

1 CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL ÁREA TERMAL TAI PICHÍN, SIERRA DE
2 CUNIPUTO, PROVINCIA DE CÓRDOBA

3 Isaac E. BURGOS¹, Agustina L. CHIODI¹, Jesica MURRAY¹, Roberto D. MARTINO²

4 ¹ Instituto de Bio y Geociencias del NOA (IBIGEO, UNSa-CONICET), Av. 9 de Julio 14,
5 A4405BBA Salta, Argentina. E-mail: isaacburgoscn@gmail.com

6

7 ² Centro de investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA, UNC-CONICET), Av.
8 Vélez Sarsfield 1699, X5016GCB Córdoba, Argentina.

9

10 **RESUMEN**

11 Este estudio presenta los resultados del análisis geoquímico e isotópico del manantial termal
12 Tai Pichín y cursos de aguas superficiales cercanos. El objetivo de este trabajo es
13 proporcionar una mejor caracterización de los fluidos e integrar los datos en un modelo
14 conceptual preliminar para el sistema geotérmico. El manantial Tai Pichín se encuentra en la
15 sierra de Cuniputo, provincia de Córdoba, en el centro de Argentina, y tiene una temperatura
16 de 21 °C. El fluido hidrotermal tiene una composición $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$ y tiene una temperatura
17 estimada de 87 °C en profundidad. Este fluido está alojado en el basamento del Complejo
18 Metamórfico La Falda, y las principales estructuras en la zona controlarían su ascenso. Los
19 datos isotópicos del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) sugieren una recarga meteórica local, siendo la sierra
20 de Cuniputo la principal área de recarga. Sin embargo, se sugiere un circuito de circulación
21 más extenso que incluye al granito Capilla del Monte como zona de recarga. El agua
22 meteórica podría alcanzar profundidades de ~2 km, adquiriendo las temperaturas estimadas
23 en una zona de gradiente normal, estableciendo así una posible fuente de calor vinculada a
24 la circulación profunda de fluidos a través de las estructuras. No obstante, también se
25 propone la existencia de un circuito de circulación más superficial, donde el agua alcanza
26 altas temperaturas debido al calor radiogénico asociado al granito Capilla del Monte.

27 Palabras clave: Geoquímica de aguas, Manantial termal, Producción de calor radiogénico

28 **ABSTRACT**

29 **Geochemical characterization of the Tai Pichín thermal area, Cuniputo Range,**
30 **province of Córdoba.**

31 This study presents the results of the geochemical and isotopic analysis of the Tai Pichín
32 thermal spring and nearby surface water courses. The objective of this work is to provide a
33 better characterization of the fluids and to integrate the data into a preliminary conceptual
34 model for the geothermal system. The Tai Pichín thermal spring is situated in the Cuniputo
35 range, Córdoba province, central Argentina and it has a temperature of 21 °C. The
36 hydrothermal fluid has a Na⁺ - HCO₃⁻ composition and an estimated temperature of 87 °C at
37 depth. This fluid is hosted in the basement of La Falda Metamorphic Complex, and the main
38 structures in the area would control its ascent. The isotopic data of water ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$)
39 suggest local meteoric recharge, being the Cuniputo range the main recharge area.
40 However, a more extensive circulation pathway, that includes the Capilla del Monte granite
41 as a recharge zone is suggested. Meteoric water could reach depths of ~2 km, acquiring the
42 estimated temperatures in a normal gradient area, thus establishing a possible heat source
43 linked to the deep circulation of fluids through the structures. However, the existence of a
44 shallower circulation circuit, where water attains high temperatures due to radiogenic heat
45 associated with the Capilla del Monte granite is also proposed.

46 Keywords: Water geochemistry, Thermal spring, Radiogenic heat production

47

48

49

50

51

52

53 **INTRODUCCIÓN**

54 Las características geológicas de Argentina hacen de éste, un escenario favorable para la
55 presencia de diversas manifestaciones termales distribuidas en diferentes zonas del
56 territorio nacional (Conde Serra y Johanis 2021). La existencia de cuerpos magmáticos
57 situados en niveles superiores de la corteza, en la región occidental del país, Zonas
58 Volcánicas Central y Sur de los Andes, generan áreas térmicamente anómalas con un alto
59 potencial geotérmico, para la generación de energía eléctrica (Chiodi et al. 2020). Por otro
60 lado, hacia el centro y este del país (región extra Andina), extensas regiones asociadas a
61 cuencas sedimentarias con circulación profunda de aguas meteóricas, otorgan a la
62 Argentina numerosos sitios de interés para la explotación del recurso geotérmico de baja y
63 media entalpía (p. ej. Chiodi et al. 2020, 2023 y referencias allí; Conde Serra y Johanis
64 2021). Bona y Coviello (2016) estimaron un potencial geotérmico de 490 – 2010 MWe; sin
65 embargo, en la actualidad, sólo se emplea para usos directos (p. ej. Pesce y Miranda 2003;
66 Chiodi et al. 2023). Dentro de estos, la balneología es el tipo de uso más común y su
67 utilización se remonta a fines del siglo XIX (p. ej. Hotel Termas Spa Rosario de la Frontera,
68 Salta). En las últimas décadas, el conocimiento y aprovechamiento del recurso geotérmico
69 para uso directo creció notoriamente, especialmente en la región centro y este de Argentina
70 con la construcción de complejos termales como, p. ej. Wanda y 2 de mayo (Misiones) o Mar
71 Chiquita (Córdoba) (Chiodi et al. 2020 y referencias allí). Cabe mencionar también, el
72 notable incremento en la instalación y uso de bombas de calor, especialmente en zonas
73 desconectadas de la red de gas natural (Chiodi et al. 2023).

