceo; e) Esquistó clorítico; f) Esquistó anfibolítico.

es: actinolita- biotita- plagioclasa- cuarzo. Se observa también algo de epidota y mineral opaco. La plagioclasa está casi completamente sericitizada, seguramente como producto de una alteración posterior.

Esquistos cloríticos

Se observó un solo espécimen de esta composición formando dos pliegues contiguos. Esta roca tiene una marcada textura detrítica original. Se observa la siguiente asociación: clorita- epidota- cuarzo. En este caso la plagioclasa también se presenta alterada a sericita.

EDAD

Un grupo de 23 granos de circón proporcionó un promedio de edades U-Pb de 1063.3 ± 5.3 Ma a 95% de confianza en la muestra de esquistos micáceos CHU- HN07 (Cuadros 1, 2 y 3), que se interpreta como la edad del metamorfismo regional que afectó al esquistos. Por su parte, Pankhurst et al.

(2016) obtuvieron tres edades U-Pb en circones de bordes con alto contenido de U en una muestra de esquistos micáceos que ellos llamaron gneiss, y caen dentro del rango ca. 490 a 475 Ma, edades atribuidas aquí al efecto de intrusión de la Diorita Guanaco. El resto de los circones analizados por esos autores se caracteriza por bordes metamórficos de baja razón Th/U y edades con máximos de ca. 1015 y 1180 Ma. Esto da igualmente Mesoproterozoico para el metamorfismo de los esquistos micáceos. La Diorita Guanaco, en conjunto con sus xenolitos de basamento, se encuentra intruida a su vez por la Granodiorita El León, de edad ordovícica cifrada en 467.0 ± 3.3 Ma (Niemeyer et al. 2014).

CORRELACIÓN

En cuanto a la edad de los protolitos de los basamentos vecinos, se puede mencionar que en el basamento metamórfico de sierra de Moreno (Quebrada Choja), afloran gneisses migmatíticos que comprenden un paragneiss de cuarzo-bioti-

Cuadro 1. Edades y razones isotópicas de muestra CHU-HN07

		207 cor 206Pb/238U		206Pb/238U		208Pb/232Th		207Pb/206Pb	
		age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
91500	DE18A106	1036	14	0.1748	1.4%	0.0552	2.4%	0.0760	2.2%
91500	DE18A276	1052	14	0.1778	1.4%	0.0538	2.3%	0.0764	2.4%
91500	DE18A123	1053	14	0.1778	1.4%	0.0550	2.3%	0.0763	2.3%
91500	DE18A008	1054	13	0.1777	1.3%	0.0514	2.5%	0.0752	2.3%
91500	DE18A300	1056	12	0.1782	1.2%	0.0534	2.0%	0.0756	2.1%
91500	DE18A337	1058	13	0.1783	1.2%	0.0517	2.0%	0.0742	2.0%
91500	DE18A072	1059	12	0.1784	1.2%	0.0525	2.4%	0.0744	2.1%
91500	DE18A156	1060	14	0.1784	1.4%	0.0525	2.1%	0.0729	2.0%
91500	DE18A225	1062	12	0.1790	1.2%	0.0536	2.0%	0.0748	1.6%
91500	DE18A173	1062	13	0.1793	1.3%	0.0524	2.2%	0.0760	2.1%
91500	DE18A089	1064	12	0.1791	1.1%	0.0557	2.1%	0.0736	1.9%
91500	DE18A055	1064	13	0.1799	1.2%	0.0537	2.5%	0.0767	2.2%
91500	DE18A333	1065	13	0.1793	1.3%	0.0525	2.4%	0.0734	2.1%
91500	DE18A259	1066	12	0.1797	1.1%	0.0541	2.1%	0.0746	1.7%
91500	DE18A022	1066	13	0.1798	1.2%	0.0538	2.3%	0.0746	2.5%
91500	DE18A038	1067	13	0.1795	1.3%	0.0525	2.2%	0.0726	2.2%
91500	DE18A189	1069	13	0.1806	1.2%	0.0545	2.2%	0.0759	2.1%
91500	DE18A242	1071	12	0.1805	1.1%	0.0537	2.2%	0.0745	2.0%
91500	DE18A001	1072	13	0.1809	1.2%	0.0528	2.1%	0.0755	2.0%
91500	DE18A002	1072	15	0.1808	1.4%	0.0531	2.1%	0.0741	1.9%
91500	DE18A140	1073	13	0.1811	1.3%	0.0539	2.1%	0.0750	2.0%
91500	DE18A206	1075	12	0.1812	1.2%	0.0549	2.0%	0.0737	2.0%
91500	DE18A317	1075	14	0.1814	1.3%	0.0546	2.3%	0.0747	2.2%

