

Geoquímica de areniscas de la Formación Vinchina (Mioceno), La Rioja, Argentina: Implicancias sobre procedencia, clima y marco tectónico

Mariela Díaz¹, Sergio A. MARENSSI², Carlos O. LIMARINO² y Laura Jazmín SCHENCMAN²

¹Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan

²Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (UBA-CONICET)

E-mail: marianelaxy.diaz@gmail.com

Editor: Alfonsina Tripaldi

RESUMEN

La Formación Vinchina (Mioceno) constituye una sucesión de más de 5000 m de espesor de bancos rojos de ambientes fluviales, lacustres, eólicos y de interacción eólica-fluvial, desarrollados en una cuenca de antepaís fracturado. En este trabajo se presentan los resultados de análisis geoquímicos (elementos mayoritarios, minoritarios y REE) de 12 muestras de areniscas de diferentes niveles estratigráficos de la formación a lo largo de la sierra de Los Colorados (noroeste de La Rioja), complementados con estudios petrográficos. Petrográficamente las muestras son mayormente litoarenitas feldespáticas. Los componentes clásticos indican mezcla de aportes de basamento y arco volcánico, con intercalaciones de detritos derivados de una fuente andesítica local, predominantes en la parte media del miembro superior (secuencia depositacional 5). Las modas detríticas caen en los campos de orógeno reciclado y arco disectado en el diagrama Q-F-L. Los datos geoquímicos permitieron utilizar diferentes diagramas discriminantes que indican procedencia desde fuentes ígneas félsicas o la mezcla entre fuentes félsicas y máficas. Las relaciones entre óxidos mayoritarios permiten diferenciar a las muestras de la secuencia depositacional 5, con valores de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < 5$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 2$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} > 2.5$. Por otra parte, el índice CIA y los diagramas ACNK y Th-vs-Th/U sugieren una alteración moderada, consistentemente con investigaciones previas que indican condiciones climáticas áridas-semiáridas. Por su parte, el diagrama Zr/Sc-vs-Th/Sc indica muy bajo grado de reciclado sedimentario. Finalmente, el patrón de distribución de tierras raras y las relaciones La_N/Sm_N , Gd_N/Yb_N y Eu/Eu^* indican una procedencia desde un margen continental activo con contribuciones de arco juvenil y corteza continental superior antigua.

Palabras clave: *Geoquímica, Formación Vinchina, Mioceno, Antepaís, Procedencia.*

ABSTRACT

Sandstone Geochemistry of the Vinchina Formation (Miocene), La Rioja Province, Argentina: Implications on provenance, climate, and tectonic setting.

The Miocene Vinchina Formation is a thick red-bed succession of more than 5000 m thick deposited in fluvial, lacustrine, eolian, and fluvial-eolian environments developed in a broken-foreland basin. In this study we present geochemical analyses on 12 sandstone samples from different stratigraphic levels along the Sierra de Los Colorados (northwestern sector of La Rioja Province). Complementary petrographic analyses of the same samples were also carried out. Petrographically the samples are mainly feldspathic lithoarenites. Clast compositions suggest a mix from crystalline basement and volcanic arc sources with intervening pulses of an andesitic local source especially in the middle part of the upper member (depositional sequence 5). Detrital modes mainly plot in the recycled orogen and dissected arc fields in Q-F-L diagrams. Geochemical data allowed using different discriminant diagrams that suggest provenance from felsic igneous sources, or a mixing of felsic and mafic sources. Relationships between major oxides allow differentiation of sequence 5 samples, which exhibit $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < 5$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 2$, and $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} > 2.5$, that are thought to represent an intrabasinal andesitic event. The CIA index and ACNK and Th vs. Th/U diagrams suggest a moderate chemical alteration grade, consistent with previous works indicating an arid to semiarid climate. The Zr/Sc vs. Th/Sc indicates a very low grade of sedimentary recycling related to a short transport distance. Finally, REE distribution pattern and La_N/Sm_N , Gd_N/Yb_N , and Eu/Eu^* relationships are compatible with provenance from an active continental margin with mixed contributions from a young undifferentiated arc (YUA), an old upper continental crust (OUC), and young differentiated arc (YDA).

Keywords: *Geochemistry, Vinchina Formation, Miocene, Foreland, Provenance.*

INTRODUCCIÓN

Las características geoquímicas de los depósitos clásticos resultan de la combinación de numerosos factores como la naturaleza del área fuente, el tipo, proceso y distancia de transporte, la intensidad y duración de la meteorización, las características climáticas predominantes, la presencia de minerales seleccionados por procesos hidráulicos o la intensidad y extensión temporal de la diagénesis, entre otros (McLennan 1989, Cox y Lowe 1995).

Los depósitos clásticos pueden ser evaluados geoquímicamente sobre la base de las concentraciones de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras (RRE), algunos de los cuales permiten detectar componentes minoritarios que no son reconocidos fácilmente a través de estudios de areniscas en secciones delgadas (Garver *et al.* 1996). Algunas clasificaciones relacionan la proporción de elementos mayoritarios con su composición mineralógica (Pettijohn *et al.* 1972, Herron 1988). Otras, vinculan tanto óxidos mayoritarios como elementos traza con señales de procedencia o ambientes tectónicos particulares, entendiendo que los procesos magmáticos y sedimentarios de cada ambiente imparten señales geoquímicas distintivas (Harker 1909, Middleton 1960, Roser y Korsch 1986, McLennan *et al.* 1993). Finalmente, las relaciones entre elementos móviles e inmóviles también pueden ser utilizadas como indicadores de meteorización y condiciones climáticas en el área fuente (Nesbitt y Young 1982, Fedo *et al.* 1995).

La cuenca de Vinchina es considerada como una cuenca de antepaís fracturada que se desarrolló durante el Neógeno, en el oeste de la actual provincia de La Rioja. La misma contiene un registro estratigráfico que supera los 8 km representado principalmente en las formaciones Vinchina (Mioceno) y Toro Negro (Mioceno-Plioceno), que comprenden depósitos aluviales, lacustres y eólicos sintectónicos desarrollados bajo condiciones climáticas áridas a semiáridas (Schenckman *et al.* 2018). Los estudios geoquímicos en esta potente serie sedimentaria son extremadamente escasos y están basados en el análisis de los componentes mayoritarios



Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio

de algunas areniscas del sector central de la cuenca (Tripaldi *et al.* 2001). En este trabajo se analizan las características geoquímicas de un conjunto de areniscas de la Formación Vinchina, su clasificación sobre la base de la concentración de componentes mayoritarios, interpretación de ambiente tectónico y procedencia sobre la base tanto de elementos mayoritarios como de elementos traza y tierras raras y se realizan consideraciones sobre la distancia de transporte y el clima a partir de las relaciones entre elementos móviles e inmóviles. Los datos son parte de un intensivo análisis de las sedimentitas de la Formación Vinchina realizado por Díaz (2019), que consistió en estudios petrográficos y geoquímicos de las areniscas, difracción de rayos X en las pelitas y conteos modales en los conglomerados.

UBICACIÓN, MARCO GEOLOGICO Y ANTECEDENTES

La zona de estudio corresponde a la sierra de Los Colorados, noroeste de la provincia de La Rioja, en la provincia geológica de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, entre los 28°21' y 29°03' de latitud sur y los 67°30' y 68°54' de longitud oeste. La Sierra de Los Colorados se extiende en dirección noreste-sudoeste, limitando

al norte y al sur con sendos bloques de basamento cristalino que constituyen las sierras de Toro Negro y Umango-Espinal, respectivamente. Al este, el valle del Río Grande de Valle Hermoso la separa de la sierra del Famatina y hacia el oeste el Bolsón de Jagüé la separa de la Precordillera (Fig.1).

Turner (1964) definió formalmente a la Formación Vinchina y le asignó una edad miocena. Posteriormente Ramos (1970) reconoció dos miembros informales dentro de esta unidad (inferior y superior), los cuales se hallan separados por una superficie erosiva de bajo ángulo (Marenssi *et al.* 2000).

La Formación Vinchina, con más de 5000 m de espesor, constituye una parte principal del relleno de la cuenca homónima, uno de los depocentros cenozoicos del antepaís fracturado ('broken foreland') relacionados con la Orogenia Andina dentro del segmento que abarca las Sierras Pampeanas, el Sistema de Famatina, la Precordillera y la Cordillera Frontal (Ramos *et al.* 2002, Fig 1). A diferencia de otras cuencas del antepaís andino (ej. cuenca del Bermejo), en el área de estudio se reconocen estructuras transpresivas vinculadas con el accionar conjugado de los lineamientos de Desaguadero-Valle Fértil y Tucumán (Rossello *et al.* 1996, Japas *et al.* 2016), que jugaron un papel crítico en la evolución de la cuenca de Vinchina (Ciccioli *et al.* 2011). El efecto de estos

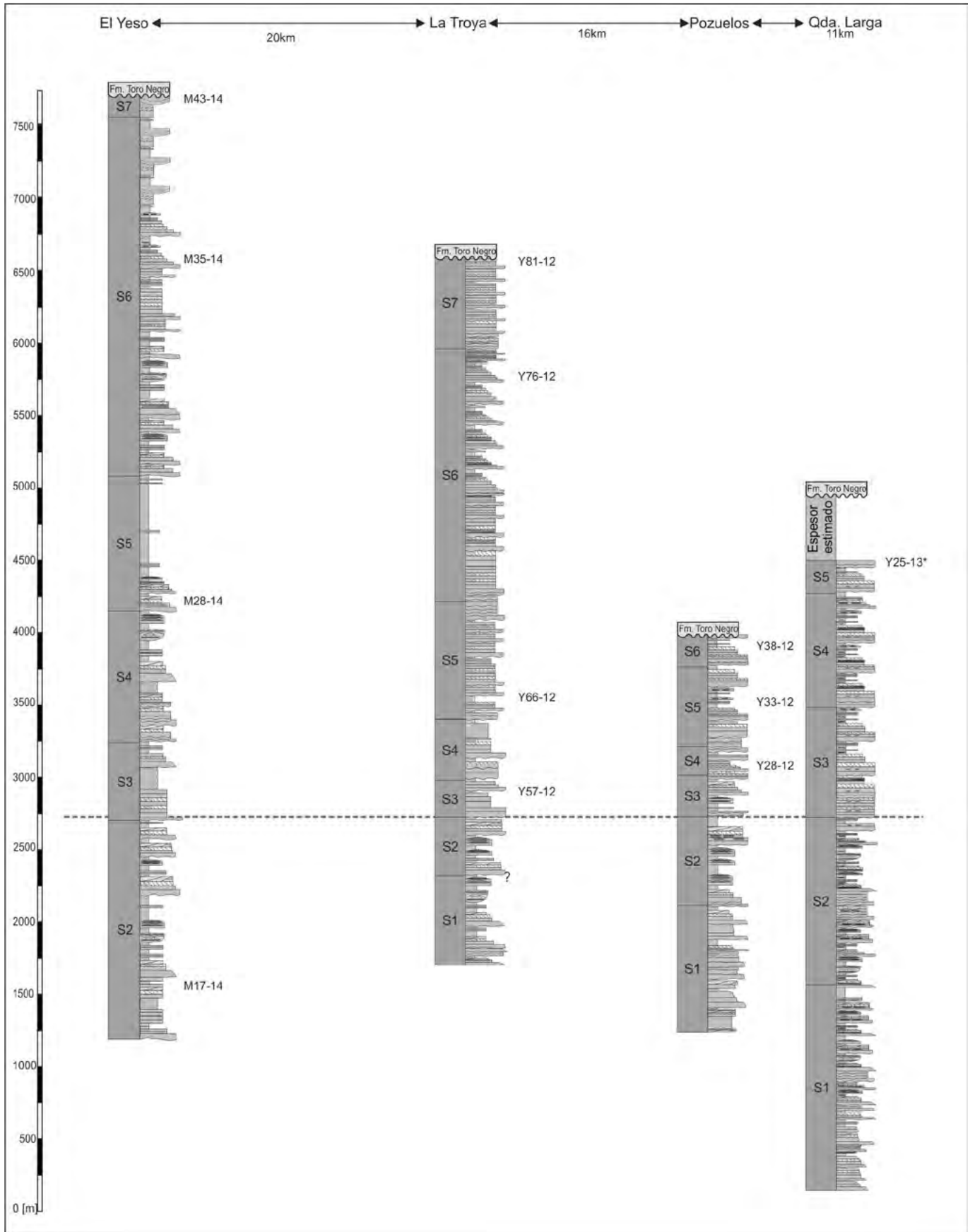


Figura 2. Ubicación estratigráfica de las muestras analizadas en este trabajo.

CUADRO 1. Composiciones modales de las areniscas analizadas en este trabajo. S.E.: Secuencia estratigráfica a la que corresponde la muestra.

Muestra	S.E.	Composición modal (100% de clastos)											Cementos (100% de cemento)														
		Qpg	Qm	Fkt	PT	LVT	LMT	LP	LST	Ot	Q	F	L	Q	F	L	Qm	F	L	Lt	Chl	Z	C	Q	Y	Fe	K
Sector Norte - Quebrada Larga, Quebrada de Los Pozuelos																											
Y25/13	S5	22,2	1,5	7,6	16,7	28,3	7,1	0,5	0,0	16,2	23,6	26,2	33,8	25,1	33,3	25,1	23,6	33,3	26,7	0	58	10	3	0	4	26	
Y38/12	S6	33,2	4,9	14,0	11,5	21,2	5,8	1,9	1,9	5,5	38,2	25,5	31,0	42,9	27,5	24,5	37,9	27,5	29,4	0	38	43	2	0	5	11	
Y33/12	S5	22,3	10,6	13,3	2,2	23,4	12,2	1,6	1,9	13,9	32,2	15,3	38,9	38,1	20,6	27,6	27,6	20,6	38,1	0	90	1	8	0	2	0	
Y28/12	S4	27,1	6,6	8,2	0,5	15,9	22,8	7,7	3,2	8,0	33,4	8,8	49,9	49,1	19,6	23,3	42,4	19,6	30,0	0	26	62	2	0	8	1	
Sector Central - Quebrada La Troya																											
Y81/12	S7	26,7	1,7	17,4	0,0	11,0	18,6	4,1	0,6	19,8	28,5	17,4	34,3	38,4	23,3	18,6	36,6	23,3	20,3	7	56	16	0	0	0	20	
Y76/12	S6	44,0	1,8	12,7	1,8	9,6	14,5	1,2	0,6	13,9	45,8	14,5	25,9	54,8	16,3	15,1	53,0	16,3	16,9	5	47	37	5	0	7	0	
Y66/12	S5	22,7	4,3	13,5	9,2	14,5	7,7	7,7	0,5	19,8	27,1	22,7	38,2	40,1	29,5	18,4	35,7	29,5	22,7	6	81	6	6	0	0	0	
Y57/12	S3	25,0	9,8	16,5	0,0	20,7	14,0	0,6	0,0	13,4	34,8	16,5	35,4	40,9	20,7	25,0	31,1	20,7	34,8	4	71	15	3	0	7	0	
Sector Sur - Quebrada del Yeso																											
M43/14	S7	33,5	5,3	23,5	1,8	16,5	8,2	0,0	1,8	9,4	38,8	25,3	26,5	41,2	30,0	19,4	35,9	30,0	24,7	0	0	10	72	10	0	8	
M35/14	S6	36,3	5,7	15,9	1,9	18,5	10,2	0,0	0,0	11,5	42,0	17,8	28,7	47,1	19,7	21,7	41,4	19,7	27,4	4	10	40	45	0	0	2	
M28/14	S5	22,2	2,3	16,4	16,4	11,7	4,7	1,8	1,2	23,4	24,6	32,7	19,3	24,6	35,7	16,4	22,2	35,7	18,7	7	73	11	3	3	0		
M17/14	S2	39,9	5,1	21,5	3,8	10,8	7,6	0,0	2,5	8,9	44,5	24,0	19,9	49,3	24,7	14,4	44,5	24,7	19,2	4	37	12	23	20	4	0	

Qm: cuarzo monocristalino; Qpg: cuarzo policristalino; FKT: contenido total de feldespatos potásico; PT: contenido total de plagioclasas; LVT: contenido total de fragmentos líticos volcánicos; LMT: contenido total de líticos metamórficos (bajo a alto grado); LP: líticos plutónicos; LST: contenido total de líticos sedimentarios (incluye fragmentos de areniscas y pelitas); Ot: fragmentos minerales de otras composiciones (incluye anfíbol, mica, minerales opacos); Cementos: Chl: rims de clorita; Z: ceolitas; C: carbonatos; Q: cuarzo; Y: yeso; Fe: rims de hematita; K: caolinita.

fallamientos, asociado con la tectónica compresiva andina, favoreció el ascenso de bloques de basamento en el inicio de la evolución de la cuenca (Ciccioli *et al.* 2011, Japas *et al.* 2016). La Formación Vinchina se apoya en discordancia sobre sedimentitas eólicas, que fueron correlacionadas con la Formación Vallecito (Ciccioli *et al.* 2010) del Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Fosdick *et al.* 2017) y es cubierta del mismo modo por los depósitos fluviales de la Formación Toro Negro (Ramos 1970) del Mioceno tardío-Pleistoceno temprano (Amidon *et al.* 2016). La edad miocena de la Formación Vinchina fue recientemente reforzada a partir de dataciones U-Pb sobre circones volcánicos colectados en esta unidad. Ciccioli *et al.* (2014) reportaron una edad de 15,6±0,4 Ma para un nivel tobáceo cercano a la base de la Formación Vinchina en el área de La Cueva (Precordillera) y otra edad de 9,24±0,034 Ma para una toba del tercio superior de la unidad en la quebrada de Los Pozuelos. Por otra parte, Collo *et al.* (2017) obtuvieron una edad máxima de 12,62±0,4 Ma para un conspicuo nivel tobáceo del miembro inferior en la quebrada de La Troya. Aunque la Formación Vinchina ha sido citada en numerosos estudios sobre la evolución geodinámica de la región (Jordan *et al.* 1993, Collo *et al.* 2011, 2017, Stevens-Goddard y Carrapa 2017), los trabajos sedimentológicos y estratigráficos de detalle referidos a la sedimentación y la evolución paleoambiental luego del aporte de Ramos (1970) demoraron más de tres décadas. Tripaldi *et al.* (2001) estudiaron la unidad de interés en su sección central, quebrada La Troya, mientras que Ciccioli *et al.* (2013) analizaron la arquitectura fluvial y la estratigrafía de la Formación Vinchina en la quebrada de Los Pozuelos, en el sector norte. Limarino *et al.* (2012) definieron siete secuencias depositacionales en función de las relaciones entre los perfiles de equilibrio, los cambios en los espacios de acomodación sedimentaria y el grado de confinamiento de los sistemas fluviales. En este mismo sentido, Marensi *et al.* (2015) reconocieron la existencia de ciclotemas limitados por superficies de erosión subaérea, las que se habrían producido como consecuencia de una caí-

CUADRO 2. Concentración de elementos mayoritarios sobre roca total, expresados en porcentajes en base hidratada, para las sedimentitas de la Formación Vinchina.