74 En la provincia de Córdoba existen 17 manifestaciones hidrotermales distribuidas en tres
75 ambientes geotectónicos principales (Chiodi et al. 2014): hacia el sudeste, en el ambiente de
76 llanura, y hacia el noroeste, en el ambiente de serranías y salinas (Fig. 1). La caracterización
77 de los sitios geotermales, tanto desde el punto de vista de la geología como de la
78 geoquímica de fluidos, es fundamental, para contar con información que permita generar
79 modelos conceptuales de los sistemas geotermales y evaluar su potencial, ya sea para usos

80 directos como para la eventual generación de energía eléctrica. El área de estudio se
81 localiza sobre la sierra de Cuniputo, provincia de Córdoba, donde existe en superficie un
82 único manantial termal denominado Tai Pichín ($30^{\circ}47'51''S - 64^{\circ}36'9''O$), con una
83 temperatura relativamente constante durante todo el año, entre 21 y 23 °C, pH = 6.54, de
84 composición bicarbonatada sódica – cálcica – ferruginosa (Sussini et al. 1938; Pastore y
85 Methol 1953; Pesce y Miranda 2000).

86 Si bien existen escasos antecedentes relacionados con la química del agua, no se cuenta al
87 presente con una caracterización completa de los fluidos ni con trabajos que conceptualicen
88 el sistema geotermal. En este sentido, en esta contribución se presentan nuevos datos
89 químicos e isotópicos de muestras de aguas tanto del manantial Tai Pichín como de cursos
90 de agua superficiales del área a fin de: caracterizar las condiciones fisicoquímicas de los
91 fluidos en profundidad, reconocer los procesos de interacción agua – roca y determinar el
92 origen de los fluidos. Se presentan también análisis estructurales y litológicos destinados a
93 establecer los diferentes circuitos de circulación existentes a fin de generar un modelo
94 conceptual preliminar del sistema geotermal.

95 **MARCO GEOLÓGICO**

96 Las Sierras Pampeanas de Córdoba constituyen el grupo más oriental de la provincia
97 geológica de Sierras Pampeanas Orientales y están constituidas por una serie de cordones
98 montañosos orientados norte – sur, limitados por fallas inversas vergentes al oeste y
99 separados por sedimentos intermontanos cenozoicos (paleógeno – neógenos y
100 cuaternarios) (Guereschi y Martino 2014; Martino et al. 2020). La litología está compuesta
101 principalmente por un basamento metamórfico polideformado (Martino y Guerreschi 2014),
102 donde abundan las migmatitas y en menor proporción, gneises, anfibolitas, mármoles,
103 esquistos y filitas con intercalaciones de rocas máficas – ultramáficas parcialmente
104 serpentinizadas (Neoproterozoico – Cámbrico). Este conjunto polimetamórfico está intruido
105 por granitoides cámbricos, ordovícicos y devónico – carboníferos (Martino et al. 2020), entre

106 los que se destacan, por su extensión, los batolitos de Achala y de Cerro Áspero (Fig. 2;
107 Guereschi y Martino 2014).

108 Localmente, el área de estudio (Fig. 3) forma parte del complejo metamórfico La Falda
109 (Lyons et al. 1997) correspondiente al Cámbrico inferior (Candiani et al. 2001). Esta unidad
110 metamórfica se encuentra afectada por la zona de cizalla Cuniputo de cinemática inversa y
111 componente siniestral (Bellone y Murra 2014). El granito Capilla del Monte se encuentra
112 emplazado de manera discordante en este complejo metamórfico (Murra y Baldo 1996;
113 Lyons et al. 1997; Candiani et al. 2001). El intrusivo de forma ovoidal y una superficie
114 aproximada de 80 km² (Lira y Sfragulla et al. 2014), está compuesto por monzogranitos
115 biotíticos porfiricos de color rosado y leucogranitos muscovíticos rosados y blancos (Martino
116 et al. 2020). Dahlquist et al. (2016) asignaron una edad U-Pb y Rb-Sr de 336 ± 3 y 337 ± 2
117 Ma por lo que pertenecen al evento magmático del Carbonífero temprano (Rapela et al.
118 1998).

119 En la región, la secuencia sedimentaria, compuesta principalmente por las Formaciones
120 Chuña – Guanaco Muerto, Río Cruz del Eje y Charbonier – Toro Muerto, se superponen de
121 manera discordante a las rocas cristalinas (García et al. 2012), formando diferentes niveles
122 de depósitos cuaternarios de origen fluvial y eólico (Carignano 1997; Candiani et al. 2001;
123 Massabie et al. 2003).

124 **ÁREA TERMAL TAI PICHÍN**

125 El manantial Tai Pichín, único en la región, está ubicado en la sierra de Cuniputo
126 (30°47'51"S – 64°36'9"O), sobre el margen norte del río San Marcos, a 5 km
127 aproximadamente de la localidad de San Marcos Sierras (Fig. 3). Se caracteriza por brotar
128 desde el basamento gnéisico intensamente fracturado formando una piscina (Fig. 4a) de
129 aproximadamente 90 cm de profundidad y un diámetro de ~2 m, donde se observa
130 desgasificación puntual intensa. La roca aledaña al manantial termal está compuesta por
131 gneis muscovítico – biotítico de grano medio, con lentes de granito cuarzo – feldespáticos de

132 diferentes dimensiones (Fig. 4b). La orientación de la foliación del gneis en la zona del
133 manantial es de N320°/90°, mientras que, la fracturación corresponde a un diaclasado
134 orientado N260°/90°, de espaciamiento centimétrico, que localmente desarrolla un clivaje de
135 fractura. En el sector se reconocen depósitos de travertino ubicados en las cercanías del
136 manantial, alcanzando incluso la ribera del río San Marcos (Fig. 4c).