Cuadro 2. Razones isotópicas de muestra CHU-HN07.

		238U/206Pb		207Pb/206Pb		common Pb	206Pb/238U		208Pb/232Th		207Pb/206Pb	
		ratio	+/-1 std err	ratio	+/-1 std err	at age of zirc	age		age	+/-1 ster	age	+/-1 ster
91500	DE18A106	5.72	0.08	0.0760	0.0017	0.912	1038	15	1085	26	1094	44
91500	DE18A276	5.63	0.08	0.0764	0.0018	0.913	1055	14	1059	24	1106	48
91500	DE18A123	5.62	0.08	0.0763	0.0018	0.913	1055	15	1082	25	1103	47
91500	DE18A008	5.63	0.07	0.0752	0.0017	0.913	1054	13	1013	25	1075	45
91500	DE18A300	5.61	0.07	0.0756	0.0016	0.913	1057	12	1051	21	1083	42
91500	DE18A337	5.61	0.07	0.0742	0.0015	0.914	1058	13	1018	20	1047	40
91500	DE18A072	5.60	0.07	0.0744	0.0015	0.914	1058	13	1034	25	1052	41
91500	DE18A156	5.60	0.08	0.0729	0.0015	0.914	1058	14	1035	22	1012	41
91500	DE18A225	5.59	0.06	0.0748	0.0012	0.914	1062	12	1055	21	1063	32
91500	DE18A173	5.58	0.07	0.0760	0.0016	0.914	1063	14	1033	23	1094	42
91500	DE18A089	5.58	0.06	0.0736	0.0014	0.914	1062	12	1096	23	1032	39
91500	DE18A055	5.56	0.07	0.0767	0.0017	0.914	1066	13	1056	26	1113	44
91500	DE18A333	5.58	0.07	0.0734	0.0016	0.914	1063	14	1035	25	1025	43
91500	DE18A259	5.56	0.06	0.0746	0.0013	0.914	1066	12	1064	23	1058	35
91500	DE18A022	5.56	0.07	0.0746	0.0019	0.914	1066	13	1059	24	1058	50
91500	DE18A038	5.57	0.07	0.0726	0.0016	0.914	1064	13	1034	23	1002	44
91500	DE18A189	5.54	0.07	0.0759	0.0016	0.915	1070	13	1072	24	1094	42
91500	DE18A242	5.54	0.06	0.0745	0.0015	0.915	1070	12	1057	23	1055	40
91500	DE18A001	5.53	0.07	0.0755	0.0015	0.915	1072	13	1041	22	1082	41
91500	DE18A002	5.53	0.08	0.0741	0.0014	0.915	1071	15	1046	22	1045	39
91500	DE18A140	5.52	0.07	0.0750	0.0015	0.915	1073	14	1061	22	1068	40
91500	DE18A206	5.52	0.06	0.0737	0.0015	0.915	1073	12	1081	22	1034	41
91500	DE18A317	5.51	0.07	0.0747	0.0017	0.915	1075	14	1074	24	1060	45

ta y un ortogneiss granodiorítico (Loewy et al. 2004). Ambos están incluidos como xenolitos en un granito con megacrístales, indicando que una fase de metamorfismo de alto grado ocurrió después de la formación de los protolitos de los gneisses, pero con anterioridad a la intrusión del granito con megacrístales. La edad de la cristalización del ortogneiss es de 1067 ± 4 Ma y su migmatización ocurrió previamente a la intrusión del granito con megacrístales (1024 ± 5 Ma). Por lo tanto, la edad de la migmatización tiene que haber ocurrido entre 1067 y 1024 Ma, estimándose como razonable para ese evento una edad de ca. 1040 Ma (Loewy et al. 2004).