Muestra	S.E.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO(c)	CaO(r)	CaO(T)	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI-H ₂ O	CO ₂	Total
Sector Norte - Quebrada Larga, Quebrada de Los Pozuelos																
Y25/13	S5	63,8	16,2	5,0	0,1	1,2	0,2	5,1	5,4	3,6	1,4	0,5	0,1	2,5	0,2	100,0
Y38/12	S6	73,6	10,3	4,2	0,1	0,8	0,8	2,0	2,8	2,6	1,9	0,5	0,1	1,9	0,6	99,5
Y33/12	S5	72,8	11,1	3,7	0,1	0,8	0,0	2,4	2,4	2,8	1,7	0,5	0,1	3,1	< 0.01	99,1
Y28/12	S4	76,0	9,1	2,8	0,0	0,7	2,3	1,1	3,5	2,4	2,0	0,4	0,1	1,8	1,9	100,7
Sector Central - Quebrada La Troya																
Y81/12	S7	69,2	12,9	3,5	0,1	1,3	0,6	2,2	2,8	3,2	2,2	0,5	0,2	2,7	0,4	98,9
Y76/12	S6	65,1	11,3	3,4	0,1	1,0	4,7	1,8	6,5	2,8	2,2	0,5	0,1	2,1	3,7	98,6
Y66/12	S5	66,0	14,4	4,4	0,1	1,0	1,5	2,9	4,3	3,3	1,6	0,5	0,1	1,8	1,2	98,7
Y57/12	S3	65,3	12,1	5,1	0,1	1,9	0,4	4,1	4,5	2,8	1,8	0,7	0,2	3,9	0,3	98,7
Sector Sur - Quebrada del Yeso																
M43/14	S7	62,1	10,1	2,5	0,0	0,7	0,3	7,1	7,4	3,1	1,6	0,3	0,1	10,9	0,2	99,1
M35/14	S6	68,9	9,4	4,8	0,1	0,9	2,6	2,4	5,1	2,4	1,7	0,7	0,1	4,0	2,1	100,2
M28/14	S5	63,7	14,9	4,9	0,1	1,2	0,5	4,5	5,0	3,6	1,4	0,6	0,1	4,1	0,4	100,0
M17/14	S2	63,3	11,1	3,7	0,1	1,1	1,4	4,9	6,3	3,3	1,8	0,5	0,1	7,8	1,1	100,2
Promedio		67,50	11,92	4,00	0,07	1,06	1,27	3,38	4,65	2,97	1,77	0,51	0,13	3,88	1,09	

Resultados obtenidos por método FUS-ICP; Fe₂O₃(T): hierro total. CaO(c): calcio en carbonatos; CaO(r): calcio restante (incluye apatito, silicatos y yeso); CaO(T): calcio total.

CUADRO 3. Composición geoquímica de elementos mayoritarios expresados en porcentaje en peso, recalculados en base anhidra, para las areniscas de la Formación Vinchina.

Muestra	S.E.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO(s)	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Na ₂ O/K ₂ O	Fe ₂ O ₃ (T)/K ₂ O	CIA
Sector Norte - Quebrada Larga, Quebrada de Los Pozuelos															
Y25/13	S5	65,8	16,7	5,1	0,1	1,3	5,1	3,7	1,4	0,5	0,1	3,9	2,6	3,6	62,0
Y38/12	S6	76,4	10,7	4,4	0,1	0,9	1,9	2,6	2,0	0,6	0,1	7,1	1,3	2,2	61,9
Y33/12	S5	75,9	11,6	3,9	0,1	0,9	2,4	2,9	1,8	0,5	0,1	6,6	1,6	2,2	62,3
Y28/12	S4	80,3	9,7	2,9	0,0	0,7	1,1	2,5	2,2	0,4	0,1	8,3	1,2	1,4	62,9
Sector Central - Quebrada La Troya															
Y81/12	S7	72,7	13,5	3,6	0,1	1,4	2,1	3,4	2,3	0,5	0,2	5,4	1,5	1,6	63,4
Y76/12	S6	73,8	12,8	3,8	0,1	1,1	1,8	3,2	2,5	0,6	0,1	5,8	1,3	1,5	63,0
Y66/12	S5	70,0	15,3	4,7	0,1	1,1	2,8	3,4	1,7	0,5	0,1	4,6	2,1	2,8	65,8
Y57/12	S3	69,4	12,9	5,4	0,1	2,0	4,1	3,0	1,9	0,8	0,2	5,4	1,6	2,9	58,8
Sector Sur - Quebrada del Yeso															
M43/14	S7	70,9	11,6	2,9	0,0	0,8	8,0	3,5	1,8	0,4	0,1	6,1	2,0	1,6	46,6
M35/14	S6	75,3	10,3	5,3	0,1	1,0	2,5	2,6	1,9	0,7	0,1	7,3	1,4	2,8	59,5
M28/14	S5	67,0	15,7	5,2	0,1	1,3	4,5	3,8	1,5	0,6	0,1	4,3	2,6	3,6	61,7
M17/14	S2	70,5	12,4	4,1	0,1	1,2	5,2	3,7	1,9	0,6	0,2	5,7	1,9	2,1	53,3
Promedio		71,2	13,0	4,4	0,1	1,2	3,9	3,3	1,9	0,6	0,1	5,6	1,8	2,4	59,0
Mínimo		67,0	10,3	2,9	0,0	0,8	1,8	2,6	1,5	0,4	0,1	4,3	1,3	1,5	46,6
Máximo		75,3	15,7	5,4	0,1	2,0	8,0	3,8	2,5	0,8	0,2	7,3	2,6	3,6	65,8

Fe₂O₃(T): hierro total; CaO(s): calcio en silicatos. Se expresan los valores de los índices SiO₂/Al₂O₃, Na₂O/K₂O, Fe₂O₃/K₂O y CIA.

CUADRO 4. Concentración de elementos minoritarios y tierras raras (REE) en partes por millón (ppm) y relaciones útiles para la caracterización de las areniscas estudiadas. Resultados obtenidos por método ICP-MS.

Sector	Norte				Centro				Sur				Promedio	Mínimo	Máximo
	Sección	Qda. Larga	Los Pozuelos		La Troya				El Yeso						
Secuencia	5	6	5	4	7	6	5	3	7	6	5	2			
Elem/ Muestra (ppm)	Y25/13	Y38/12	Y33/12	Y28/12	Y81/12	Y76/12	Y66/12	Y57/12	M43/14	M35/14	M28/14	M17/14			
Sc	7	5	5	6	7	8	7	9	4	7	8	7	6,67	4,00	9,00
Be	2	2	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1,33	1,00	2,00
V	90	76	67	50	61	61	67	115	44	103	95	75	75,33	44,00	115,00
Ba	467	537	526	394	482	3185	534	528	495	422	502	371	703,58	371,00	3185,00
Sr	600	358	687	198	402	354	437	519	429	310	726	267	440,58	198,00	726,00
Y	15	15	14	17	17	18	19	18	11	17	15	17	16,08	11,00	19,00
Zr	133	170	123	148	172	181	180	224	127	258	139	176	169,25	123,00	258,00
Cr	90	150	120	160	110	120	100	140	140	140	100	150	126,67	90,00	160,00
Co	7	7	6	5	7	7	6	11	4	8	7	8	6,92	4,00	11,00
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	20	20,00	20,00	20,00
Cu	20	10	< 10	10	10	10	10	20	20	10	20	20	14,55	10,00	20,00
Zn	40	40	40	< 30	40	40	50	60	< 30	40	40	40	43,00	40,00	60,00
Ga	18	12	11	10	16	13	16	15	12	10	16	12	13,42	10,00	18,00
Ge	1	1	1	1	1	1	1	1	< 1	1	1	1	1,00	1,00	1,00
As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	6	6,00	6,00	6,00
Rb	43	68	57	76	73	82	51	59	48	55	43	61	59,67	43,00	82,00
Nb	7	7	5	5	6	8	7	8	4	7	7	6	6,42	4,00	8,00
Mo	2	4	3	4	4	3	< 2	3	3	4	< 2	5	3,50	2,00	5,00
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0,6	< 0.5	0,6	< 0.5	< 0.5	0,60	0,60	0,60
Sn	< 1	1	< 1	1	1	2	1	1	< 1	< 1	< 1	< 1	1,17	1,00	2,00
Cs	1,1	1,8	1,5	2,4	2,2	3	1,4	1,8	1,4	1,9	1,3	2,9	1,89	1,10	3,00
La	19,6	21,2	16,7	17,8	26,1	24,8	20,7	23,8	15,7	19,8	18,6	19,2	20,33	15,70	26,10
Ce	39,4	41,1	34,2	36,8	49,8	51,6	42,4	46,7	31,8	40,9	38,3	38,3	40,94	31,80	51,60
Pr	4,48	4,62	3,93	4,18	5,72	5,75	4,78	5,43	3,61	4,7	4,41	4,58	4,68	3,61	5,75
Nd	17,2	18,3	15,5	15,7	22,6	21,9	19	21,8	13,9	18,3	17,6	18	18,32	13,90	22,60
Sm	3,7	3,7	3,3	3,5	4,6	4,5	4	4,4	2,8	3,8	3,6	4	3,83	2,80	4,60
Eu	0,98	0,91	0,83	0,72	1,15	0,88	1,06	1,11	0,68	0,85	1,03	0,96	0,93	0,68	1,15
Gd	3,2	3,4	2,9	3,1	3,7	3,9	3,7	3,8	2,3	3,4	3,4	3,4	3,35	2,30	3,90
Tb	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,4	0,5	0,5	0,5	0,53	0,40	0,60
Dy	2,8	3,2	2,8	2,9	3,4	3,6	3,5	3,4	2,1	3,2	3,1	3,3	3,11	2,10	3,60
Ho	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,4	0,6	0,6	0,7	0,62	0,40	0,70
Er	1,7	1,8	1,6	1,7	1,9	2,1	2	1,9	1,2	1,8	1,6	1,8	1,76	1,20	2,10
Tm	0,25	0,26	0,25	0,25	0,27	0,31	0,3	0,28	0,18	0,28	0,24	0,27	0,26	0,18	0,31
Yb	1,7	1,7	1,6	1,7	1,8	1,9	2,1	2	1,2	1,8	1,7	1,8	1,75	1,20	2,10
Lu	0,26	0,27	0,26	0,27	0,28	0,32	0,34	0,31	0,18	0,3	0,27	0,29	0,28	0,18	0,34
Hf	3,1	3,9	2,8	3,4	3,8	4,4	4,1	5,1	2,8	5,5	3,1	4,1	3,84	2,80	5,50
Ta	0,6	0,7	0,5	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,4	0,6	0,5	0,6	0,59	0,40	0,70
W	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	1	3	2	1	< 1	1,75	1,00	3,00
Tl	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,29	0,20	0,40
Pb	8	11	10	10	13	12	9	12	9	12	8	11	10,42	8,00	13,00
Th	4,4	5,4	4,7	5,7	5,9	6,5	5	6,5	4,7	5,4	4,4	5,3	5,33	4,40	6,50
U	1,2	1,5	1,4	2,1	1,5	1,7	1,3	1,6	1,3	1,6	1,1	1,6	1,49	1,10	2,10

CUADRO 4. Cont. Concentración de elementos minoritarios y tierras raras (REE) en partes por millón (ppm) y relaciones útiles para la caracterización de las areniscas estudiadas. Resultados obtenidos por método ICP-MS.

Sector	Norte				Centro				Sur				Promedio	Mínimo	Máximo
	Sección	Qda. Larga	Los Pozuelos		La Troya				El Yeso						
Secuencia	5	6	5	4	7	6	5	3	7	6	5	2			
Elem/ Muestra (ppm)	Y25/13	Y38/12	Y33/12	Y28/12	Y81/12	Y76/12	Y66/12	Y57/12	M43/14	M35/14	M28/14	M17/14			
Eu/Eu*	0,87	0,78	0,82	0,67	0,85	0,64	0,84	0,83	0,82	0,72	0,90	0,80	0,80	0,64	0,90
ΣREE	96,37	101,56	84,97	89,72	122,52	122,86	105,18	116,23	76,45	100,23	94,95	97,10	100,68	76,45	122,86
LaN/YbN	7,79	8,43	7,05	7,08	9,80	8,82	6,66	8,04	8,84	7,43	7,39	7,21	7,88	6,66	9,80
LaN/SmN	3,33	3,61	3,19	3,20	3,57	3,47	3,26	3,40	3,53	3,28	3,25	3,02	3,34	3,02	3,61
GdN/YbN	1,53	1,62	1,47	1,48	1,67	1,66	1,43	1,54	1,55	1,53	1,62	1,53	1,55	1,43	1,67
La/Th	4,45	3,93	3,55	3,12	4,42	3,82	4,14	3,66	3,34	3,67	4,23	3,62	3,83	3,12	4,45
La/Sc	2,80	4,24	3,34	2,97	3,73	3,10	2,96	2,64	3,93	2,83	2,33	2,74	3,13	2,33	4,24
Th/U	3,67	3,60	3,36	2,71	3,93	3,82	3,85	4,06	3,62	3,38	4,00	3,31	3,61	2,71	4,06
Th/Sc	0,63	1,08	0,94	0,95	0,84	0,81	0,71	0,72	1,18	0,77	0,55	0,76	0,83	0,55	1,18
Zr/Hf	42,90	43,59	43,93	43,53	45,26	41,14	43,90	43,92	45,36	46,91	44,84	42,93	44,02	41,14	46,91
Zr/Th	30,23	31,48	26,17	25,96	29,15	27,85	36,00	34,46	27,02	47,78	31,59	33,21	31,74	25,96	47,78
Nb/Y	0,47	0,47	0,36	0,29	0,35	0,44	0,37	0,44	0,36	0,41	0,47	0,35	0,40	0,29	0,47
Zr/Ti	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04
Ti/Zr	41,23	33,29	37,71	25,49	29,66	27,79	28,75	32,81	26,78	26,25	42,79	30,34	31,91	25,49	42,79

da del nivel de base. Sobre esta base los autores antes mencionados propusieron la existencia de 7 secuencias depositacionales (Fig.2) y dividieron sus depósitos en cortejos de bajo y alto espacio de acomodación.