137 El clima en el área es montañoso subhúmedo a semiárido (Capitanelli 1979), con una
138 temperatura media anual de 19.9 °C (Grimaldi y Trillo 2018) Las precipitaciones son
139 irregulares y se concentran en la estación estival (García et al. 2012) siendo el promedio
140 anual de 500 mm (Grimaldi y Trillo 2018). La escorrentía refleja el régimen de lluvias
141 estacionales de las cuencas hidrográficas de montaña y durante la época seca (desde
142 marzo a septiembre) los caudales bases corresponden principalmente a aportes de agua
143 almacenada en fracturas y coluviones (García et al. 2012). En base a la temperatura de
144 surgencia reportada y a las características climáticas de la región, se utiliza la clasificación
145 propuesta por Pesce y Miranda (2000) en la cual los autores definen al manantial Tai Pichín
146 como hipotermal.

147 **METODOLOGÍA DE MUESTREO Y ANÁLISIS**

148 Se recolectaron cinco muestras de agua: una proveniente de un manantial termal (TP1), y
149 cuatro provenientes de cauces superficiales (Fig. 3): río San Marcos aguas arriba del
150 manantial termal (SM1), río San Marcos aguas abajo del manantial termal (SM2), río Seco
151 (RS) y río Dolores en la entrada al embalse El Cajón (EC). El muestreo se realizó en el mes
152 de abril de 2021. Se midieron en campo los siguientes parámetros físico – químicos:
153 temperatura de agua, pH, conductividad eléctrica (CE) y sólidos totales disueltos (STD)
154 utilizando un instrumento portátil multiparamétrico (Hanna HI 991301; precisión: 0.01 pH,
155 1µS/cm y 1 mg/L respectivamente). La alcalinidad y la sílice disuelta se analizaron *in situ*, la
156 primera por titulación con los reactivos indicadores fenolftaleína y azul de bromofenol, y la
157 segunda utilizando un fotómetro de campo marca Hanna HI 96717, mediante una
158 adaptación del método de azul de heteropoli. Se recolectaron 5 muestras de agua para el

159 análisis de elementos mayoritarios y 4 para el análisis de elementos trazas. En todos los
160 casos se filtraron con filtro de 0.45 μm de tamaño de poro en botellas de polietileno de alta
161 densidad. En el caso de las muestras para análisis de trazas se adicionaron 0.6 mL de
162 HNO_3 puro. Para el análisis de las relaciones isotópicas $^2\text{H}/^1\text{H}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ se tomaron 4
163 muestras en botellas de vidrio oscuro de 60 ml sin cámara de aire. Las determinaciones
164 físico – químicas y las coordenadas de los sitios de muestreo se detallan en el Cuadro 1.

165 Los cationes (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} y Li^+) y los aniones (Cl^- , SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , NO_3^- , Br^- y F^-) fueron
166 determinados mediante cromatografía iónica (Eco IC Metrohm; calibrado con estándares
167 *TraceCERT*®) en el Laboratorio de Geoquímica de Aguas perteneciente al IBIGEO –
168 CONICET de la Universidad Nacional de Salta (UNSa). La determinación de elementos
169 minoritarios y trazas se realizó en el laboratorio químico del Servicio Geológico Minero
170 Argentino (SEGEMAR, Buenos Aires). La determinación se llevó a cabo siguiendo el método
171 3125 del Standard Methods, 23rd Edition y la validación usando materiales de referencia
172 certificados.

173 Las relaciones isotópicas $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y $^2\text{H}/^1\text{H}$ (expresadas como $\delta^{18}\text{O} - \text{H}_2\text{O}$ y $\delta^2\text{H} - \text{H}_2\text{O}$ ‰ vs.
174 V – SMOW, respectivamente) se determinaron mediante un espectrómetro de anillo de
175 cavidad (CRDS, L2120-i, Picarro, USA) unido a un módulo de vaporizador (A0211 *high –*
176 *precision vaporizer*) y un módulo de autoanalizador (A0325), en el Laboratorio del Grupo de
177 Estudios Ambientales, IMASL (CONICET – Universidad Nacional de San Luis), San Luis,
178 Argentina. Las incertidumbres son <0.1 ‰ y <0.5 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, respectivamente. Los
179 resultados de la composición química de iones mayoritarios e isotópica y los resultados
180 correspondientes a los elementos minoritarios y trazas se presentan en el Cuadro 2 y 3,
181 respectivamente.

182 La especiación y el cálculo de los índices de saturación ($\text{IS} = \log [\text{IAP}/\text{Ksp}]$; donde IAP:
183 Producto de actividad iónica y Ksp: constante del producto de solubilidad, Nordstrom y
184 Campbell 2014) fueron calculados mediante el *software* Phreeqc 3.0 (Parkhurst y Appelo
185 2013) usando la base de datos Phreeqc.dat. Los resultados obtenidos se presentan en el

186 Cuadro 4. Los índices de saturación mineral de las fases sólidas indican estados de sub
187 saturación $IS < 0$ (disolución) y sobresaturación $IS > 0$ (precipitación) para el agua con
188 respecto a la fase mineral, mientras que $IS = 0$ indica que la solución está en equilibrio
189 (Nordstrom y Campbell 2014).

190 **RESULTADOS**

191 **Composición química e isotópica de las aguas**

192 Los cuadros 1 y 2 muestran las características físico – químicas de las muestras
193 recolectadas, así como su composición química e isotópica.