En la sierra Limón Verde afloran diamictitas (Morandé et al. 2012) que contienen clastos graníticos del tamaño grava de grano grueso, de los cuales uno fue datado en 1064 Ma (Hervé et al. 2010).

Finalmente, en el salar de Antofalla se conocen las Metamorfitas de Antofalla, las cuales están formadas por gneisses migmatíticos cuarzo- feldespático- biotíticos, esquistos cuarzo-biotíticos y anfibolitas (Palma 1990). Allí se han calculado las siguientes edades modelo en Nb: 1.53, 1.75 y 1.81 Ga (Becchio et al. 1999).

CONCLUSIÓN

En el presente trabajo se da a conocer por primera vez un registro completo de rocas del basamento metamórfico en el cordón de Lila. La edad de su metamorfismo es mesoproterozoica (ca. 1063 Ma) y se correlaciona con el basamento de la sierra de Moreno, al norte, y con el basamento de Antofalla, al sur. Todas las edades de estas rocas de basamento indican una etapa de metamorfismo asignable al Meso-proterozoico, que subyacen a la Faja eruptiva de la Puna occidental.

AGRADECIMIENTOS

Compromete la gratitud del autor el colega Sebastien Mefre, de la Universidad de Tasmania, por la determinación de edad U-Pb en circón en la muestra CHU-HN07. Se agradece la revisión crítica del manuscrito por parte de Verónica Oliveros, así como también la colaboración del Dibujante técnico Leonel Jofré con el dibujo de las figuras de esta contribución.

Cuadro 3. Cantidades de isótopos de muestra CHU-HN07.

		Pb204	Pb206	Pb207	Pb208	Th232	U238	Ti49	Fe56	Hf178
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
91500	DE18A106	0.04	15	1	2	32	90	158505	3	6073
91500	DE18A276	0.03	16	1	2	32	89	170192	7	6022
91500	DE18A123	0.00	15	1	2	31	88	155403	4	6104
91500	DE18A008	0.00	12	1	1	24	70	164800	4	6352
91500	DE18A300	0.00	15	1	2	32	88	164345	5	5991
91500	DE18A337	0.00	15	1	2	32	88	162857	6	5959
91500	DE18A072	0.00	12	1	1	25	72	159394	5	6377
91500	DE18A156	0.00	14	1	1	29	83	162109	6	6074
91500	DE18A225	0.02	16	1	2	33	91	163802	5	6084
91500	DE18A173	0.03	16	1	2	31	87	166530	5	6129
91500	DE18A089	0.00	16	1	2	31	90	159382	6	6036
91500	DE18A055	0.02	13	1	1	25	72	158828	3	6320
91500	DE18A333	0.00	12	1	1	23	69	164339	4	6380
91500	DE18A259	0.00	15	1	2	32	89	163631	6	6058
91500	DE18A022	0.02	12	1	1	23	69	162172	6	6318
91500	DE18A038	0.00	13	1	1	25	72	160279	5	6395
91500	DE18A189	0.00	15	1	2	31	88	160654	5	6079
91500	DE18A242	0.01	16	1	2	33	91	163485	5	6070
91500	DE18A001	0.00	12	1	1	24	69	175952	5	6185
91500	DE18A002	0.00	15	1	2	30	84	170407	5	6069
91500	DE18A140	0.00	14	1	2	29	83	160213	4	6041
91500	DE18A206	0.00	16	1	2	32	89	164335	6	6091
91500	DE18A317	0.01	12	1	1	23	70	167091	6	6393