Recientemente, Schencman *et al.* (2018) llevaron a cabo detallados estudios sedimentológicos a lo largo de 7 perfiles distribuidos a lo largo de la Sierra de Los Colorados, que permitieron reconocer diferentes ambientes fluviales, aluviales, lacustres y eólicos. La distribución lateral de las facies permitió separar tres sectores dentro de la cuenca, denominados sectores norte, centro y sur. La región norte presenta la mayor abundancia de conglomerados y el mayor tamaño de clastos. El sector central comprende principalmente areniscas y pelitas en proporciones similares, mientras que en el sur las pefitas están ausentes y predominan las pelitas. Esta gradación en las litologías permitió interpretar que el patrón de distribución de los sedimentos fue desde norte/noroeste a sur/sureste. Por otra parte, la evolución vertical de los paleoambientes fue sintetizada en cuatro estadios evolutivos. La etapa 1 comprende los depósitos basales de la Formación Vinchina en donde el

sedimento era transportado por sistemas fluviales entrelazados efímeros y posteriormente retrabajado en gran proporción por el viento, generando sistemas de interacción eólica-fluvial, formando un área de bajo relieve y predominantemente arenosa. Los sistemas fluviales se desarrollaron con un bajo espacio de acomodación en un clima árido. La etapa 2 comprende el resto del miembro inferior de la unidad y se caracteriza por un predominio del transporte fluvial con sistemas multicanalizados (ríos anastomosados) y no-canalizados (lóbulos terminales) que desagotaban en barreales. La región continuaba en una posición distal con respecto al área montañosa más cercana, la sierra del Toro Negro, que continuaba levantándose, y la sedimentación se desarrollaba mayormente en condiciones de alto espacio de acomodación bajo un clima con menores condiciones de aridez que en la etapa anterior. Posteriormente, un importante episodio de deformación ocasionó la discordancia que marca la base del miembro superior de la unidad. El tercio inferior del miembro superior de la Formación Vinchina corresponde a la etapa 3, durante la cual se desarrollaron sistemas fluviales caracterizados como entrelazados

gravo-arenosos en el norte, entrelazados areno-gravosos y meandriformes en la región central, y anastomosados que gradan a sistemas eólicos y de interacción eólica-fluvial en el sur. El área correspondía a una planicie areno-fangosa con ríos relativamente incisos en el sector proximal, que perdían su confinamiento y se explayaban hacia el sur. Finalmente, durante la etapa 4 (parte superior del miembro superior), en el sector medio de la cuenca se desarrollaron sistemas fluviales meandriformes que proveían importante cantidad de sedimento fino a sistemas lacustres efímeros ubicados en el extremo sur. La región central habría correspondido entonces a una planicie areno-fangosa que hacia el sur gradaba hacia una extensa área llana ocupada por lagos efímeros.

Finalmente, Díaz (2019) realizó un por menorizado estudio composicional de la Formación Vinchina a lo largo de la Sierra de Los Colorados con el objetivo de determinar las áreas de procedencia de los sedimentos y su historia diagenética.

METODOLOGIA

Se realizaron análisis geoquímicos de

12 areniscas, correspondientes a distintos niveles estratigráficos de la Formación Vinchina (Cuadros 1 a 4), de los sectores norte, centro y sur del área de estudio, las cuales fueron referidas a las secuencias depositacionales definidas por Marensi *et al.* (2015) como marco de correlación estratigráfica (Fig. 2). Las muestras fueron sometidas a análisis de tipo FUS-ICP (elementos mayoritarios) e ICP-MS (elementos traza y tierras raras -RRE-) en las instalaciones de *Actlabs Laboratories* (Ontario, Canadá), siguiendo los protocolos del mismo.

Estos análisis se complementaron con estudios petrográficos de estas mismas rocas, las cuales a su vez comprenden una porción del total de las areniscas de la Formación Vinchina, que fueron estudiadas bajo el microscopio (Díaz 2019). Las composiciones modales fueron determinadas a partir del conteo de 250 clastos utilizando el método de Gazzy-Dickinson (Zuffa 1985).

RESULTADOS

Petrografía

Las muestras utilizadas en este trabajo son areniscas muy finas a medianas desde moderadamente bien a pobremente seleccionadas, con porcentajes de matriz depositacional (protomatrix - Dickinson 1970) menores al 9%, por lo que son consideradas arenitas en el sentido de Pettijohn *et al.* (1972).

Composicionalmente las muestras corresponden a litoarenitas feldespáticas y en menor medida feldarenitas líticas y litoarenitas (Folk *et al.* 1970) (Fig.3).

Las composiciones modales de estas psamitas (Cuadro 1) están caracterizadas por contenidos de cuarzo variable entre 23,6 y 45,8%, mayormente monocristalino, con proporciones de cuarzo policristalino de entre 1,5 y 10%. Los feldespatos, tanto potásicos como calcosódicos, se presentan en proporciones entre 8,7 y 32,8%, con un aumento significativo en la proporción de plagioclasas en las muestras de un intervalo ubicado en la parte media del miembro superior, identificada como secuencia 5 (Marensi *et al.* 2015). Los líticos (19,3 a 49,9%) corresponden a fragmentos de rocas volcánicas (11-29,4%), tanto ácidas como mesosilícicas/básicas, plutónico-metamórficas (1-27,8%) y sedimentarias (0-2,5%). En las muestras de la secuencia 5 se observan abundantes fragmentos frescos de andesitas y anfíboles.

Las arenitas analizadas en este trabajo presentan entre 3% y 15% de cemento, entre los cuales se reconocieron carbonatos, ceolitas, cloritas, óxidos de hierro (hematita), sílice, yeso, feldespato y arcillas en proporciones variables. En general, el óxido de hierro está presente como pátinas en todas las muestras mientras que el yeso sólo aparece en las muestras de la Quebrada del Yeso. Por otra parte, las ceolitas como analcima y heulandita-clinoptilolita, conforman la fase autigénica predominante en las muestras de la secuencia 5.

La composición de los fragmentos líticos y las proporciones y tipos de los fragmentos monominerales sugieren que los clastos provienen principalmente de la erosión de rocas volcánicas e ígneo-metamórficas y en forma muy subordinada, rocas sedimentarias (Díaz 2019).

Las muestras analizadas se concentran en los campos de orógeno reciclado y arco disectado en el diagrama Q-F-L de Dickinson *et al.* (1983). Sin embargo, el contenido moderado de cuarzo y la proporción muy baja de fragmentos de sedimentitas sugieren que el reciclado desde rocas sedimentarias ha sido bajo. En concordancia con lo anterior, las muestras se agrupan en los campos de mezcla y arco disectado en el triángulo Qm-F-Lt (Dickinson *et al.* 1983) principalmente debido a que parte del cuarzo es del tipo policristalino sugiriendo nuevamente una mezcla entre fuentes volcánicas e ígneo-metamórficas principalmente y sedimentaria muy subordinada.

Geoquímica

Elementos mayoritarios: Las concentraciones de elementos mayoritarios registrados en las arenitas analizadas se presentan en el cuadro 2.

Los análisis reportan cantidades variables de LOI, un indicador tanto de la presencia de agua como de otros elementos volátiles, que presenta una buena correlación con la concentración de CaO total ($R^2=0,65$), lo que permite inferir la presencia de carbonato de calcio y yeso en estas muestras. Esto último fue corroborado por los estudios en corte delgado.

La concentración de CaO fue corregida mediante la separación del calcio correspondiente a carbonatos ($CaO_{(c)}$) de aquel que responde a la presencia de calcio en otros minerales como apatito, silicatos y yeso ($CaO_{(r)}$), ambos valores diferenciados en el cuadro 2.

Las concentraciones de LOI, corregidas por el contenido de CO_2 correspondiente

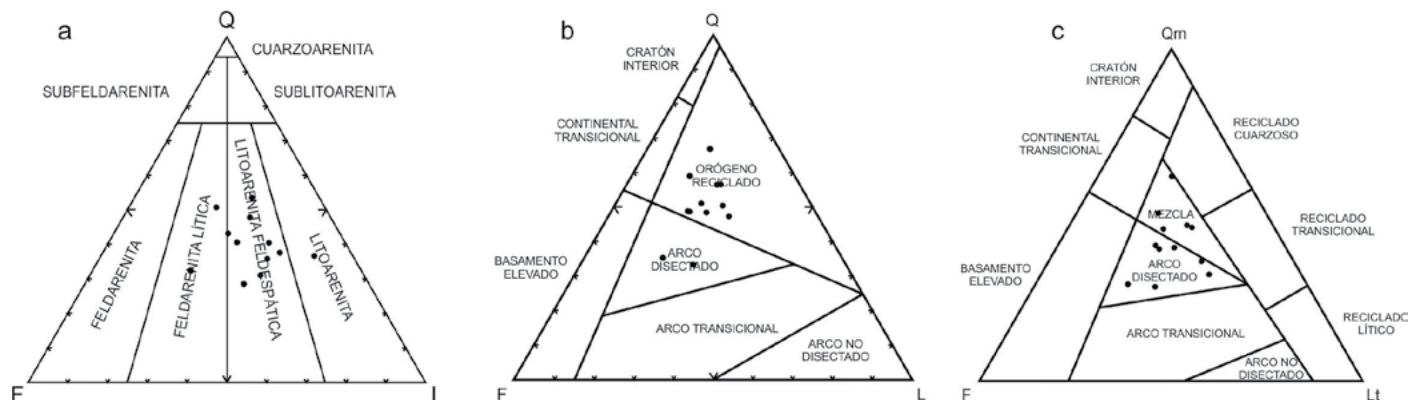


Figura 3. Clasificación de Folk *et al.* (1970) y diagramas de discriminación tectónica de Dickinson *et al.* (1983) para las areniscas estudiadas.

a carbonatos, son expresadas como LOI-H₂O, y permiten recalcular los contenidos de óxidos mayoritarios en base anhidra, presentadas en el cuadro 3.

En la figura 4 se presenta el diagrama tipo Harker (Harker 1909) para estas arenitas, confeccionado sobre la base de las concentraciones de elementos recalculados en base anhidra. La sílice es el óxido más abundante en estas muestras, con contenidos que varían entre 65% y 80% (72,3% en promedio). Al microscopio, las muestras presentan moderados contenidos de cuarzo tanto mono- como policristalino, además de otros silicatos en la fracción detrítica y escaso cemento silíceo.

El CaO_(s) presenta valores entre 1% y 7,9% (en promedio, 3,4%). Se observa que existe una alta correlación negativa entre la concentración de este óxido y la de sílice ($R^2=0,65$), indicando que los mayores valores de calcio no se corresponden con los mayores de sílice. La buena correlación ($R^2=0,65$) entre el CaO_(r) (Cuadro 2) y LOI-H₂O sugiere la presencia de minerales autigénicos ricos en calcio como yeso y en menor medida ceolitas cálcicas (heulandita, laumontita), lo cual es avalado microscópicamente.

Los tenores de K₂O varían en el rango de 1,4% y 2,5% (1,9% en promedio), y no presentan buena correlación con los contenidos de sílice en las muestras analizadas. Su presencia está controlada principalmente por la abundancia de feldespatos alcalinos y en menor medida de micas detríticas, aunque también se encuentra presente en minerales arcillosos autigénicos como illita.

Las concentraciones de Na₂O se encuentran entre 2,4% y 3,7% (en promedio, 3,2%), y están parcialmente relacionadas a la presencia de sílice en las muestras ($R^2=0,52$). Plagioclasas en la fracción detrítica y analcima en la autigénica constituyen las principales fuentes de este óxido. Los contenidos de Fe₂O₃(T) son en general altos (4% en promedio), y no presentan relación aparente con la concentración de sílice en las areniscas analizadas. Las fuentes de este óxido corresponden a minerales ricos en hierro tanto en la fracción detrítica, como anfíboles, biotita, minerales opacos y pasta de vulcanitas básicas, como en la autigénica, especialmente hematita como recubrimiento de granos.

Los contenidos de Al₂O₃ varían en el rango de 9,6% a 16,7% (promedio 12,7%), y presentan una fuerte relación negativa con las concentraciones de sílice ($R^2=0,76$) y posiblemente estén asociados a la presencia de minerales arcillosos autigénicos como arcillas y ceolitas y, dado que las muestras contienen muy baja proporción de matriz, en menor proporción detríticos como cloritas, illita y esmectita, entre otros.

El MgO presenta valores entre 0,7% y 2% (1,1% en promedio), y exhibe una relación muy débil con la presencia de sílice. Como en el caso del Fe₂O₃(T), el magnesio se encuentra formando parte de diversos minerales ferromagnesianos, como anfíboles y biotita y de argilominerales como clorita, esmectita o illita.

Las concentraciones de TiO₂ son del orden del 0,5%, y no están relacionadas con las de sílice. La fuente más probable de titanio son los minerales opacos, posiblemente ilmenita.

El P₂O₅ y MnO presentan concentraciones muy bajas (0,14% y 0,08%, respectivamente), y no exhiben un patrón espacial o estratigráfico particular de distribución. Adicionalmente, se graficaron las concentraciones de Na₂O vs. SiO₂, Na₂O vs. Al₂O₃, K₂O vs. Al₂O₃ y TiO₂ vs. Al₂O₃. En el primer caso (Fig. 5a), el coeficiente $R^2=0,52$ indica que los mayores contenidos de Na₂O están relacionados con los menores de SiO₂, lo que sugiere que minerales silicatados como plagioclasas no serían la fuente principal de este elemento. Cuando se grafica la concentración de sodio versus la de aluminio (Fig. 5b) se observa buena correlación ($R^2=0,64$) entre estos elementos, indicando que el sodio en estas muestras provendría de minerales de naturaleza autigénica como analcima. Cuando se compara con las observaciones petrográficas, se observa que las muestras exhiben repetidamente cementación ceolítica (que en SEM-EDS indican una composición en parte sódica) a lo largo de todo el perfil estratigráfico.

La fuerte correlación que exhiben las concentraciones de TiO₂ con las de Fe₂O₃(T), V y MnO (Fig. 6) sugiere que estos óxidos podrían provenir de la alteración diagenética de ilmenita ya que hierro y titanio son los elementos químicos principales de este mineral, mientras que manganeso y vanadio constituyen impurezas comunes.

Por su parte, durante las observaciones petrográficas fueron registrados contenidos variables de minerales opacos, entre 0,58% y 5,85% del total de clastos.

Se utilizaron las relaciones entre algunos de los óxidos mayoritarios para caracterizar composicionalmente las arenitas analizadas. Estas relaciones, cuyo significado se desarrolla a continuación, se presentan en el cuadro 3.

La relación SiO₂/Al₂O₃ fue propuesta como un indicador de madurez composicional y de granulometría (Pettijohn *et al.* 1987, Herron 1988). Roser *et al.* (1996) proponen que valores mayores a 5 para la relación SiO₂/Al₂O₃ indican madurez sedimentaria. Las areniscas analizadas presentan valores mayores a 5 en todos los casos salvo en tres (Y25/13, Y66/12, M28/14). Estas últimas presentan como factor común una composición modal dominada por líticos volcánicos y plagioclasas en la fracción detrítica y cemento ceolítico como fase autigénica dominante. Casos similares fueron analizados por Pettijohn *et al.* (1987), quienes proponen que las arenitas inmaduras pueden a su vez ser subdivididas sobre la base de sus concentraciones en metales alcalinos. En este sentido, plantean la utilización de un segundo índice: la relación Na₂O/K₂O. Este parámetro es un equivalente químico de la relación plagioclasa (+líticos volcánicos)/ortoclasa (+líticos granítico-metamórficos), y cumple un papel similar al de los componentes de origen volcánico en los conteos modales, que es detectar aportes provenientes del arco volcánico o la existencia de fenómenos volcánicos concomitantes con la sedimentación. Las muestras analizadas presentan en todos los casos valores de Na₂O/K₂O >1, lo que sugiere un aporte volcánico predominante en la composición. Adicionalmente, las muestras con bajas relaciones de SiO₂/Al₂O₃ (Y25/13, Y66/12, M28/14) también presentan valores sobresalientes de la relación Na₂O/K₂O (en los tres casos >2), de lo que se infiere que registran un aporte volcánico aún mayor que el del resto de la unidad. Las muestras referidas corresponden a la secuencia estratigráfica 5, que registra un episodio volcánico de composición andesítica (Díaz 2019).

La relación Fe₂O₃/K₂O (Herron 1988) puede ser utilizada como indicador de esta-

bilidad mineralógica. Asociaciones minerales estables tienen bajas relaciones Fe_2O_3/K_2O , mientras que las de minerales inestables, que generalmente contienen abundantes líticos, son altas. En todas las arenitas analizadas esta relación es mayor al valor propuesto por los autores (2,35 en promedio), indicando una baja estabilidad mineral. Si bien no se observa una distribución particular de estos valores, las muestras Y25/13, Y66/12, Y57/12, M35/14 y M28/14 se destacan por presentar valores mayores a 2,5, indicando elevados contenidos de minerales inestables. Nuevamente, las muestras de la secuencia 5 se destacan, en este caso por un alto contenido de minerales, anfíboles y micas, y fragmentos líticos volcánicos inestables, sumado a un muy bajo contenido de K_2O .

Elementos traza y tierras raras: Los elementos traza y tierras raras (REE) son extremadamente insolubles en soluciones acuosas y tienden a ser transferidos desde las áreas fuente a los sedimentos, sin experimentar un fraccionamiento significativo (Nesbitt 1979, Davies 1980, Bierlein 1995). En consecuencia, los patrones globales de estos elementos tienden a permanecer constantes durante el transporte, deposición y diagénesis, y constituyen una herramienta de gran utilidad en los análisis de procedencia. Las concentraciones de estos elementos, expresadas en partes por millón (ppm), se presentan en el cuadro 4. En la figura 7 se presenta un diagrama multielemento de las concentraciones de elementos traza, normalizados con respecto a los valores promedio de la corteza continental superior (UCC), establecidos por Taylor y McLennan (1985, 1995) y McLennan (2001).