194 La temperatura del manantial termal (TP1) es de $21.8\text{ }^{\circ}\text{C}$, mientras que para los cauces
195 superficiales los valores varían entre $19.02\text{ }^{\circ}\text{C}$ (RS) y $21.74\text{ }^{\circ}\text{C}$ (SM1). Las mediciones en
196 cauces superficiales se realizaron en diferentes momentos del día y las variaciones de
197 temperatura podrían estar influenciadas por este factor. El agua del manantial termal
198 presenta un valor de pH cercano a neutro (6.15), por el contrario, en los cauces superficiales
199 los valores de pH son ligeramente alcalinos (en promedio 8.2). La muestra TP1 tiene un alto
200 valor de CE ($7105\text{ }\mu\text{S/cm}$) y STD (3509 mg/L), a diferencia de los cauces superficiales en
201 donde los valores de CE y STD varían desde $998\text{ }\mu\text{S/cm}$ (SM1) a $1236\text{ }\mu\text{S/cm}$ (RS) y 499
202 mg/L (SM1) a 647 mg/L (RS), respectivamente. La alcalinidad total, expresada como mg/L
203 de CaCO_3 es de 1170 mg/L en la muestra TP1 y varía desde 177 mg/L (SM2) y 270 mg/L
204 (RS y EC) en los cauces superficiales. La muestra de agua del manantial termal TP1 se
205 clasifica como $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$, mientras que las muestras correspondientes a las aguas
206 superficiales son de tipo $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$, excepto por SM2 (tomada luego del aporte del
207 manantial termal) que tiene una composición $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$.

208 El catión dominante en el agua del manantial termal es el Na^+ con una concentración de
209 579.56 mg/L , seguido en abundancia por el Ca^{2+} (205.5 mg/L), K^+ (24.45 mg/L) y Mg^{2+} (13.43
210 mg/L), respectivamente. El Li^+ se presenta con un valor de 1.48 mg/L , mientras que el
211 contenido de sílice disuelta es de 67 mg/L . Entre los aniones, el de mayor concentración es

212 el HCO_3^- con un valor de 1401.3 mg/L, seguido por el Cl^- , SO_4^{3-} , Br^- , NO_3^- y, por último, el F^- .
213 En el agua de los cauces superficiales, el catión dominante es el Ca^{2+} con una
214 concentración de 78.01 mg/L (RS), seguido por el Na^+ (69.58 mg/L; EC), y menores
215 concentraciones de Mg^{2+} y K^+ . Por otro lado, el HCO_3^- domina en los aniones con una
216 concentración de 323.8 mg/L (EC), seguido por el SO_4^- (36.58 mg/L; RS), Cl^- (16.52 mg/L;
217 EC), NO_3^- (5.93 mg/L; SM1), F^- (3.56 mg/L; RS) y, por último, el Br^- (2.37 mg/L; RS). Los
218 valores de sílice disuelta varían entre 38 mg/L (RS) y 30 mg/L (EC).

219 Con respecto a los elementos traza (Cuadro 3), en el manantial el elemento que se
220 encuentra en mayor concentración es el Fe (4349 $\mu\text{g/L}$), seguido por el Mn (770 $\mu\text{g/L}$), B
221 (329 $\mu\text{g/L}$), Ba (49 $\mu\text{g/L}$), Be y Al (16 $\mu\text{g/L}$), As (12 $\mu\text{g/L}$), Mo (8.3 $\mu\text{g/L}$), Zn (6.7 $\mu\text{g/L}$), Ni (4.9
222 $\mu\text{g/L}$), Cu (2.9 $\mu\text{g/L}$), Se (2.7 $\mu\text{g/L}$), V (0.59 $\mu\text{g/L}$). Elementos como el Sb, Co, Cd, Cr y Pb se
223 encuentran debajo del límite de cuantificación del equipo. Por otro lado, en las muestras
224 correspondientes a las aguas superficiales, el elemento que domina es el Ba (240 $\mu\text{g/L}$; RS),
225 seguido por el B (220 $\mu\text{g/L}$; EC). Los siguen en abundancia el Mn (58 $\mu\text{g/L}$; RS), Fe (41 $\mu\text{g/L}$;
226 SM1), Mo (14 $\mu\text{g/L}$; EC), V (10 $\mu\text{g/L}$; RS), Al (7.9 $\mu\text{g/L}$; EC), Zn (7.8 $\mu\text{g/L}$; RS), Cu (4 $\mu\text{g/L}$;
227 RS), As (3.1 $\mu\text{g/L}$; SM1), Ni (1.2 $\mu\text{g/L}$; RS) y Cr (0.25 $\mu\text{g/L}$; RS y EC). Mientras que los
228 elementos que se encuentran bajo el límite de cuantificación del equipo son: Se, Sb, Be, Co,
229 Cd, Cr (en SM1), y Pb.

230 La composición isotópica de las muestras de los caudales superficiales expresados como
231 $\delta^{18}\text{O} - \text{H}_2\text{O}$ y $\delta^2\text{H} - \text{H}_2\text{O}$ ‰ vs. V – SMOW varía entre -4.81 y 6.31 ‰, y -25.54 y -33.11 ‰,
232 respectivamente. En el caso del manantial termal corresponde a valores de -6.09 $\delta^{18}\text{O}$ y -
233 33.62 $\delta^2\text{H}$ ‰ vs V – SMOW.

234 **DISCUSIÓN**

235 **Procesos que controlan la composición química del agua**

236 ***Elementos mayoritarios***

237 La composición bicarbonatada mixta de las aguas de los cauces superficiales estudiados,
238 con pH ligeramente alcalino es consistente con las características hidroquímicas de los ríos
239 de montaña de las Sierras de Córdoba (Lecomte et al. 2011). Mientras que, aguas abajo del
240 manantial termal TP1 (bicarbonatado sódico), el río San Marcos (SM2) adquiere un mayor
241 contenido en el ion Na^+ cambiando su composición a bicarbonatada sódica debido al aporte
242 del manantial. Si bien, los ríos estudiados presentan similitudes con los descritos por
243 Lecomte et al. (2011), se observa que todos presentan mayores valores de STD (promedio
244 alrededor de 560 mg/L). Una mayor salinidad, así como una mayor alcalinidad de los ríos
245 podría explicarse por una significativa recepción tanto de aguas de escorrentía como de
246 aguas subterráneas provenientes de fracturas, lo que favorece las reacciones de
247 disolución/hidrólisis de los minerales (Lecomte et al. 2011).