REFERENCIAS

- Bahlburg, H. y Hervé, F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* 109(7): 869-884.
- Becchio, R., Lucassen, F., Kasemann, S., Franz, G. y Viramonte, J. 1999. Geoquímica y sistemática isotópica de rocas metamórficas del Paleozoico inferior. Noroeste de Argentina y Norte de Chile (21°- 27°S). *Acta Geologica hispanica* 34 (2-3): 273-299.
- Carrasco, J.L. 2015. La Granodiorita El León, extremo sureste del Cordón de Lila, Región de Antofagasta, Chile. Memoria de título Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte (inédita), 52 p., Antofagasta.
- Compston, W. 1999. Geological age by instrumental analysis: the 29th Hallimond Lecture. *Mineralogical Magazine* 63: 297- 311.
- Delgado, J., Soler, A. y Arcos, D. 2003. Rocas calcosilicatadas. En: Melgarejo, J.C. (ed.), Atlas de Asociaciones minerales en lámina delgada I, 359-378, Biblioteca Universitaria, Barcelona.
- Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G.W., Jianu, D. y Petrescu, L. 2015. The origin and petrologic evolution of the Ordovician Famatinian- Puna arc. En: DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., Kapp, P.A. (eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*. Geological Society of America Memoir 212: 125- 138, Boulder.
- Frost, B.R., Chamberlain, K.R. y Schumacher, J.C. 2000. Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer. *Chemical Geology* 172: 131-148.
- Fryer, B.J., Jackson, S.E. y Longrich, H.P. 1993. The Application of Laser Ablation Microprobe- Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry (Lam- Icp- Ms) to in situ (U)- Pb Geochronology. *Chemical Geology* 109: 1-8.

- Hervé, F., Massonne, H., Calderón, M., Soto, F. y Fanning, C.M. 2010. Pre-Mesozoic metamorphism and tectonics in northern Chile: collisional vs. subduction environments. 2010. Eos Transactions American Geophysical Union 91(26): abstract VII A-04.
- Kosler, J. y Sylvester, P.J. 2003. Present trends and the future of zircon in geochronology; laser ablation ICPMS. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53: 243-275.
- Loewy, S.L., Connelly, J.N. y Dalziel, I.W.D. 2004. An orphaned basement block: The Arequipa- Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. Geological Society of America Bulletin 116 (1/2): 171- 187.
- Morandé, J., Mpodozis, C., Valencia, V., Arriagada, C. y Marquardt, C. 2012. Las Diamictitas de Sierra Limón Verde, Antofagasta: Evidencias de Glaciación Neoproterozoica en el Norte de Chile? 13° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 271-273, Antofagasta.
- Niemeyer, H., Meffre, S. y Guerrero, R. 2014. Zircon U-Pb geochronology of granitic rocks of the Cordón de Lila and Sierra de Almeida ranges, northern Chile: 30 m.y. of Ordovician plutonism on the western border of Gondwana. Journal of South American Earth Sciences 56: 228-241.
- Niemeyer, H., Götze, J., Sanhueza, M. y Portilla, C. 2018. The Ordovician magmatic arc in the northern Chile- Argentinian Andes between 21° and 26° south latitude. Journal of South American Earth Sciences 81: 204-214.
- Palma, M.A. 1990. Geología del Macizo de Antofalla en la Sierra del Campo Negro. Puna catamarqueña. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 39-42, San Juan.
- Palma, M.A., Parica, P.D. y Ramos, V.A. 1986. El Granito Archibarca: su edad y significado tectónico, Provincia de Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41 (3-4): 414-419.
- Pankhurst, R.J., Hervé, F., Fanning, C.M., Calderón, M., Niemeyer, H., Griem- Klee, S. y Soto, F. 2016. The pre- Mesozoic rocks of northern Chile: U-Pb ages, and Hf and O isotopes. Earth Science Reviews 152: 88-105.
- Rivera, S. 2013. Actualización del marco geológico y de la geología de los pórfidos cupríferos del Distrito de Chuquicamata, Norte de Chile. Tesis para optar al grado de Magister en Geología Económica, Mención Exploración Minera, Universidad Católica del Norte (inedito), 105 p., Antofagasta.
- Zimmermann, U., Niemeyer, H. y Meffre, S. 2010. Revealing the continental margin of Gondwana: The Ordovician arc of the Cordón de Lila (northern Chile). International Journal of Earth Sciences 99 (Supplement 1): S39-S56.