En lo que respecta a los elementos traza y metales de transición, se observa que la mayoría son contabilizados por debajo del valor de referencia (relación <1), mientras que algunos pocos se encuentran por encima del mismo (>1). Por otro lado, algunas muestras reportan valores por debajo del límite de detección para ciertos elementos (caso de Ni, Cu, Zn, Ge, As, Mo, Ag, Sn y W), mientras que en otras sí se los registran. Ninguna de las muestras ha alcanzado el límite de detección requerido para los siguientes elementos: In (límite de detección=0,2 ppm), Bi (l.d=0,4 ppm), Sb (l.d=0,5ppm).

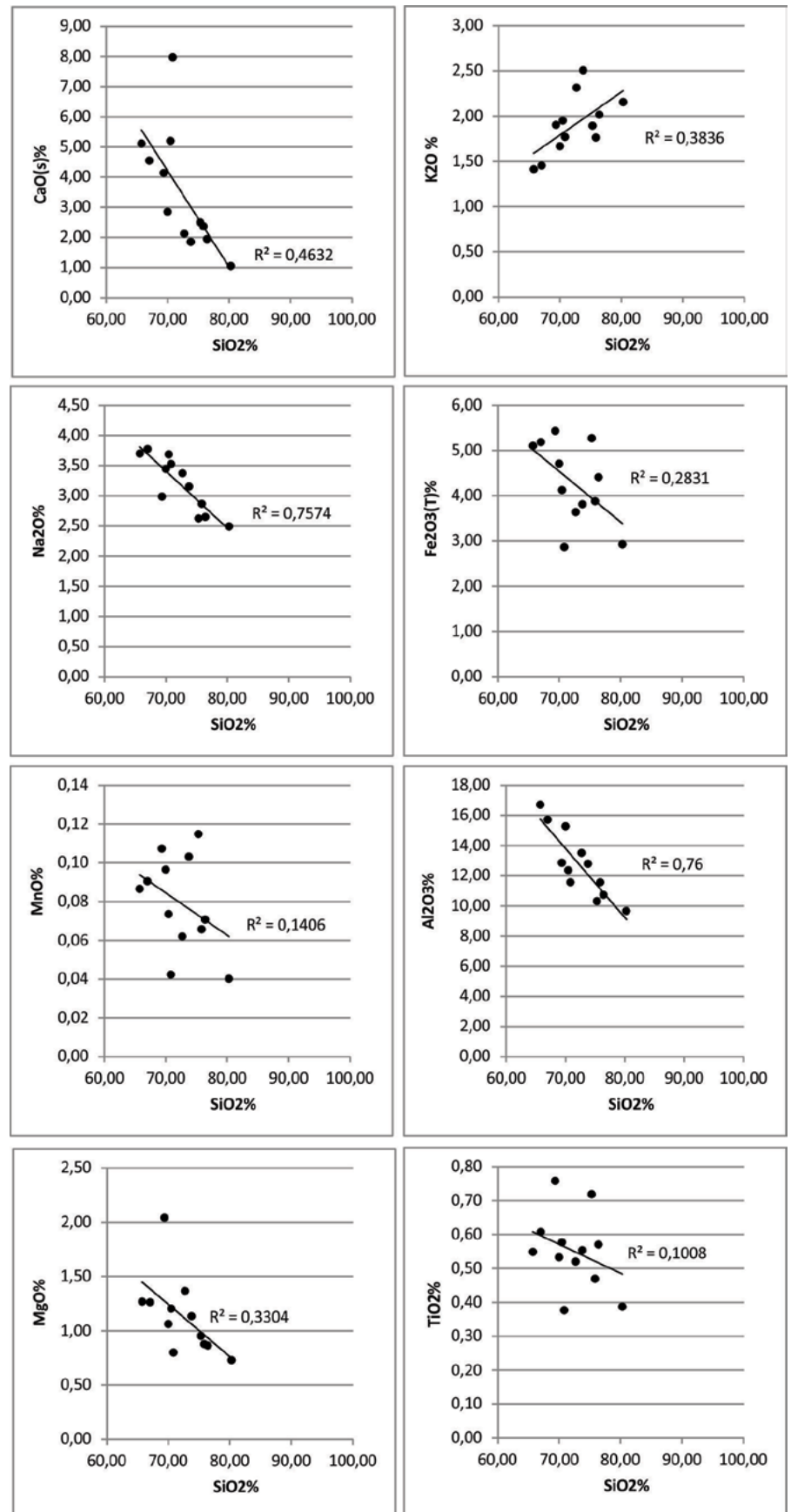


Figura 4. Diagrama de Harker (1909); contenido de óxidos mayoritarios vs. contenido de sílice en las muestras de la Formación Vinchina.

Los metales de transición (Sc, V, Co, Ni, Cu, Zn) se ven empobrecidos en todas las muestras, salvo en el caso del Cr, que es 1,5 veces el valor de referencia reportado por McLennan (2001). Los elementos más móviles (Rb, Sr, Cs, Ba, Pb, U) se encuentran empobrecidos en todas las muestras. El Sr, sin embargo, se encuentra enriquecido con respecto al valor de referencia en varias muestras, especialmente en aquellas de la secuencia 5 (Y66/12, Y25/13, Y33/12, M28/14) y las muestras Y57/12, Y76/12 y M35/14. Gao y Wedepohl (1995) mencionan que tanto Sr⁺² como Eu⁺² tienden a sustituir al Ca⁺² en las plagioclasas. Si bien las areniscas de la secuencia 5 poseen una fuerte componente plagioclásica, esta no es dominante en todos los casos y la correlación entre los contenidos de Sr y plagioclasas resulta demasiado baja como para ser significativa ($R^2 \sim 0,2$), por lo que este proceso podría explicar sólo de manera parcial lo hallado. Por otra parte, los carbonatos presentes son susceptibles de incorporar Sr en su estructura cristalina. En este caso, este elemento provendría del fraccionamiento durante la meteorización de otros minerales para luego ser incorporado durante la precipitación de calcita durante la diagénesis. Sin embargo, los intentos por vincular las concentraciones de Sr con las de CaO o el porcentaje de cemento calcítico reconocido en microscopio petrográfico, no arrojan resultados concluyentes ($R^2 < 0,3$). Finalmente, la identificación de la ceolita heulandita en estas muestras y la buena correlación entre los contenidos de este cemento, registrado durante las observaciones petrográficas, con las con-

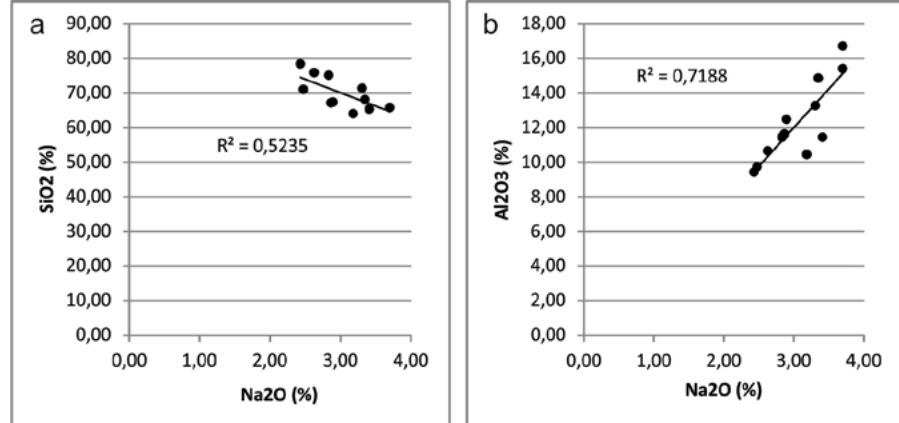


Figura 5. Contenidos de Na₂O vs. SiO₂ (A) y Al₂O₃ (B). La correlación es moderada para el óxido de silicio y buena para el de aluminio.

centraciones de Sr ($R^2=0,72$) sugieren la posibilidad de que se trate de heulandita de Sr (Figs. 8 y 9). Los elementos inmóviles (Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti, Th, W) se encuentran empobrecidos en comparación con el valor de referencia. No se observa una variación espacial particular, aunque sí estratigráfica: en primer lugar, se destacan las muestras de la secuencia 5, que presentan los mayores empobrecimientos en líneas generales, aunque estos son más notorios en Y, Zr, Hf, Ta, Tly Th; en segundo lugar, la muestra M43/14 (sección El Yeso, secuencia 7) es la única del conjunto analizado que registra W en 1,5 veces el valor de la UCC, y adicionalmente exhibe un mayor empobrecimiento en el resto de los elementos inmóviles que el resto de las muestras. Del análisis de estos elementos, se destaca que las areniscas correspondientes a la secuencia 5 exhiben una geoquímica distintiva de las demás, presentando un empobrecimiento más marcado en Y,

Zr, Hf, Ta, Tl y Th con respecto al valor de referencia, aunque la relación Zr/Hf es de 44 en promedio. Los minerales pesados como circón, monacita y apatita presentan típicamente altos contenidos de Zr, Hf y Th (McLennan 1989) a la vez que una relación Zr/Hf ≈ 40 en sedimentos sugiere la presencia de circón (Toulkeridis *et al.* 1999). Por su parte, la geoquímica de la muestra M43/14 sugiere contribuciones de rocas comparativamente más máficas que las de la UCC y las muestras restantes. En cuanto a las tierras raras (REE, Fig. 10), la mayoría de las muestras exhiben valores menores o a lo sumo iguales que los indicados para la corteza continental superior, con excepción de algunas pocas que presentan un débil enriquecimiento en Eu. En general, los valores de estos elementos son ligeramente mayores hacia los niveles más jóvenes, lo que resulta más evidente en el sector norte. Sin embargo, en el sector central, esta tendencia

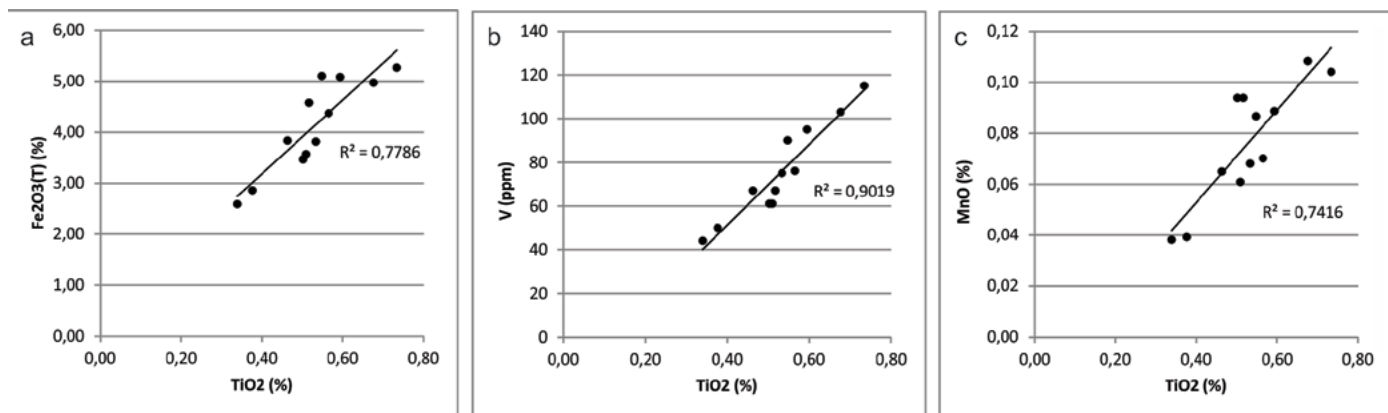


Figura 6. Contenidos de titanio vs. contenidos de hierro (A), vanadio (B) y manganeso (C), en todos los casos con muy buenos índices de correlación lineal, indicando la afinidad entre estos elementos en las areniscas analizadas.

se ve perturbada posiblemente debido a la mezcla con materiales de diferente signatura geoquímica. Las muestras del sector norte y sur exhiben un empobrecimiento más marcado en tierras raras livianas (LREE) que las del sector central. En el caso de las tierras raras pesadas (HREE), si bien los tres sectores presentan patrones similares de distribución de estos elementos, sus valores comparativos con la UCC difieren notablemente, siendo las muestras del sector norte las más empobrecidas. Asimismo, la muestra M43/14 nuevamente se destaca por presentar un empobrecimiento más marcado que las demás. El valor de la Σ REE se encuentra en el rango 76,4 y 122,8 ppm, con un promedio de 100,6 ppm (Cuadro 4). Este valor es marcadamente menor que el definido por Taylor y McLennan (1985) para la UCC (estimado en 143 ppm). No se pudo establecer una relación espacial o estratigráfica con respecto a las variaciones entre muestras, aunque sí se destacan aquellas de la secuencia 5, y las muestras M17/14 y M43/14 (Σ REE=76,4) por su marcada diferenciación respecto del resto de las muestras. En este último caso se sospecha que estas variaciones están relacionadas con la incorporación de sedimentos provenientes de un área de aporte diferente del resto de las arenitas analizadas, con una signatura geoquímica marcadamente distinta.

La relación Th/Sc es particularmente sensible a la composición promedio debido a que el Th es altamente incompatible, mientras que el Sc es relativamente compatible, y ambos elementos son transferidos a los sedimentos terrígenos de manera similar a los REE (Taylor y McLennan 1985). El valor de esta relación en las sedimentitas analizadas varía entre 0,5 y 1,18 ppm, siendo compatible con los valores propuestos por McLennan *et al.* (1990) para depósitos de márgenes activos relacionados a arcos continentales. Los valores más cercanos a 1 concuerdan con el valor de la UCC ($Th/Sc_{UCC}=1$), mientras que valores más bajos de esta relación indican que la composición es en general más máfica que la de la corteza continental superior.

La utilización de la relación Th/U permite comparar la procedencia general de las rocas analizadas con la de la corteza con-

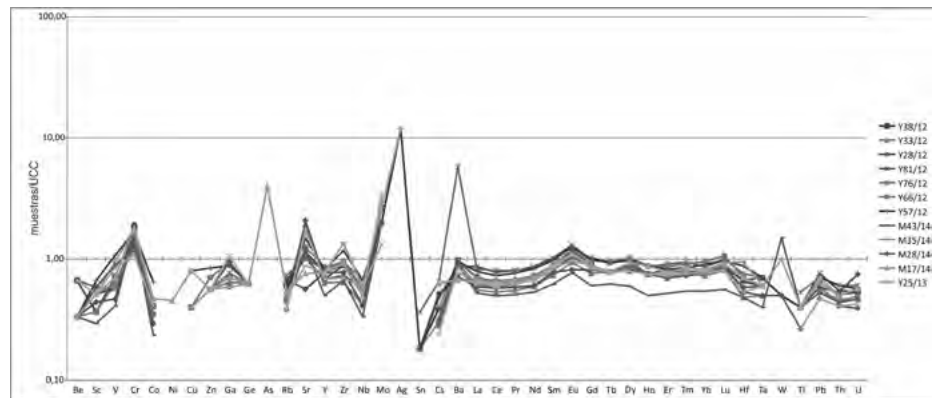


Figura 7. Diagrama multielemento de los contenidos de elementos traza y tierras raras (REE) normalizados a Corteza Continental Superior (UCC; Taylor y McLennan 1985, 1995) y McLennan (2001).