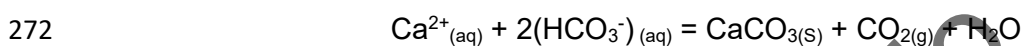
248 En el diagrama de Schöeller (Fig. 5) es posible observar que todas las muestras
249 correspondientes a las aguas de cauces superficiales (SM1 – SM2 – RS – EC) tienen
250 pendientes similares en sus componentes, excepto en el caso del Ca^{2+} en la muestra SM2.

251 Antes del aporte del manantial (SM1), el curso del río San Marcos presenta una
252 concentración de Ca^{2+} de 48.71 mg/L, mientras que, luego del manantial (SM2) disminuye a
253 un valor de 0.29 mg/L. Esta deficiencia de Ca^{2+} observada en SM2 podría explicarse por la
254 influencia del manantial y la mezcla con aguas ricas en CO_2 que favorecen la precipitación
255 de carbonato de calcio, proceso evidenciado por la presencia de travertino en la margen del
256 río San Marcos.

257 El manantial termal (TP1) posee un patrón diferente con respecto a las demás muestras,
258 con concentraciones más altas de todos los elementos del diagrama, principalmente para el
259 Cl^- , siendo éste un anión abundante en las aguas de origen termal (Giggenbach 1991). Este
260 tipo de aguas bicarbonatadas sódicas asociadas a manantiales termales como el de Tai
261 Pichín ya han sido previamente identificadas en otras manifestaciones termales de la zona,
262 como en la perforación Cerro Uritorco (Pesce 2005; Chiodi 2009; Chiodi et al. 2011, 2014) y

263 otras manifestaciones termales presentes en el país (p. ej. Los Nacimientos; Catamarca,
264 Termas de Rosario de la Frontera; Salta, Termas Chajarí; Entre Ríos; Fig. 6).

265 En cuanto a la fase gaseosa del manantial termal, el modelado geoquímico demuestra que
266 el CO₂ está en equilibrio (Cuadro 4) con el agua del manantial termal (TP1), siendo
267 consistente con la presencia de depósitos travertínicos en los alrededores del área de
268 surgencia. La presencia de travertino según Wang et al. (2015) ocurre como consecuencia
269 de tres tipos de procesos: el físico – químico, físicos y biológicos. El primero es el más
270 importante e incluye las tres fases que componen el sistema carbonato: sólido (carbonato),
271 líquido (agua) y gas (CO₂) y está representado por la siguiente reacción:



273 La química de las muestras de agua se examinó mediante el uso de diferentes diagramas
274 binarios con el fin de identificar los procesos de interacción agua - roca que gobiernan la
275 composición del agua. Elango y Kannan (2007) describen que diferentes procesos químicos,
276 generalmente, ocurren durante la interacción agua - roca, incluyendo
277 disolución/precipitación, oxidación/reducción y procesos de intercambio iónico. Según la
278 composición química inicial del agua, las formaciones geológicas y el tiempo de residencia,
279 estas reacciones químicas varían con frecuencia tanto en el espacio como en el tiempo .

280 Analizando la relación molar Na⁺/Cl⁻ (>1) (Fig. 7a) se observa que las muestras
281 pertenecientes a aguas superficiales, así como la muestra del manantial termal (TP1), se
282 encuentran desplazadas de la línea 1:1 hacia concentraciones mayores de Na⁺. La relación
283 Na⁺/Cl⁻ ~1 generalmente implica procesos de disolución de la halita, mientras que una
284 concentración más alta de sodio que de cloro se interpreta típicamente como sodio liberado
285 por la meteorización de silicatos (Meybeck 1987). Por otro lado, el Cl⁻ es un ion conservativo
286 por excelencia a través del ciclo hidrológico y se suele utilizar como referencia en cuanto al
287 aporte atmosférico en muchos sistemas hídricos, siempre que no existan sales cloruradas
288 en la zona (Petelet-Giraud y Negrel 2007), por lo que el Cl⁻ podría tener como fuente
289 principal el ingreso atmosférico a través de la recarga de lluvia (Meybeck 1983; Sarin et al.

290 1989; Négrel y Roy 1998). No obstante, el proceso de mezcla con aguas con menor
291 contenido de Cl⁻ no puede descartarse.

292 Según Elango et al. (2003) la meteorización de silicatos es predominante si los iones
293 bicarbonato y sulfato superan al calcio y al magnesio. Esto se observa en el diagrama
294 $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ (Fig. 7b), en donde todas las muestras están situadas debajo de
295 la línea de proporción 1:1, este comportamiento, sumado a la alta concentración de sodio,
296 es consistente con la mineralogía de la roca huésped y se podría explicar por lixiviación de
297 silicatos calco sódicos (p. ej. plagioclasas sódicas y sus productos de alteración) que se
298 encuentran dentro de las rocas del basamento cristalino (p. ej. Massabie 1982; Candiani et
299 al. 2001).

300 ***Elementos traza***

301 Las muestras pertenecientes a cauces de aguas superficiales presentan un patrón similar
302 ligeramente enriquecido con respecto al promedio mundial de aguas superficiales (Fig. 8,
303 Gaillardet et al. 2003). Mientras que, el manantial termal presenta enriquecimientos de entre
304 1 y 3 órdenes de magnitud en Be, Fe, Se, Ni, Mn, Mo, B, As y Zn, asociados a procesos de
305 interacción agua – roca. Durante la circulación profunda, la temperatura adquirida por el
306 agua le confiere mayor capacidad de lixiviación de las rocas por las que circula (p. ej.
307 Khaska et al. 2015; Stefánsson et al. 2019). En el caso del Be podría tener una fuente de
308 lixiviación de las fases más cuarzosas del basamento asociado a pegmatitas que contienen
309 muscovita, biotita, berilo, triplita y apatita (Dahlquist et al. 2016). En tanto que el Fe, Ni, Mn,
310 Mo, As y Zn podrían estar asociados a la lixiviación de filosilicatos ricos en Fe y con trazas
311 de metales como la biotita y óxidos, abundantes en el basamento metamórfico y granítico.