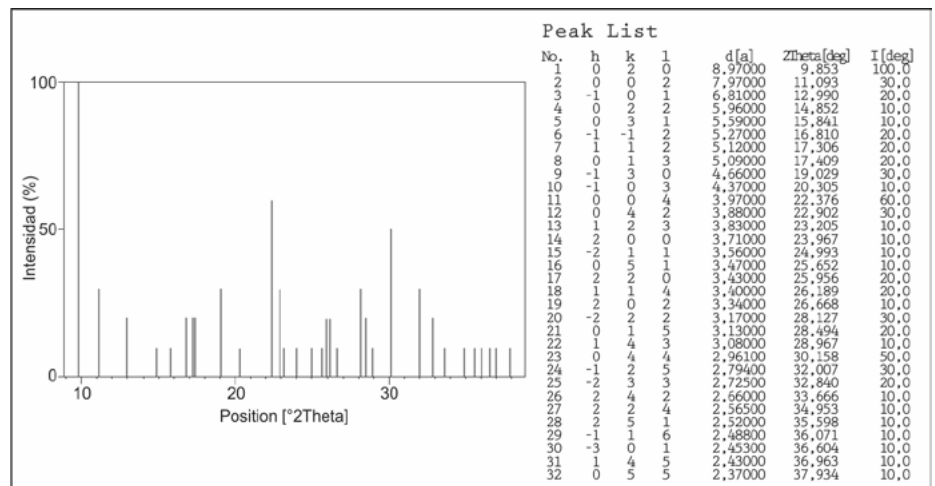


Figura 8. Difractograma de ceolita correspondiente a la serie clinoptilolita-heulandita (muestra Y33/12, secuencia depositacional 5, sección Los Pozuelos)

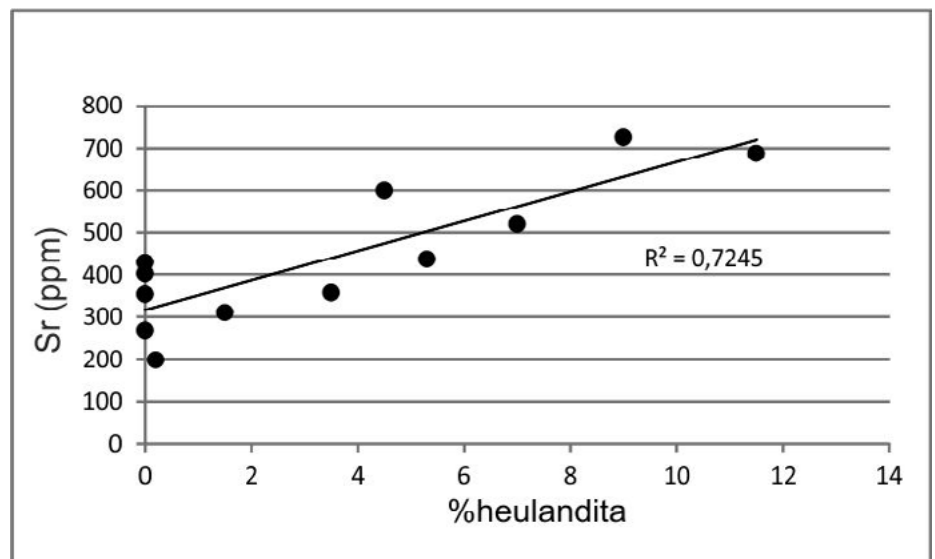


Figura 9. Correlación lineal entre contenido de heulandita (%) y estroncio (ppm). El valor del índice de correlación lineal es de 0,72, indicando una relación significativa entre este cemento y el contenido de estroncio.

tinental superior, que presenta un valor de 3,8 para este índice. Th y U son elementos incompatibles durante la cristalización y anatexis del magma, y por lo tanto, se encuentran enriquecidos en rocas de carácter félsico. Sin embargo, ambos elementos se comportan de manera diferente durante la meteorización. El Th es altamente inmóvil, mientras que el U es relativamente móvil, por lo que la relación Th/U aumenta en la corteza continental superior hasta valores de entre 3,5-4,0 (McLennan *et al.* 1993). Las muestras estudiadas presentan valores de Th/U que varían entre 2,7 y 4,06 (3,6 en promedio), es decir, dentro del rango típico de rocas depositadas en márgenes activos relacionadas a arcos continentales. Valores mayores a 3,8 de esta relación podrían indicar contribuciones variables de rocas ígneo-metamórficas, incorporadas tanto por erosión directa como por reciclado de rocas sedimentarias con esta procedencia, mientras que los valores más bajos podrían atribuirse a aportes de rocas ígneas provenientes de un arco juvenil no diferenciado (McLennan *et al.* 1990, 1993).

Las concentraciones de los elementos correspondientes a las tierras raras (REE) fueron normalizadas a los valores del meteorito condritico (*Chondrite*) utilizando los valores de Taylor y McLennan (1985). En la figura 10 se grafican estos valores junto con los de la corteza continental superior (UCC), también normalizados. De manera general, podría decirse que los patrones de tierras raras de este conjunto de muestras pueden subdividirse en dos segmentos: el primero, de las tierras raras livianas (LREE), caracterizado por una pendiente negativa fuerte, con enriquecimientos del orden de las decenas de veces el valor del condrito; el segundo, de las tierras raras pesadas (HREE), de pendiente suave, con enriquecimientos del orden de la decena o menor. McLennan *et al.* (1990), McLennan y Taylor (1991) y McLennan *et al.* (1993) reconocen estos patrones en los depósitos de cuencas de antepaís relacionadas con arcos continentales.

Todas las muestras se encuentran por debajo del valor de referencia para UCC, tanto en LRRE como en HREE, con diferencias notables en el caso del Eu. Es posible que el empobrecimiento general en REE esté relacionado con las concen-

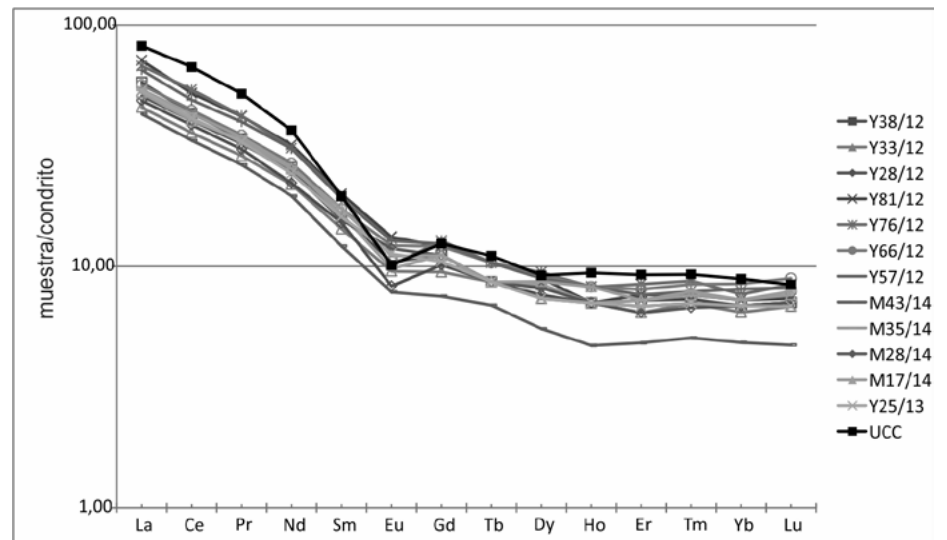


Figura 10. Patrones de distribución de tierras raras (RRE) normalizados a condrito para las muestras estudiadas y corteza continental superior (UCC; Taylor y McLennan 1985).

traciones de sílice (69,6% en promedio), que generan un efecto de "dilución" de las tierras raras.

La relación La_N/Yb_N (equivalente a LREE/HREE) es un indicador del grado de fraccionamiento de las tierras raras. Las rocas básicas tienen bajas relaciones LREE/HREE, mientras que las más silíceas poseen valores significativos. Por lo tanto, los patrones de distribución de las REE en las sedimentitas reflejan los de las áreas fuente (Taylor y McLennan, 1985). Las areniscas de la Formación Vinchina exhiben valores de La_N/Yb_N que varían entre 6,6 y 9,8 (promedio de 7,8), indicando un fraccionamiento eficiente de las tierras raras y, por lo tanto, un predominio de rocas félsicas como fuentes de los sedimentos. El segmento de las tierras raras livianas es analizado mediante la relación La_N/Sm_N , que representa el grado de minerales félsicos en la composición general. En estas areniscas, esta relación varía entre 3,0 y 3,6 (3,3 en promedio), menor que el de la UCC (4,2, Taylor y McLennan, 1985). Estos valores sugieren que las rocas analizadas poseen una composición más máfica a nivel general que la promedio para la corteza continental superior.

La relación Gd_N/Yb_N fue utilizada como un indicador de la presencia de minerales pesados, enriquecidos en HREE y comunes en rocas máficas. Los patrones típicos de rocas sedimentarias post-arqueanas tienen formas aplanadas en el segmento de las HREE, con relaciones de Gd_N/Yb_N en

el rango entre 1,0 y 2,0. Las areniscas analizadas poseen valores entre 1,43 y 1,67 (promedio 1,55) para esta relación, ligeramente mayores que el establecido para el estándar de referencia (UCC=1,4; Taylor y McLennan 1985), lo que sugiere un mayor fraccionamiento de las tierras raras pesadas (HREE).

Todas las muestras exhiben anomalía negativa de Eu, característica de las rocas sedimentarias post-arqueanas. Los valores calculados ($Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N) \cdot (Gd_N)]^{1/2}$; donde N representa los valores normalizados a condrito) varían entre 0,64 y 0,90 (0,8 en promedio). Si bien estos son ligeramente mayores que el de la UCC (0,65), se encuentran en el rango reportado por McLennan *et al.* (1990) para sedimentos representativos de arcos continentales.

El análisis de los patrones de distribución de las REE (las relaciones La_N/Sm_N , Gd_N/Yb_N) y de Eu/Eu^* indica que las areniscas analizadas poseen una composición ligeramente más máfica que la de la UCC y anomalía de Eu significativa, lo que sugiere que las áreas fuente experimentaron procesos de diferenciación intracortical. McLennan *et al.* (1993) indican que las rocas sedimentarias depositadas en el antepaís andino (margen activo) poseen distintos grados de enriquecimiento de tierras raras livianas, a la vez que las pesadas pueden o no estar ligeramente empobrecidas, atribuyendo estas variaciones a la fuerte componente de procedencia que imparte la corteza continental superior an-

tigua (OUC; McLennan *et al.* 1993) sobre la composición de los sedimentos depositados en este ambiente tectónico.

Clasificación

Las concentraciones de óxidos mayoritarios y sus relaciones fueron utilizadas para clasificar las rocas siguiendo los parámetros propuestos por Pettijohn *et al.* (1972) y Herron (1988). Las muestras corresponden principalmente a litoarenitas y en menor medida a grauvacas en la clasificación de Pettijohn *et al.* (1972) (Fig. 11). En la clasificación de Herron (1988) (Fig. 12), las mismas se agrupan principalmente en el campo de las grauvacas y litoarenitas, y en menor medida en el de las pelitas. Estas últimas coinciden con las grauvacas del primer diagrama.

Las observaciones petrográficas de las muestras indican que no se corresponden con grauvacas o pelitas (ej. Pettijohn *et al.* 1972). Aquellas que en la clasificación de Herron (1988) se concentran en el campo de las pelitas representan los casos más extremos de estas diferencias. Destaca que las mismas corresponden a la secuencia depositacional 5, que anteriormente fue diferenciada por sus relaciones de óxidos mayoritarios.

El estudio de secciones delgadas de areniscas de la Formación Vinchina (Tripaldi *et al.* 2001, Díaz 2019) ha demostrado que la fracción lítica de las arenitas estudiadas presenta una importante componente volcánica, tanto paleo- (formada en periodos previos al ciclo sedimentario analizado) como neovolcánica (generada durante la depositación de la unidad). En todos los casos se trata de areniscas con bajos contenidos de matriz detrítica, clasificadas en el diagrama Q-F-L (Folk *et al.* 1970) como litoarenitas feldespáticas hasta feldarenitas líticas. Sin embargo, la respuesta que este conjunto presenta a la clasificación propuesta por Herron (1988) es marcadamente diferente, especialmente en las muestras de la secuencia 5, posiblemente debido a la combinación de baja madurez composicional y alto contenido de fragmentos líticos volcánicos mesosilícicos en la composición modal de las mismas.

Una estimación de la composición y procedencia de las sedimentitas con altos contenidos de fragmentos líticos volcánicos puede realizarse mediante la utiliza-

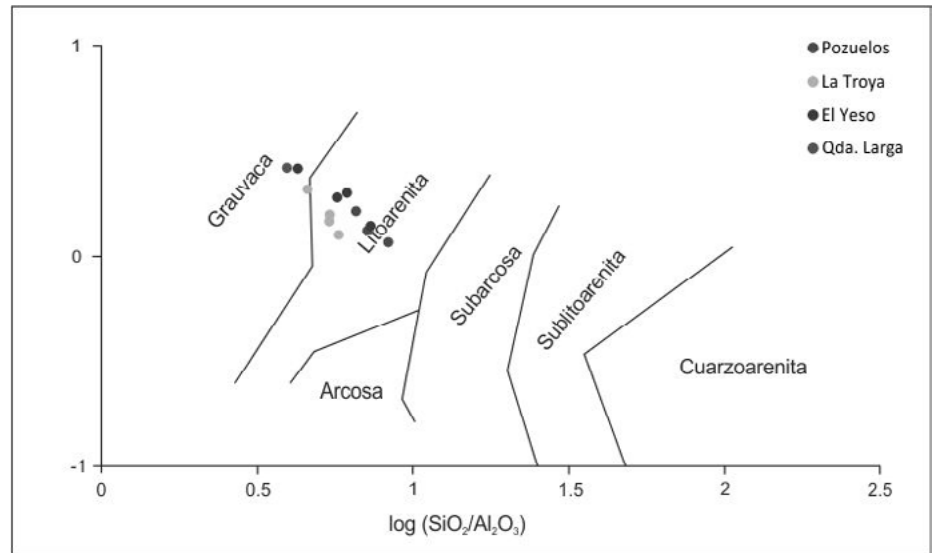


Figura 11. Clasificación de las arenitas sobre la base de los contenidos de elementos mayoritarios (Pettijohn *et al.* 1972).

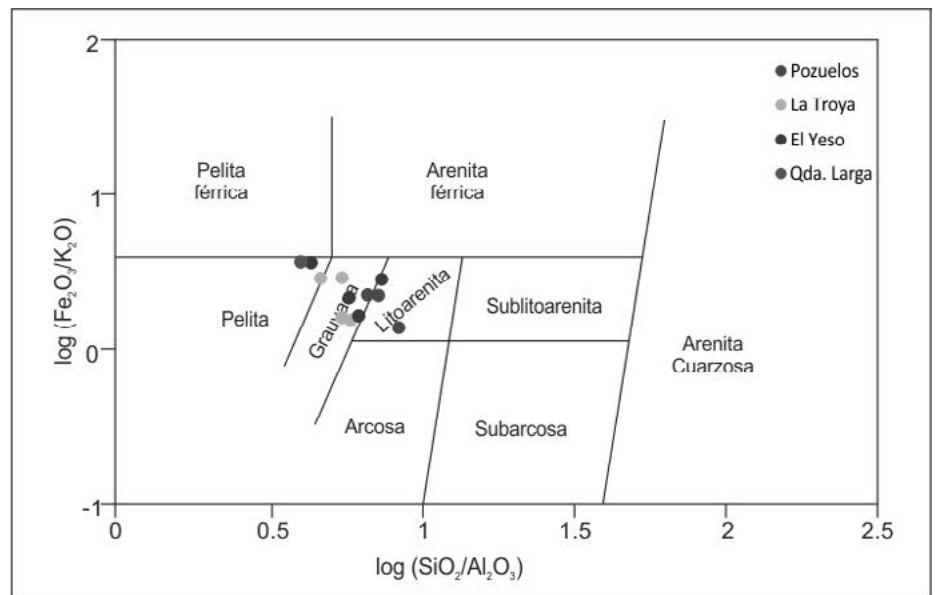


Figura 12. Clasificación química en función de contenidos de óxidos mayoritarios (Herron 1988) para las arenitas estudiadas.

ción del diagrama Nb/Y vs Zr/TiO₂ (Fig. 13) (Winchester y Floyd 1977). Estos elementos son fuertemente inmóviles y, por lo tanto, reflejan la geoquímica de la fuente. Las arenitas estudiadas se concentran en el campo de las riocitas-dacitas, pero las de la secuencia 5 lo hacen en el campo de las andesitas, con excepción de la Y66/12, que se encuentra en el campo de riocitas-dacitas posiblemente debido a la mezcla de contribuciones detríticas. Mediante la utilización de este diagrama ha sido posible caracterizar el vulcanismo andesítico concomitante con la sedimen-

tación, cuyas características andesíticas/dacíticas habían sido registradas durante las observaciones en corte delgado y conteos composicionales en pefitas de la unidad (Díaz 2019).

Condiciones de meteorización en el área fuente y reciclado sedimentario

El grado y tipo de meteorización predominante están relacionados con la litología, clima y distancia de transporte. La geoquímica de elementos mayoritarios puede ser utilizada para realizar inferencias en cuan-

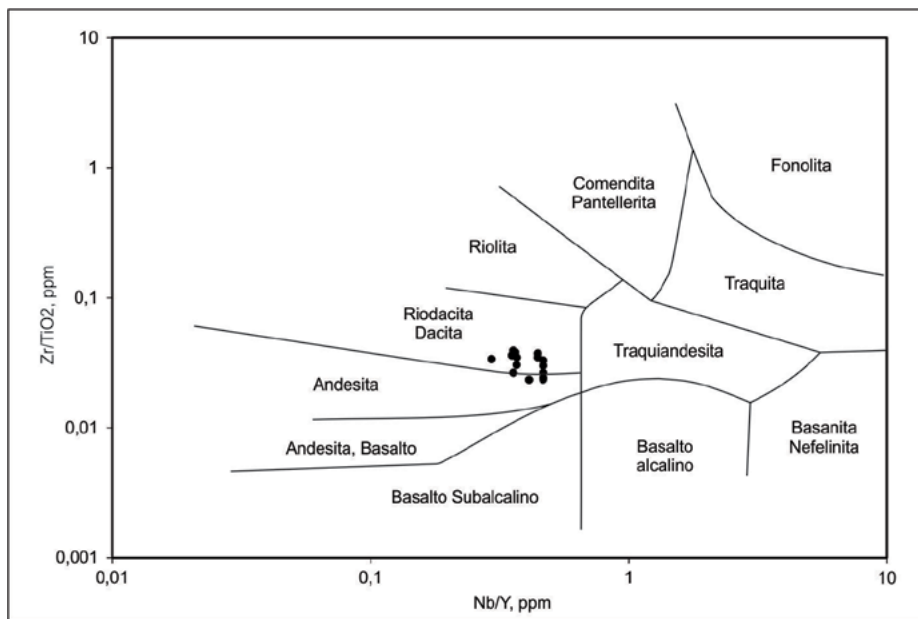


Figura 13. Diagrama de Winchester y Floyd (1977) para la discriminación geoquímica de las arenitas analizadas, sobre la base de los elementos inmóviles presentes.

to al tipo de meteorización predominante sobre las rocas parentales (Nesbitt *et al.* 1990).