312 Para el caso particular del flúor, se observó que todos los ríos presentan contenidos de F⁻
313 (Cuadro 2) consistentes con los determinados por García et al. (2012). Estos autores
314 determinaron que la presencia de F⁻ disuelto en las aguas naturales es mayormente de
315 origen geogénico y se origina por la meteorización de minerales portadores de flúor,

316 principalmente biotitas y apatitas, que componen la litología dominante de la región.
317 Además, en el manantial se observó una alta concentración en F^- . Esta misma está
318 asociada al prolongado tiempo de residencia y, por lo tanto, a una mayor interacción agua -
319 roca favorecida por la circulación del fluido a través de las fracturas.

320 Lecomte et al. (2009) señalan que la geoquímica de elementos disueltos en los ríos de
321 montaña de las Sierras Pampeanas de Córdoba, además de estar afectadas por las
322 características climáticas y litológicas, también están indirectamente controlada por la
323 geomorfología dominante (tamaño de la cuenca, pendiente y densidad de drenaje), la cual
324 afecta el tiempo de residencia del agua en el reservorio y, por lo tanto, la extensión del
325 contacto roca - agua.

326 ***Composición isotópica de los fluidos***

327 En la figura 9 se observa que los valores isotópicos (Cuadro 2) de las muestras analizadas
328 se ubican próximos tanto a la Línea Meteorica Mundial (LMM; $\delta^2H \text{‰} = 8 * \delta^{18}O + 10 \text{‰}$)
329 definida por Craig (1961) como a la Línea Meteorica Local (LML; $\delta^2H \text{‰} = 8.24 \pm 0.22 * \delta^{18}O$
330 $+ 14.58 \pm 1.21 \text{‰}$) definida por Cabrera et al. (2013) para un amplio sector de la llanura
331 cordobesa, indicando un origen meteorico para las muestras analizadas. El manantial Tai
332 Pichín (TP1) presenta una composición isotópica similar a las muestras tomadas para
333 cauces superficiales lo que indicaría que la recarga del agua del manantial termal es local, a
334 partir de las precipitaciones.

335 Con el objetivo de integrar la información isotópica generada para el manantial Tai Pichín,
336 los resultados obtenidos fueron comparados con los existentes para las demás aguas
337 termales de la provincia de Córdoba (Chiodi 2009; Cabrera et al. 2010; Chiodi et al. 2011).
338 Se puede observar que el manantial Tai Pichín (Fig. 9) tiene una isotopía muy similar a la de
339 las restantes manifestaciones hidrotermales descritas para la provincia (Chiodi et al. 2014),
340 tanto en el ambiente de llanura, como en el ambiente de serranía y de salinas. No se

341 observa en ningún caso enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ por intercambio isotópico con la roca de
342 caja a elevadas temperaturas ($>150\text{ }^\circ\text{C}$; Truesdell y Hulston 1980).

343 **Geotermometría**

344 **Geotermómetros catiónicos**

345 Con el objetivo de estimar la temperatura en profundidad del agua del manantial TP1, se
346 aplicó el geotermómetro Na-K-Mg de Giggenbach (1988). Este método permite clasificar las
347 aguas según su equilibrio con la roca circundante, indicando en este caso, una falta de
348 equilibrio químico con la roca de caja (Fig. 10a). Aunque las temperaturas calculadas
349 sugieren una falta de equilibrio o bien mezcla durante el ascenso con fluidos superficiales
350 fríos (Giggenbach 1988), la proximidad al campo de equilibrio parcial indica que estas
351 estimaciones podrían ser orientativas. Las temperaturas estimadas mediante los pares K/Na
352 y K/Mg fueron de $172\text{ }^\circ\text{C}$ y $84\text{ }^\circ\text{C}$, respectivamente (Cuadro 5). La relación K/Na, que
353 responde más lentamente a los cambios (cinética lenta), representa las condiciones
354 presentes en profundidad y otorga temperaturas más altas (Giggenbach 1988, 1991). Por
355 otro lado, la relación K/Mg, que responde más rápidamente a los cambios (cinética veloz),
356 representa condiciones más superficiales y generalmente otorga temperaturas más bajas
357 (Giggenbach 1988; 1991). Se obtiene una temperatura $\sim 170\text{ }^\circ\text{C}$, similar al calculado con el
358 par K/Na cuando se aplica el diagrama binario $10 \cdot \text{Mg}^{2+} / (10 \cdot \text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+})$ vs. $10 \cdot \text{K}^+ / (10$
359 $\cdot \text{K}^+ + \text{Na}^+)$ (Giggenbach 1988; Fig. 10b). Sin embargo, es importante señalar que estas
360 estimaciones de temperatura deben tomarse con precaución debido a la falta de equilibrio
361 con la roca de caja.

362 **Geotermómetros de sílice**

363 En el cuadro 5 se presentan las estimaciones de temperatura utilizando los geotermómetros
364 de sílice propuestos por Fournier (1973). Estos geotermómetros se basan en la variación de
365 la solubilidad de la sílice con la temperatura (Fournier 1991). A temperaturas $>200\text{ }^\circ\text{C}$, el
366 cuarzo es la fase principal que controla la solubilidad de la sílice, a temperaturas más bajas

367 con su forma microcristalina, la calcedonia y, por último, a temperaturas <120 °C, la
368 cristobalita es la fase comúnmente considerada (Fournier 1991). La temperatura obtenida
369 con el geotermómetro de calcedonia fue de 87 °C, coincidiendo con el rango de temperatura
370 mínimo obtenido por el par K/Mg (84 °C). Es fundamental destacar que estas estimaciones
371 deben interpretarse con precaución, ya que podrían verse afectadas por procesos de
372 precipitación a medida que el fluido asciende y se enfría. El geotermómetro de la calcedonia
373 proporciona una estimación valiosa, sugiriendo que el rango de temperatura mínima del
374 agua en profundidad estaría alrededor de 87 °C.