El clima predominante en el área fuente es un factor importante, ya que controla principalmente la cantidad de agua disponible en las reacciones de disolución de minerales y la velocidad a la que ocurren estas reacciones, la cual se incrementa al aumentar la temperatura. La meteorización química resulta en la eliminación de metales alcalinos y alcalino-térreos, a la vez que produce la concentración de hierro, titanio y aluminio en forma de óxidos y argilominerales. En este sentido, el grado e intensidad de la meteorización alcanzada puede ser evaluado en rocas sedimentarias mediante la relación entre el contenido de elementos alcalinos y alcalino-térreos con respecto a la de aluminio, utilizando el Índice de Alteración Química (*Chemical Index of Alteration - CIA*; Nesbitt y Young 1982), calculado mediante la fórmula: $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] * 100$. El CaO^* indica que se considera sólo el Ca incorporado en la fracción silicática y debe realizarse una corrección por el contenido de carbonato de calcio (calcita), sulfato de calcio (yeso/anhidrita) y apatito. Las variaciones del CIA reflejan los cambios producidos durante la meteorización de los feldespatos por eliminación de cationes lábiles (Ca, Na, K) y concentración de elementos residuales (Al, Fe). El índice

varía desde 50 para feldespatos, 75 para muscovita, entre 75 y 85 para illita-montmorillonita y aproximadamente 100 para caolinita, gibsitita y clorita (Nesbitt y Young 1982). Fedo *et al.* (1995) indican que valores de CIA de entre 50 y 60 caracterizan una alteración incipiente, de 60 a 80 para alteración química intermedia y mayores a 80 indican una alteración intensa. Las muestras de la Formación Vinchina exhiben valores de CIA entre 46,5 y 65,7 (60,1 en promedio). Los menores valores corresponden a las muestras M17/14 y M43/14 (sector sur), las cuales presentan contenidos significativos de yeso (5% y 2%, respectivamente), una fuente importante de calcio. Debe destacarse que tanto la presencia de yeso principalmente en el sector sur, como de ceolitas (Ca, Na) a lo largo de toda la columna, posiblemente afecten el cálculo, y por esta razón se interpreta que los valores calculados de CIA resultan mínimos, por lo que puede interpretarse que las sedimentitas de la Formación Vinchina registran una meteorización intermedia a incipiente, siguiendo los parámetros de Fedo *et al.* (1995).

Adicionalmente, para evaluar el grado de meteorización alcanzado por los sedimentos se utilizó el diagrama A-CN-K propuesto por Nesbitt y Young (1984) (Fig. 14). De la misma manera que el índice de alteración química, este diagrama utiliza las fracciones molares de Al_2O_3 , CaO^* , Na_2O

y K_2O y muestra los caminos esperados para grados incrementales de meteorización de rocas felsíticas. Las rocas ígneas típicas se distribuyen por debajo de la línea de $Al_2O_3=50\%$, mientras que los productos de meteorización lo hacen por encima de este límite. Por otra parte, si la composición de un conjunto de muestras es el resultado de una remoción de metales alcalinos/alcalino-térreos sólo por procesos de meteorización, al trazar una línea de tendencia a través de los datos, esta debería poder proyectarse hasta el lado CNK del triángulo, equivalente a la composición de las aguas naturales. Las muestras estudiadas se concentran en su mayoría por encima de la línea de feldespatos ($Al_2O_3=50\%$), con excepción de M43/14. Como ya fuera destacado para el índice de alteración química (CIA), tanto esta muestra como la M17/14 presentan yeso autigénico, lo cual posiblemente explique su distribución y sus muy bajos valores de CIA. Las restantes se distribuyen entre las líneas esperadas de meteorización para distintos tipos de rocas, con excepción de las muestras Y38/12, Y76/12, Y81/12 e Y66/12, que reflejan una tendencia de meteorización pura a partir de granodiorita y tonalita, respectivamente. La línea de tendencia calculada para este conjunto (línea continua, y su prolongación punteada) interseca el lado ACN, lo que sugiere que la composición química de las mismas no puede explicarse sólo por procesos de meteorización (McLennan *et al.* 1993, McDaniel *et al.* 1994). Sobre la base de las observaciones petrográficas realizadas y los resultados geoquímicos previamente obtenidos, se interpreta que estas tendencias posiblemente reflejen el resultado de (1) mezcla de fuentes félsicas y otras más máficas, y/o (2) la existencia de procesos postdeposicionales, particularmente los diagenéticos, que involucran la circulación de fluidos y metales alcalinos y alcalino-térreos. Esto último es especialmente evidente en el caso de las muestras que exhiben yeso primario.

Los elementos traza también constituyen una muy buena herramienta para el estudio del grado de meteorización en el área fuente. En este sentido, McLennan *et al.* (1990) utilizan la correspondencia entre las concentraciones de Th y la relación Th/U como un indicador del grado

de meteorización. Las rocas de la corteza superior tienen una relación Th/U de 3,8 en promedio (Taylor y McLennan 1985); a medida que aumenta el grado de meteorización, el U⁴⁺ es oxidado a U⁶⁺, más soluble, y la relación aumenta. Cuando la relación Th/U es muy baja (<3,0), se infiere la presencia de rocas ígneas con procedencia de manto depletado (McLennan y Taylor 1991). En el diagrama de la figura 15 se observa que todas las muestras menos una (Y28/12) se distribuyen por encima de la línea de Th/U=3,0, y alrededor del valor promedio de la corteza superior. Esta distribución refleja la pérdida moderada de U por meteorización, conjuntamente con contribuciones de un arco magmático de características felsíticas, aunque ligeramente depletadas en Th (YUA, McLennan *et al.* 1993), lo que explicaría los bajos tenores generales de este elemento en las muestras. Menos probable sería la alternativa de acumulaciones de U (que disminuirían la relación Th/U), ya que los depósitos analizados son capas rojas de ambiente fluvial típicamente oxidante, evidenciado por la alta frecuencia en la aparición de hematita como pátina recubriendo los clastos.

La composición de algunos minerales pesados está dominada por elementos traza, los que a su vez son muy comunes en la mayoría de las rocas sedimentarias (por ejemplo, Zr en circón, REE en monacita y allanita). Debido a esto, es posible evaluar el rol de la concentración de minerales pesados durante los procesos de selección sedimentaria (McLennan 1989). El diagrama Zr/Sc vs Th/Sc (Fig. 16) (McLennan *et al.* 1993) es utilizado para la identificación de estos procesos. La relación Zr/Sc es un indicador de enriquecimiento en circón, debido a que el Zr se encuentra fuertemente enriquecido en el mineral, mientras que el Sc no; por otro lado, la relación Th/Sc es un buen indicador de procesos ígneos de diferenciación química, debido a que el Th es muy incompatible, mientras que el Sc es típicamente compatible en sistemas ígneos. Las muestras analizadas se distribuyen paralelamente a la línea de tendencia indicada por los autores como de variación composicional, lo que sugiere un muy bajo grado de reciclado sedimentario, coincidiendo con los bajos índices de CIA e indicando una corta distancia de

transporte. Esto sugiere una baja tasa de meteorización química debido al clima árido, una corta distancia de transporte y un rápido sepultamiento debido a altas tasas de subsidencia (debilitando así las posibilidades de retrabajo del material). En síntesis, existe consistencia entre los resultados hallados en lo que respecta a la meteorización de los sedimentos. Tanto los valores de CIA como la distribución de las muestras en el diagrama ACNK indican que la meteorización ha sido moderada (<80 en la escala de Fedo *et al.* 1995) para todas las muestras. No se observan variaciones estratigráficas, lo que sugiere que las condiciones climáticas han permanecido relativamente estables durante el intervalo analizado, con características áridas o semiáridas como lo indican diferentes evidencias sedimentológicas como ser la presencia de depósitos eólicos, grietas de desecación, óxidos de hierro, etc. (Schencman *et al.* 2018). Por otro lado, las composiciones registradas no reflejan tendencias estratigráficas de meteorización, y las variaciones observadas posiblemente sean mejor explicadas por movilización post-depositacional de metales alcalinos y alcalino-térreos, como la precipitación de cementos durante la diagénesis, y/o la

mezcla de fuentes con distintas características, félsicas y máficas. El diagrama de la figura 14 indica un bajo grado de meteorización, confirmando lo anterior. Asimismo, el diagrama de la figura 15 indica un bajo índice de reciclado sedimentario, lo que sugiere una corta distancia de transporte.

Procedencia: rocas fuente y marco tectónico

En lo que respecta a la discriminación de áreas de procedencia, Roser y Korsch (1986) realizan una aproximación a la caracterización de los sedimentos sobre la base de sus concentraciones de SiO₂ y de la relación K₂O/Na₂O que presentan, con el objetivo de vincularlos a ambientes tectónicos particulares. En la figura 17 las muestras se disponen mayormente dentro del campo de margen continental activo (ACM), con dos de las muestras en el campo de arco de islas oceánico (ARC) y sólo una en el de margen pasivo (PM). Resultados similares fueron obtenidos por Tripaldi *et al.* (2001). Las arenitas que clasifican en el campo ARC corresponden a dos categorías: aquellas con afinidad neovolcánica (secuencia 5), con muy baja relación potasio/sodio (=0,38) y contenidos moderados de SiO₂ (65%); y

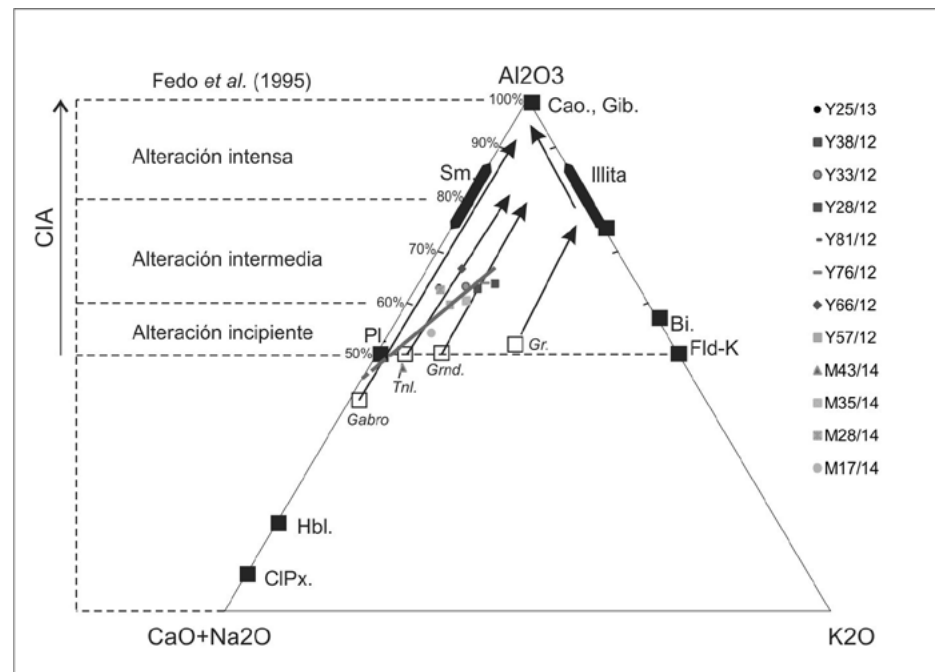


Figura 14. Diagrama ACNK (Nesbitt y Young 1984) para las muestras estudiadas. Se indican los intervalos de alteración propuestos por Fedo *et al.* (1995) de acuerdo a CIA incremental. En cuadrados negros, composiciones ideales de los minerales más comunes: Pl.=plagioclasa; Fld-K=feldespato potásico; Bi.=biotita; CIPx.=clinopiroxeno; Hbl.=hornblenda; Sm.=smectita; Illita=illita; Cao.=caolinita; Gib.=gibsitita. En cuadrados blancos, composiciones ideales de rocas: Tnl.=tonalita; Grnd.=granodiorita; Gr.=granito; Gabro=gabro.

la muestra M43/14 (secuencia 7), con una relación potasio/sodio moderada ($\approx 0,5$) y contenidos de SiO_2 moderados (64%). La diferencia fundamental entre ambos conjuntos radica en la afinidad o falta de ella con el vulcanismo andesítico registrado, puesto que la muestra M43/14 no presenta evidencias del mismo. Sólo una muestra (Y28/12) cae en el campo de margen pasivo (PM), debido a la presencia de muy altas concentraciones de SiO_2 , las cuales pueden ser explicadas por la alta cantidad de cuarzo y feldespato potásico registrado en las observaciones petrográficas.

Al graficar los valores que arrojan las funciones discriminantes en el diagrama de Roser y Korsch (1988) (Fig. 18), las muestras de la Formación Vinchina se distribuyen en los campos P3 (procedencia ígnea félsica) principalmente y P2 (procedencia ígnea intermedia). Nuevamente, las tres de las muestras de la secuencia 5 (Y66/12, M28/14, Y25/13) se alejan del grupo principal. Del análisis del diagrama de la figura 18 se desprende que las areniscas estudiadas se corresponden con rocas parentales de composiciones silíceas principalmente, de tipo plutónico-metamórficas, y en menor medida de rocas volcánicas de composición intermedia-ácida. Esto es coherente con los datos petrográficos, que indican que los fragmentos líticos predominantes en las areniscas analizadas corresponden a metamorfitas de mediano y alto grado, plutonitas y volcanitas ácidas, mientras que aquellas muestras correspondientes a la secuencia 5 están enriquecidas en componentes derivados de volcanitas mesosilíceas (andesitas). Similares resultados fueron obtenidos por Tripaldi *et al.* (2001).

Adicionalmente, debe destacarse que la fase autigénica volumétricamente dominante de estas areniscas está constituida por ceolitas (heulandita predominante, con analcima y laumontita subordinadas), calcita y menores contenidos de arcillas de tipo clorita-esmectita-illita. A excepción de la calcita, estos cementos aportan cantidades significativas de Al_2O_3 y Na_2O a los resultados, desviando las composiciones ligeramente hacia la derecha, agrupándose en el campo de procedencia ígnea intermedia (P2).

Las muestras que se concentran dentro del campo P2 (Y25/13, Y66/12, M28/14),

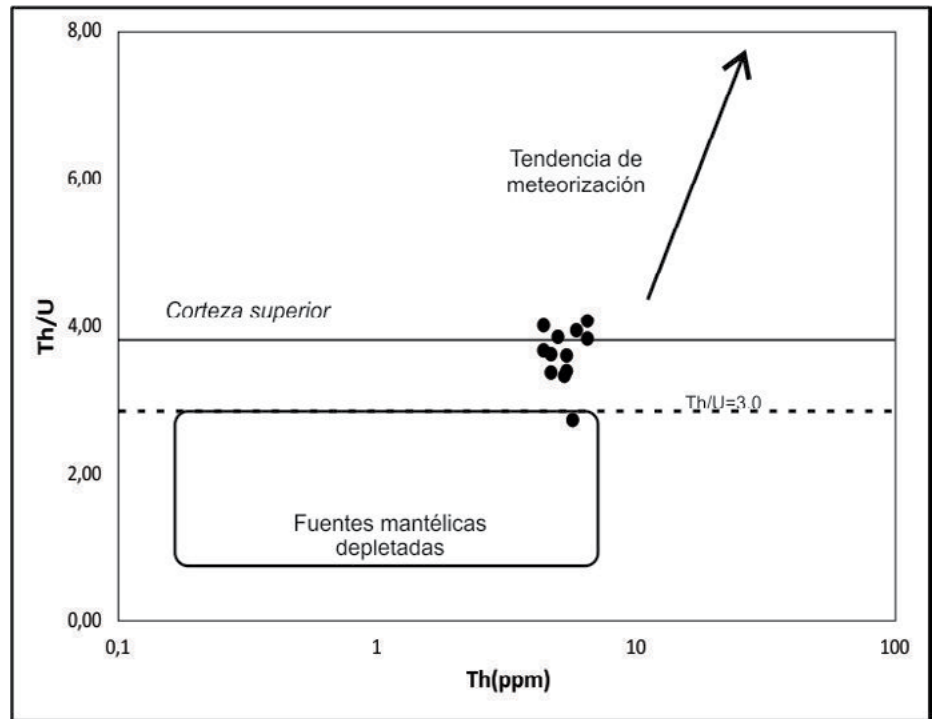


Figura 15. Diagrama Th vs Th/U para las areniscas de la Formación Vinchina (McLennan *et al.* 1993). Las muestras se distribuyen por encima de la línea Th/U=3.0, alrededor de los valores promedio de la corteza superior.

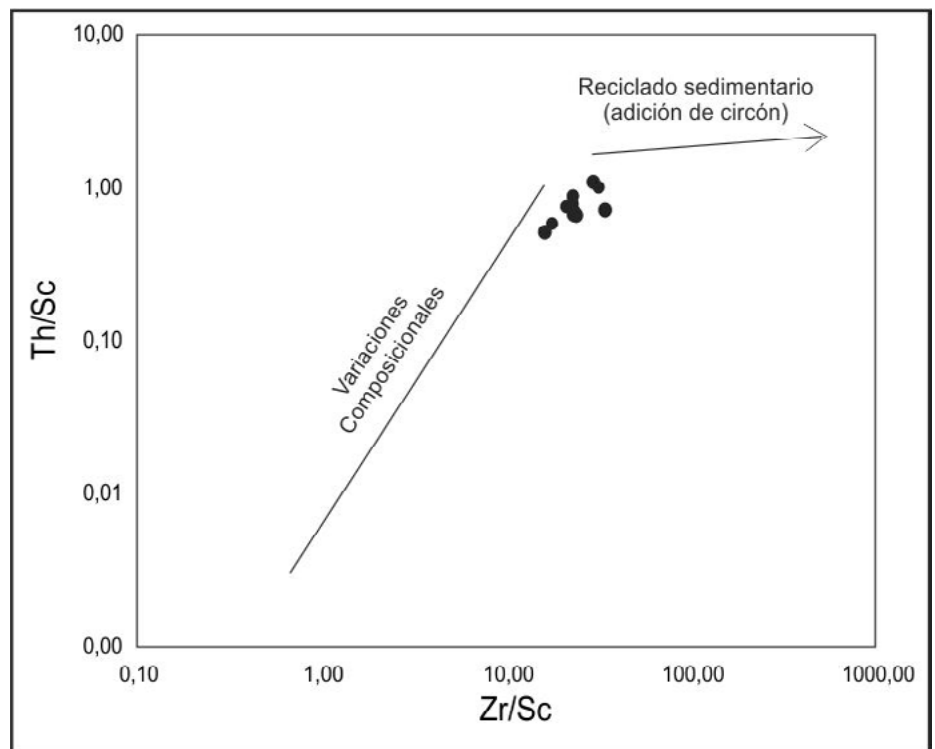


Figura 16. Diagrama Zr/Sc vs Th/Sc para las areniscas estudiadas (McLennan *et al.* 1993). Las muestras se distribuyen paralelas a la línea de tendencia de variaciones composicionales.

procedencia ígnea intermedia, presentan los mayores valores de Al_2O_3 , Fe_2O_3 y de la relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Asimismo, la alta relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (>2 en los tres casos)

sugiere contribuciones volcánicas significativas y distintivas, las cuales pueden ser caracterizadas como andesíticas. Las observaciones petrográficas de estas are-

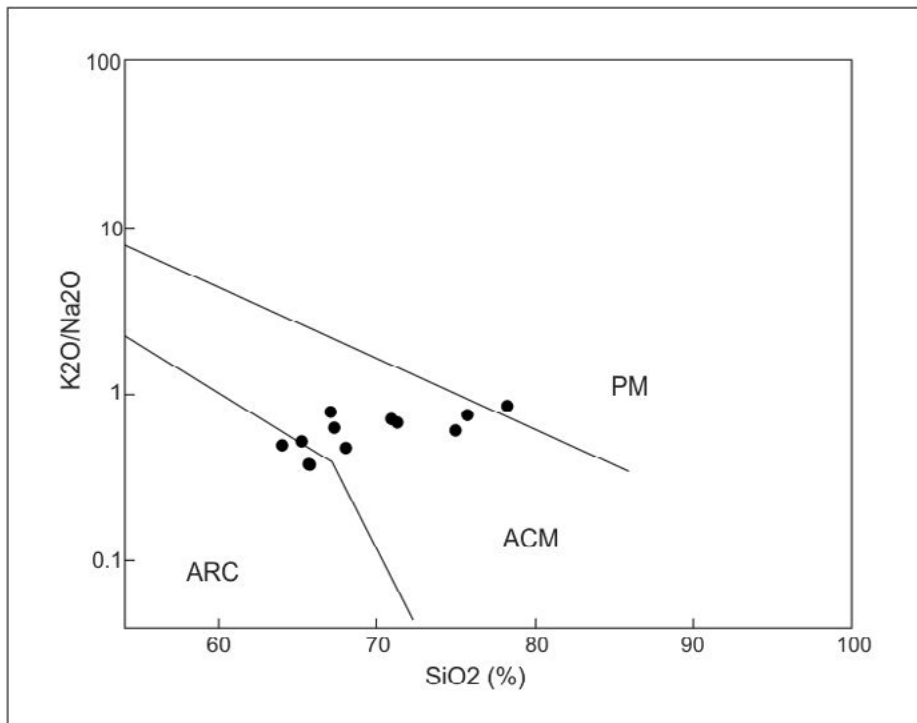


Figura 17. Diagrama de Roser y Korsch (1986) para las muestras analizadas. La mayoría de ellas se concentra en el campo de margen continental activo (ACM), mientras que algunas se dispersan al campo de arco de islas oceánico (ARC) y de margen pasivo (PM).

nitas concuerdan con lo expresado previamente, ya que los líticos predominantes son volcánicos de composición intermedia, mientras que los clastos monominerales más frecuentes los constituyen plagioclasas zonadas y macladas, anfíboles y micas (Díaz 2019).

Los elementos traza y tierras raras fueron utilizados para la identificación de áreas de procedencia debido a que son relativamente inmóviles (Taylor y McLennan 1985). La concentración de los elementos traza en los sedimentos es función de la composición del área de aporte, grado de meteorización, transporte, selección y diagénesis. Los elementos incompatibles, en especial los de alto potencial iónico como Zr, Hf, Y, Th y U son fraccionados durante los procesos de diferenciación magmática, concentrándose preferencialmente en rocas de composición félsica con respecto de las máficas. En este sentido, los empobrecimientos de estos elementos con respecto de la UCC (Taylor y McLennan 1985) sugieren que las composiciones generales de las muestras corresponden a rocas ígneas relativamente más máficas que las que componen este elemento de referencia (Lee 2002). Por otra parte, la

relación $Zr/Hf \approx 44$ indica que existe cierta contribución de minerales pesados como circón (Toulerkeridis *et al.* 1999) en las rocas analizadas.

Las concentraciones de los elementos de transición y sus relaciones pueden ser de utilidad para la caracterización de rocas parentales. Los elementos más compatibles, como Co, Ni, Cr y V suelen concentrarse en rocas máficas durante la diferenciación, y por lo tanto, permiten identificar las contribuciones de este tipo de rocas al medio sedimentario. En las arenitas estudiadas, estos elementos se encuentran en todos los casos empobrecidos con respecto a la UCC, salvo por el caso del Cr, que posiblemente se encuentre alojado en argilominerales u óxidos. El empobrecimiento en estos elementos sugiere composiciones félsicas en el área fuente.

Taylor y McLennan (1985) indican que la forma del patrón de distribución de las REE, junto con el valor de la anomalía de Eu, pueden ser utilizados para inferir la composición promedio de las rocas en el área de aporte. En este sentido, las muestras presentan una relación La_N/Yb_N de 7,8, indicando un importante grado de fraccionamiento en las áreas fuente, y por

lo tanto un predominio de rocas félsicas. Sin embargo, estas serían menos félsicas que las de la UCC, ya que la relación La_N/Sm_N es de 3,3 para las arenitas estudiadas (UCC=4,2). La relación Gd_N/Yb_N es un indicador de la presencia de minerales pesados, comunes en rocas máficas, y en estas muestras presenta un valor promedio de 1,5 a la vez que el patrón describe la forma aplanada típica de las rocas post-arqueanas. Sin embargo, esta relación es ligeramente mayor que la del estándar de referencia (UCC=1,4), indicando un fraccionamiento más eficiente en el segmento de las tierras raras pesadas, y la contribución de rocas máficas a la composición general de las muestras. La anomalía de Eu en las areniscas estudiadas es relativamente baja (0,8) y en todos los casos excede el valor de la UCC (0,65); sin embargo, su presencia sugiere mecanismos de fraccionamiento intracortical en las áreas de aporte. Al respecto, McLennan *et al.* (1993) indican que las rocas sedimentarias depositadas en el antepaís andino (margen activo) poseen distintos grados de enriquecimiento de tierras raras livianas, a la vez que las pesadas pueden o no estar ligeramente empobrecidas, atribuyendo estas variaciones a la fuerte componente de procedencia que imparte la corteza continental superior antigua (OUC) sobre la composición de estos sedimentos. Adicionalmente, McLennan *et al.* (1990) describen que los valores de la anomalía de Eu de depósitos asociados a arcos continentales varían en el rango 0,64 - 0,9, y atribuyen esta variabilidad a la contribución de diferentes tipos de fuentes a los sedimentos, como corteza continental superior antigua (OUC) y arco juvenil diferenciado (YDA), que presentan anomalías de Eu significativas, y de arco juvenil no diferenciado (YUA), que no presenta anomalía de Eu. Taylor y McLennan (1985) proponen un diagrama ternario Th-Hf-Co para la distinción de marcos tectónicos. En la figura 19 se presentan las distribuciones de las areniscas de la Formación Vinchina en el diagrama propuesto por estos autores. Las muestras se distribuyen en el campo de la corteza continental, con composiciones cercanas a las de la UCC. Algunas de ellas muestran una composición ligeramente desviada a la de la tonalita

(Y57/12, M17/14, M35/14), mientras que otras tienden hacia la composición del granito (Y28/12, M43/14).

Floyd y Leveridge (1987) proponen la utilización de un diagrama Hf vs La/Th (Fig. 20) para la discriminación de marco tectónico. Este diagrama plantea una zona de mezcla de fuentes félsicas y básicas a medida que aumenta la relación La/Th. En el caso de las areniscas estudiadas, las muestras que caen en el campo de mezcla son: M43/14, M28/14, Y33/12, Y25/13, Y66/12 e Y81/12. Se destaca que en este conjunto se encuentran las de la secuencia 5, asociadas al vulcanismo mioceno, junto con otras dos muestras de composiciones dominadas por clastos paleovolcánicos e ígneo-metamórficos. Estas distribuciones reflejan las composiciones de mezcla de estas muestras, incluso en el caso de aquellas de afinidad neovolcánica, ya que en las observaciones petrográficas de estas últimas se han observado clastos de diferentes litologías acompañando a la neovolcánica, que resulta dominante.

McLennan *et al.* (1990) realizan una diferenciación de ambientes tectónicos sobre la base de geoquímica de elementos traza y REE principalmente. En la figura 21 se presenta la distribución de las muestras en el gráfico propuesto por los autores. Las muestras están concentradas mayoritariamente en los campos de arco continental/fallamiento de rumbo, mientras que sólo una muestra queda representada en el campo de *trailing-edge/trasarco*. La relación La_N/Yb_N es relativamente constante en las muestras, mientras que los valores de la anomalía de Eu varían desde 0,9 a 0,64.

Las cuencas formadas en el marco tectónico de fallas transcurrentes (*strike-slip*) involucran proveniencias asignables a la corteza continental superior (sedimentos reciclados) con contribuciones de rocas volcánicas derivadas de un manto deplegado, con baja anomalía de Eu. Las de arco continental, presentan contribuciones de corteza continental superior antigua, rocas ígneo-metamórficas, ya sea por erosión directa o por reciclado sedimentario, junto con aportes de arco volcánico diferenciado, con anomalía de Eu por diferenciación magmática, y no diferenciado, con muy baja o sin anomalía de Eu. Por su parte, las cuencas de trasarco son similares a

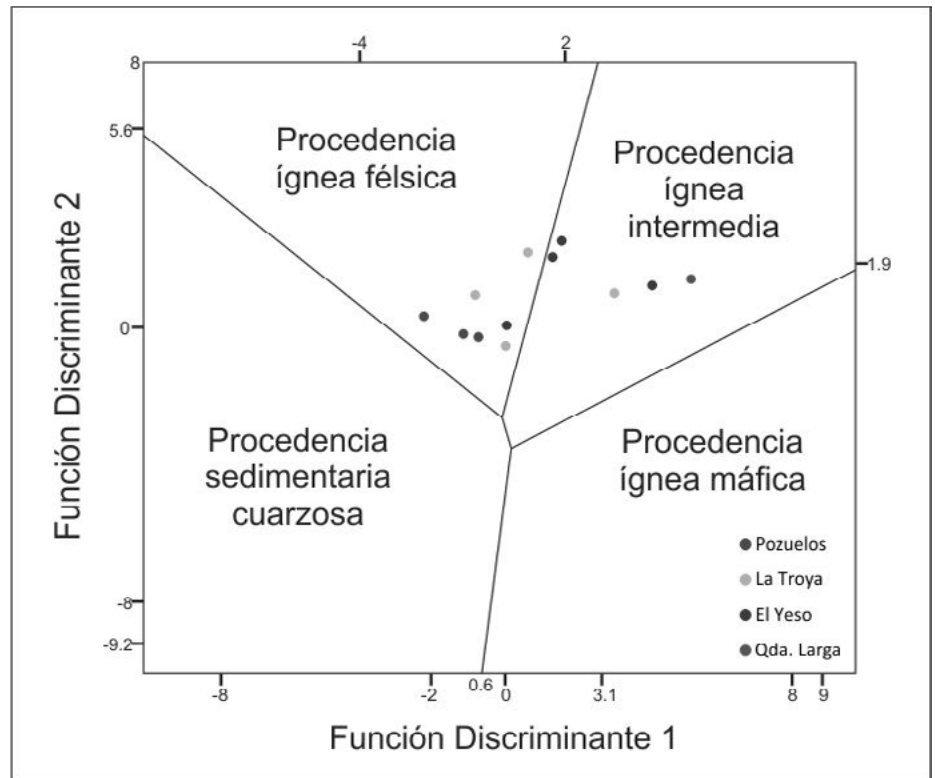


Figura 18. Diagrama de Roser y Korsch (1988) para las areniscas analizadas. Se observa que la mayoría de ellas caen en el campo de procedencia ígnea félsica, dos en el límite entre campos y tres caen claramente en el campo de procedencia ígnea intermedia.

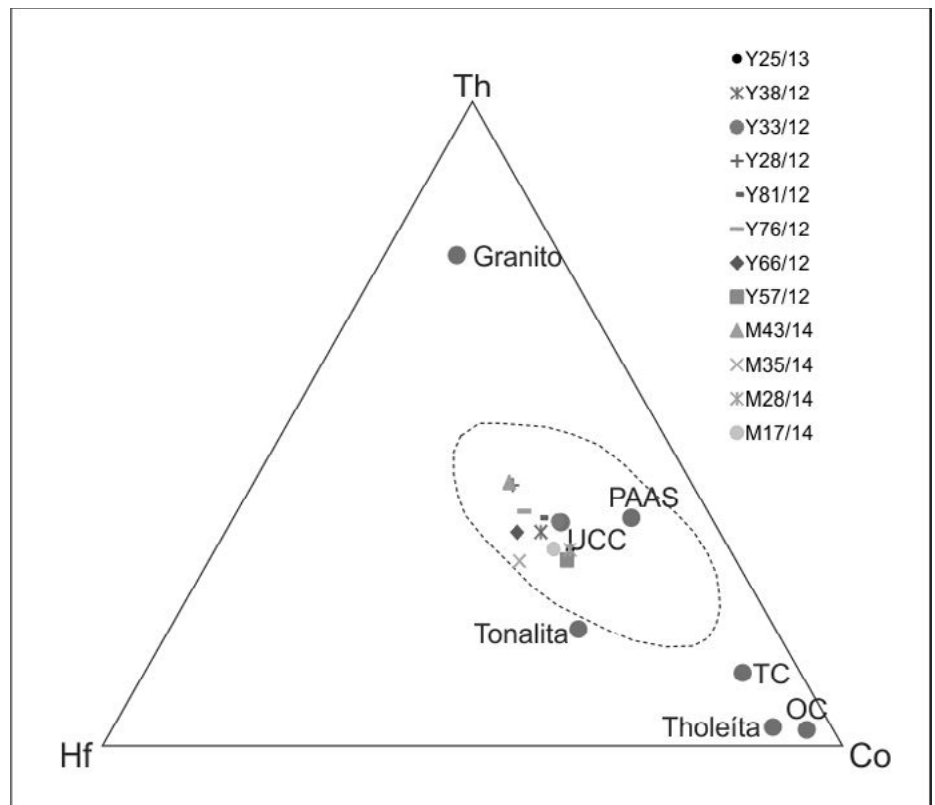


Figura 19. Diagrama Th-Hf-Co (Taylor y McLennan 1985) para el análisis de las áreas fuente de sedimentitas. En gris, la composición de los estándares UCC y PAAS (Post-Archean Australian Shale), TC= corteza transicional, OC= corteza oceánica. Línea punteada=campo de corteza continental.