375 **Localización del manantial Tai Pichín y su relación con la tectónica**

376 En la República Argentina los sistemas geotermales de altas temperaturas (>230 °C; Sanyal
377 2005) están localizados en el sector oeste asociados con el arco magmático Neógeno –
378 Cuaternario. Mientras que, hacia el este, en la región extra andina, los sistemas geotermales
379 son de baja temperatura (<150 °C; Sanyal 2005) y están asociados a la circulación profunda
380 de aguas meteóricas (Pesce y Miranda 2003; Chiodi et al. 2020). En la provincia de
381 Córdoba, el carácter termal de las aguas subterráneas podría estar asociado a dos eventos
382 tectónicos diferentes: la extensión cretácica y la compresión andina (Chiodi et al. 2014).
383 Dado a que varias de las manifestaciones de la provincia están ubicadas espacialmente
384 sobre depocentros cretácicos (p. ej. Cuenca de Gral. Levalle, Cuenca Chacoparanaense,
385 entre otras; Fig. 1) diferentes autores han relacionado la presencia de una ligera anomalía
386 térmica en el subsuelo de la llanura cordobesa con el adelgazamiento cortical producto de la
387 extensión cretácica (Bonorino 1988; Lema 1999; Cabrera et al. 2010; Chiodi et al. 2011).
388 Para el caso de las manifestaciones ubicadas en el ambiente de llanura, Chiodi et al. (2014)
389 proponen dos hipótesis para explicar su origen: la primera relacionada directamente a los
390 depocentros cretácicos, vinculada a gradientes ligeramente anómalos producto del
391 adelgazamiento cortical o bien, a la circulación profunda de los fluidos a través de
392 estructuras y sedimentos cretácicos en un área de gradiente normal. La segunda, estaría

393 relacionada a la descarga de los acuíferos profundos pertenecientes al Sistema Termal
394 Paranaense.

395 Para las manifestaciones ubicadas en las Sierras de Córdoba, Chiodi et al. (2014) sugieren
396 circulación profunda de los fluidos a través de estructuras compresivas andinas en áreas de
397 gradiente geotérmico normal o anómalo posiblemente vinculado a la actividad Neógena. Las
398 manifestaciones localizadas dentro de este ambiente, están principalmente relacionadas a
399 estructuras como la falla de la Sierra de Pocho (El Quicho; 13 en Fig. 1, Serrezuela; 14 en
400 Fig. 1 y Piedrita Blanca; 15 en Fig. 1) y la falla de la Sierra Chica (perforación en Villa
401 Giardino; 10 en Fig. 1). Para el caso particular de la manifestación Tai Pichín, Pleitavino et
402 al. (2021) sugieren una relación entre el manantial y las estructuras vinculadas a la actividad
403 Neógena reconocidas por Massabie (1987) y Massabie et al. (2003).

404 Para el área termal Tai Pichín debido a la foliación, el fracturamiento y el diaclasado en tres
405 direcciones (N320°/90°, N55°/90 y N260°/90, respectivamente) el ascenso del agua se
406 produciría subverticalmente, controlado por las estructuras reconocidas alrededor del
407 manantial (Fig. 11). En este sentido, el fracturamiento y las diaclasas serían las estructuras
408 de mayor permeabilidad. La presencia de fallas, fracturas y diaclasas que generan
409 porosidad y permeabilidad secundaria son fundamentales para el flujo e infiltración de aguas
410 meteóricas, al mismo tiempo que permiten el ascenso de fluidos calentados en profundidad
411 (Cinti et al. 2009).

412 En cuanto a la fuente de calor, la hipótesis de una posible relación entre la concentración de
413 elementos radioactivos de las principales intrusiones graníticas en las sierras de Córdoba y
414 la localización de las manifestaciones fue propuesta por diversos autores para explicar el
415 calentamiento de agua profunda (p. ej. Cabrera et al. 2010; Chiodi et al. 2011; Pleitavino et
416 al. 2021). El plutón Capilla del Monte fue definido por Pleitavino et al. (2021) como un granito
417 con una producción de calor marginal (*marginal heat production*; MHP). Ante esto y debido a
418 que el manantial se encuentra próximo a la intrusión no se descarta la posibilidad de una
419 relación entre los lineamientos oblicuos reactivados durante la neotectónica Andina y la

420 presencia del plutón Capilla del Monte como potencial fuente de calor debido a su alto
421 contenido de elementos radioactivos (Pleitavino et al. 2021 y referencias allí).