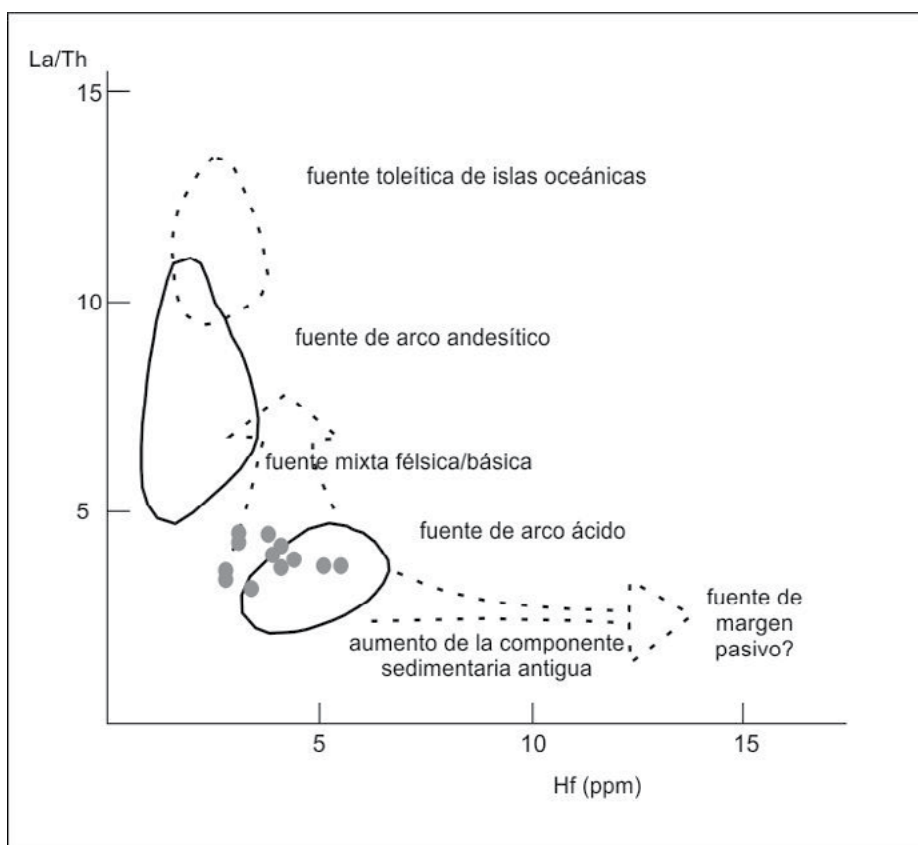


Figura 20. Distribución de las muestras en diagrama Hf vs La/Th de Floyd y Leveridge (1987) para la discriminación de marco tectónico.

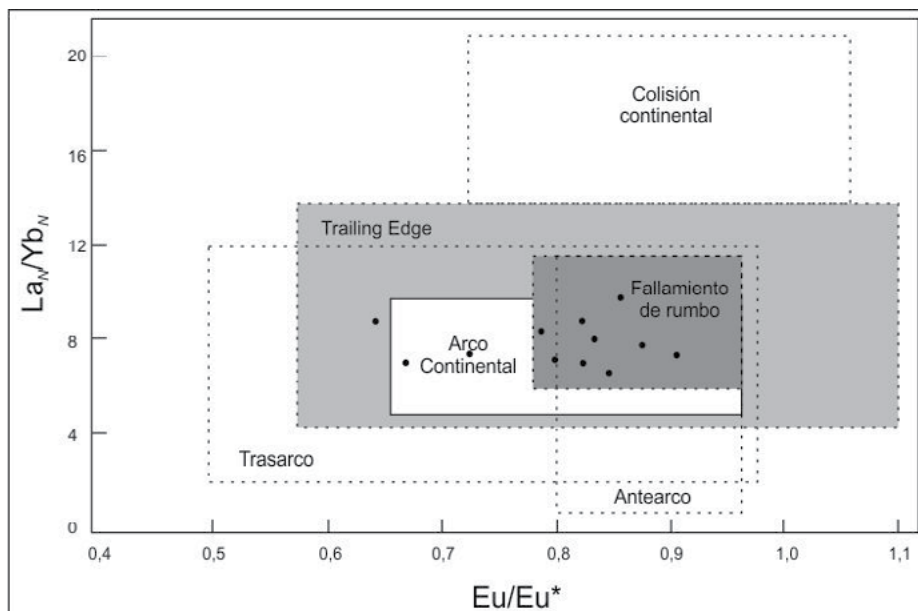


Figura 21. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos (McLennan *et al.* 1990) para las areniscas estudiadas. Se observa que las muestras se concentran en el campo de arco continental/strike-slip.

tamórficos y en menor medida sedimentarios, que en conjunto sugieren un marco tectónico de arco continental en el sentido planteado por McLennan *et al.* (1990).

CONCLUSIONES

Los análisis geoquímicos y petrográficos llevados a cabo en 12 muestras correspondientes a distintos niveles estratigráficos de la Formación Vinchina, en los sectores norte, centro y sur de la cuenca indican que se trata de litoarenitas. Las tres muestras que geoquímicamente clasifican como gravuvas o pelitas muestran al microscopio que presentan bajos contenidos de matriz por lo cual son clasificadas como arenitas. Sus abundantes contenidos de líticos volcánicos mesosilícicos, plagioclasas y cemento ceolítico generan la incongruencia entre las clasificaciones geoquímicas y las petrográficas.

La relación entre SiO_2 y Al_2O_3 en la mayoría de las muestras es en general mayor a 5, indicando buena madurez composicional. Sólo tres muestras presentan una relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 < 5$ que indica baja madurez sedimentaria. En las mismas, la relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 2$ sugiere un mayor aporte de plagioclasas y la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} > 2,5$ se asocia a un mayor contenido de minerales inestables. Bajo el microscopio estas muestras presentan principalmente fragmentos líticos volcánicos (andesíticos) frescos, abundantes plagioclasas, principalmente zonadas, anfíboles y cemento ceolítico, y corresponden a una petrofacies neovolcánica (Díaz 2019) correctamente detectable en los parámetros geoquímicos.

Los índices CIA, diagrama ACNK y Th vs. Th/U sugieren una alteración química baja a intermedia para estos sedimentos, sosteniendo las evidencias previas sobre condiciones climáticas relativamente áridas-semiáridas en la región. Adicionalmente, el diagrama Zr/Sc vs. Th/Sc sugiere un muy bajo grado de reciclado sedimentario y, por lo tanto, una corta distancia desde el área fuente. Las composiciones registradas no presentan una tendencia temporal en los índices de meteorización, sino que sus variaciones podrían estar influenciadas por procesos diagenéticos (mineralogía de los cemen-

las de arco continental, pero no presentan contribuciones de rocas volcánicas de arco diferenciado (McLennan *et al.* 1990). Existe cierto grado de superposición en la diferenciación de cuencas y su relación

con distintos ambientes geotectónicos. Sin embargo, en el caso de las areniscas estudiadas, la información petrográfica indica la existencia de clastos volcánicos de distintas composiciones, líticos ígneo-me-

tos) y/o la mezcla de fuentes con distintas características geoquímicas.

La procedencia de la unidad fue analizada desde varios puntos de vista. Los diferentes diagramas discriminantes indican procedencias desde rocas ígneas félsicas o de mezcla entre fuentes félsicas y máficas. En particular las muestras de la secuencia 5 se separan en el campo de procedencia ígnea intermedia. En los diagramas analizados las muestras se concentran mayormente en el campo de arco magmático continental y en menor medida en el campo de arco de islas, principalmente debido a su baja relación K_2O/Na_2O en las muestras de la secuencia 5, lo que estaría reflejando el aporte neovolcánico andesítico. Las relaciones Th/Sc y Th/U de las arenitas de la Formación Vinchina sugieren procedencia desde márgenes activos relacionados con arcos continentales, con contribuciones de rocas ígneo-metamórficas de tipo OUC (*Old Upper Continental Crust*) y rocas ígneas de manto depletado o YUA (*Young Undifferentiated Arc*). Los valores de La_N/Sm_N , Gd_N/Yb_N y Eu/Eu^* son compatibles con márgenes activos vinculados a arcos continentales, donde se conjugan aportes desde tres tipos de procedencias: arco volcánico juvenil no diferenciado (que no presenta o presenta muy bajas anomalías de Eu), corteza continental superior antigua y arco juvenil diferenciado (ambos presentan anomalía de Eu). Los elementos traza permitieron caracterizar el tipo de vulcanismo de las áreas fuentes. Las muestras de la secuencia 5 (petrofacies neovolcánica) se concentran en el campo de las andesitas, mientras que las restantes (paleovolcanitas) se agrupan en el campo de las riocacitas/dacitas. Estas evidencias son coherentes con las observaciones modales realizadas en areniscas y conglomerados que indican tres fuentes principales de aporte, un basamento ígneo-metamórfico, una zona de antiguo arco volcánico y un vulcanismo mesosilícico sinsedimentario o hasta intracuenal (Díaz 2019).

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo constituye parte de la Tesis Doctoral de la Dra. Marianela Díaz. Los autores desean reconocer a la Uni-

versidad de Buenos Aires, al CONICET y al IGEBA (UBA-CONICET) por el apoyo institucional. Asimismo, se desea agradecer la colaboración de todos aquellos que compartieron las tareas de campo y gabinete que permitieron obtener la información aquí presentada. Adicionalmente, deseamos agradecer las sugerencias y comentarios realizados por las Dras. Maisa Tunik y Claudia Galli, quienes han contribuido para la mejora de la presente contribución. Las investigaciones fueron desarrolladas con el financiamiento de los proyectos ANPCyT PICT 1963/2014, PICT 727/2012 y CONICET PIP 262/2015.

REFERENCIAS

- Amidon, W.H., Ciccioli, P.L., Marensi, S.A., Limarino, C.O., Fisher, B.G., Burbank, D.W. y Kylander-Clark, A. 2016. U-Pb ages of detrital and volcanic zircons of the Toro Negro Formation, northwestern Argentina: Age, provenance and sedimentation rates. *Journal of South American Earth Sciences* 70: 237-250.
- Bierlein, F.P. 1995. Rare-earth element geochemistry of clastic and chemical metasedimentary rocks associated with sulphide mineralisation in the Olary Block, South Australia. *Chemical Geology* 122: 77-98.
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Marensi, S.A., Tedesco, A.M. y Tripaldi, A. 2010. Estratigrafía de la Cuenca de Vinchina (Terciario), Sierras Pampeanas, provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (1): 146-155.
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Marensi, S.A., Tedesco, A.M. y Tripaldi, A. 2011. Tectosedimentary evolution of the La Troya and Vinchina depocenters (northern Bermejo Basin, Tertiary), La Rioja, Argentina. En Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. (Eds.) *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*, SCS Publisher: 91-110, Salta.
- Ciccioli, P.L., Gómez, O'Connell, M., Limarino, C.O. y Marensi, S.A. 2013. La sucesión terciaria de la quebrada de Los Pozuelos (Cuenca de Vinchina): su importancia estratigráfica y paleogeográfica para el antepaís andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 351-364.
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Friedman, R. y Marensi, S.A. 2014. New high precision U-Pb ages for the Vinchina Formation: Implication for the stratigraphy of the Bermejo Andean foreland basin (La Rioja province, western Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 56: 200-213.
- Collo, G., Dávila, F., Nobile, J., Astini, R. y Gehrels, G. 2011. Clay mineralogy and thermal history of the Neogene Vinchina Basin, Central Andes of Argentina: Analysis of factors controlling the heating conditions. *Tectonics* 30: 1-18.
- Collo, G., Dávila, F.M., Teixeira, W., Nobile, J.C., Sant'Anna, L.G. y Carter, A. 2017. Isotopic and thermochronologic evidence of extremely cold lithosphere associated with a slab flattening in the Central Andes of Argentina. *Basin Research* 29: 16-40.
- Cox, R. y Lowe, D.R. 1995. A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. *Journal of Sedimentary Research* A65 (1): 1-12.
- Davies, B.E. 1980. Trace element pollution. En: Davies, B.E. (Ed.), *Applied Soil Trace Elements*: 287-351. John Wiley and Sons, Chichester.
- Díaz, M. 2019. Modas detríticas, procedencia y diagénesis de la Formación Vinchina (Mioceno), Provincia de La Rioja, Argentina. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 479p., Buenos Aires.
- Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology* 40 (2): 695-707.
- Dickinson, W.R. 1983. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En Zuffa, G.G. (Ed.) *Provenance of arenites*: 333-361. Reidel Publishing Company.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W. y Young, G.M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23 (10): 921-924.
- Floyd, P.A. y Leveridge, B.E. 1987. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society* 144: 531-542.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rocks classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 4: 937-968.
- Fosdick, J.C., Reat, E., Carrapa, B., Ortiz, G. y Alvarado, P. 2017. Retroarc basin reorga-

- nization and aridification during Paleogene uplift of the southern central Andes: Paleogene uplift of the central Andes. *Tectonics* 36 (3): 493-514
- Gao, S. y Wedepohl, K.H. 1995. The negative Eu anomaly in Archean sedimentary rocks: Implications for decomposition, age and importance of their granitic sources. *Earth and Planetary Science Letters* 133 (1-2): 81-94.
- Garver, J.I., Royce, P.R. y Smick, T.A. 1996. Chromium and nickel in shale of the Taconic foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source. *Journal of Sedimentary Research* 66: 100-106.
- Harker, A. 1909. The natural history of igneous rocks. *The Journal of Geology* 17: 488-489.
- Herron, M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58: 820-829.
- Japas, M.S., Ré, G.H., Oriolo, S. y Vilas, J.F. 2016. Basement-involved deformation overprinting thin-skinned deformation in the Pampean flat-slab segment of the southern Central Andes, Argentina. *Geological Magazine* 153: 1042-1065.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. y Drake, R.E. 1993. Chronology of Motion in a Complete Thrust Belt: the Precordillera, 30°-31°, Andes Mountains. *Journal of Geology* 101: 135-156.
- Limarino, C.O., Marensi, S.A., Ciccioli, P.L., Gómez O'Connell, M., Schencman, J. y Díaz, Y. 2012. Análisis estratigráfico de la Formación Vinchina en su área tipo (Mioceno, Sierras Pampeanas Noroccidentales). I Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, San Miguel de Tucumán, Resúmenes 22.
- Marensi, S.A., Net, L., Caselli, A., Tripaldi, A. y Limarino, C.O. 2000. Hallazgo de discordancias intraformacionales en la Formación Vinchina (Neógeno), quebrada de La Troya, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 414-418.
- Marensi, S.A., Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Schencman, L.J. y Díaz, M. 2015. Using fluvial cyclicity to decipher the interaction of basement- and fold-thrust belt tectonics in a broken foreland basin: Vinchina Formation (Miocene), Northwestern Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 85: 361-380.
- McDaniel D. K., Hemming S. R., McLennan S. M., y Hanson G. N. 1994. Resetting of neodymium isotopes and redistribution of REEs during sedimentary processes: The Early Proterozoic Chelmsford Formation, Sudbury Basin, Ontario, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58: 931-941.
- McLennan, S.M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. En Lipin, B.R. y McKay, G.A. (eds.) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy* 21: 169-200.
- McLennan, S.M. 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2, 24p.
- McLennan, S.M. y Taylor, S.R. 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *The Journal of Geology* 99: 1-21.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T. y Maynard, J.B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 2015-2050.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K. y Hanson, G.N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. En Johnsson, M. J. y Basu, A. (eds.) *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper* 284.
- Middleton, G.V. 1960. Chemical composition of sandstones. *Geological Society of America Bulletin* 71: 1011-1026.
- Nesbitt, H.W. 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature* 279, 206-210.
- Nesbitt, H.W. y Young, G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299: 715-717.
- Nesbitt, H.W. y Young, G.M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48: 1523-1534.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. 1972. *Sand and sandstone*. Primera edición, Springer-Verlag, 618p., New York
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. 1987. *Sand and sandstone*. Segunda edición, Springer-Verlag, 553p., New York.
- Ramos, V.A. 1970. *Estratigrafía y estructura del Terciario en la sierra de los Colorados (provincia de La Rioja)*, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25(3):359-382.
- Ramos, V., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Rosello, E.A., Mozetic, M.E., Cobbold, P.R., DeUrreitztieta, M., y Gapais, D. 1996. El espolón Umango-Maz y la conjugación sinaxial de los lineamientos Tucumán y Valle Fértil (La Rioja, Argentina). XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, Actas II 187-194.
- Roser, B.P. y Korsch, R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology* 94: 635-650.
- Roser, B.P. y Korsch, R.J. 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology* 67: 119-139.
- Roser, B.P., Cooper, R.A., Nathan, S. y Tulloch, A.J. 1996. Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 39: 1-16.
- Schencman, L.J., Marensi, S.A. y Díaz, M. 2018. Evolución paleoambiental de la Formación Vinchina (Mioceno) en la Sierra de Los Colorados, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75: 17-38.
- Stevens-Goddard, A.L. y Carrapa, B. 2017. Using basin thermal history to evaluate the role of Miocene-Pliocene flat-slab subduction in the southern Central Andes (27°S-30°S). *Basin Research* 30: 564-585.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, 312p., Oxford.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics* 33: 241-265.
- Toulkeridis, T., Clauer, N., Kröner, A., Reimer, T. y Todt, W. 1999. Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree greywackes from the Archean Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Sedimentary Geology* 124: 113-129.
- Tripaldi, A., Net, L., Limarino, C., Marensi, S., Ré, G. y Caselli, A. 2001. Paleoambientes

- sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 443-465.
- Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina, provincia de La Rioja: Buenos Aires, Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 100, 81 p., Buenos Aires.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Zuffa, G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. En Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites*: North Atlantic Treaty Organization, Advanced Study Institute Series 148, 165-189, Reidel, Dordrecht.

Recibido: 23 de abril, 2019
Aceptado: 22 de junio, 2019