422 ***Modelo conceptual preliminar del área geotermal Tai Pichín***

423 Basado en los datos geoquímicos y estructurales disponibles, se propone el siguiente
424 modelo conceptual preliminar (Fig. 12): un fluido de composición $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$ con
425 temperaturas de al menos 84 - 87 °C en profundidad (basado en el geotermómetro de la
426 calcedonia y el par K/Mg), alojado en el basamento metamórfico fracturado del Complejo
427 Metamórfico La Falda (Lyons et al. 1997). Los valores isotópicos del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$)
428 indican que la recarga del acuífero hidrotermal se produce a partir de aguas de origen
429 meteórico. La sierra de Cuniputo constituye la principal zona potencial de recarga, donde las
430 precipitaciones locales se infiltran y alimentan al manantial termal. No obstante, debido a la
431 elevada CE relativa de la muestra del manantial termal (7105 $\mu\text{S}/\text{cm}$), al alto contenido en F
432 y a la temperatura estimada para el agua en profundidad (84 - 87 °C) podría sugerirse un
433 circuito de circulación más extenso, incluyendo como área de recarga también a la zona
434 donde aflora el granito Capilla del Monte. El agua de las precipitaciones se infiltra a través
435 de las fracturas del granito, desciende y aumenta su temperatura causando que el fluido
436 modifique su densidad y migre posteriormente por la foliación de las rocas metamórficas
437 hasta finalmente ascender por el basamento fracturado, convirtiéndose así, en una vía de
438 ascenso para el fluido. El ascenso hacia la superficie se produciría de manera subvertical,
439 controlado por la foliación, el fracturamiento y el diaclasado en tres direcciones: N320°/90°,
440 N55° y N260°/90° respectivamente; siendo las dos últimas las estructuras de mayor
441 permeabilidad.

442 Considerando un gradiente geotérmico promedio (30 °C/Km) y la temperatura estimada por
443 los geotermómetros de 84 - 87 °C, el agua termal debería alcanzar profundidades de ~2 km
444 debajo del sector de surgencia de las termas. Sin embargo, debido al aporte calórico del
445 granito Capilla del Monte (4.54 $\mu\text{W}/\text{m}^3$; Pleitavino et al. 2021), el gradiente local podría ser

446 mayor permitiendo al agua alcanzar las temperaturas estimadas por los geotermómetros a
447 menor profundidad.

448 **CONCLUSIONES**

449 En el área del manantial Tai Pichín, los fluidos de composición $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$ tienen una
450 temperatura de surgencia de 21.8 °C y una temperatura mínima de 87 °C en profundidad,
451 acorde a los valores arrojados por el geotermómetro de la calcedonia. La composición
452 isotópica del manantial termal indica un origen meteórico para el agua, principalmente a
453 partir de las precipitaciones locales. El agua ascendería a la superficie de manera
454 subvertical, controlado por la foliación de la roca y por la combinación de fracturas y un
455 intenso diaclasado.

456 Considerando un gradiente geotérmico promedio (30 °C/km) y una profundidad de 2 km o
457 menor, se podrían establecer dos posibles fuentes de calor para el manantial Tai Pichín.

458 Una vinculada con la circulación profunda de fluidos a través de las estructuras, o bien, un
459 circuito de circulación más superficial, en donde el agua adquiere elevada temperatura
460 debido al calor radiogénico asociado al granito Capilla del Monte (4.54 $\mu\text{W}/\text{m}^3$; Pleitavino et
461 al. 2021). Finalmente, el manantial Tai Pichín requiere de estudios hidrogeológicos,
462 estructurales, etc., complementarios que permitan definir de manera más precisa el modelo
463 conceptual propuesto.

464 **AGRADECIMIENTOS**

465 Este trabajo fue financiado parcialmente mediante proyectos: PICT 2019-03171 y CIUNSA
466 Tipo A, N° 2713, Directora: Dra. Chiodi Agostina, Proyecto Foncyt PICT 2016-0746, Director:
467 Dr. Martino Roberto y Proyecto UNESCO IGCP-707, Directora Dra. Murray Jesica.

468 **REFERENCIAS**

- 469 Armijo, F., de Michele, D., Giacomino, M., Belderrain, A., Corvillo, I. y Maraver, F. 2008.
470 Análisis de las aguas minerales de la provincia de Entre Ríos, Argentina. El
471 termalismo argentino, 4, 55-84.
- 472 Arnosio, J. M. 1995. Secuencias piroclásticas del Complejo Volcánico de Pocho, provincia
473 de Córdoba. Trabajo Final, Universidad Nacional de Córdoba (inédito), 102 p.
474 Córdoba.
- 475 Bellone, D. y Murra, J. 2014. Cartografía y petrología del basamento ígneo-metamórfico del
476 norte de la sierra de Cuniputo, provincia de Córdoba. 19° Congreso Geológico
477 Argentino. Actas: T8—03.
- 478 Beltramone, C. A. 2004. Caracterización morfoestructural del piedemonte occidental de las
479 sierras Chica y de Pajarillo-Copacabana entre La Cumbre y Las Lajas, provincia de
480 Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59(3): 423-432.
- 481 Bonorino, A. G. 1988. Geohidrología del sistema hidrotermal profundo de la región de Bahía
482 Blanca. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 420 p. Bahía Blanca.
- 483 Bona, P. y Coviello, M. 2016. Valoración y gobernanza de los proyectos geotérmicos en
484 América del Sur. Comisión Económica para América Latina y el Caribe (CEPAL).
- 485 Cabrera, A., Blarasin, M. y Matteoda, E. 2010. Análisis hidrodinámico, geoquímico e
486 isotópico de base para la evaluación de sistemas hidrotermales de baja temperatura
487 en la llanura cordobesa (Argentina). Boletín Geológico y Minero 12 (4) 387-400.
- 488 Cabrera, A., Blarasin, M., Dapeña, C. y Maldonado, L. 2013. Composición físico – química e
489 isotópica de precipitaciones del Sur de Córdoba. En VIII Congreso Argentino de
490 Hidrogeología y VI Seminario Latinoamericano sobre Temas Actuales de la Hidrología
491 Subterránea (La Plata, 17 a 20 de septiembre de 2013). Págs. 35-42.

- 492 Candiani, J. C., Stuart-Smith, P., Lyons, P., Carignano, C., Miró, R. y López, H. 2001. Hoja
493 Geológica 3166-II. Cruz del Eje, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio
494 Geológico Minero Argentino, Boletín 249: 1-77, Buenos Aires.
- 495 Capitanelli, R. 1979. Clima. En J. B. Vázquez, R. A. Miatello, y M. E. Roqué (Eds.),
496 Geografía Física de la Provincia de Córdoba (págs. 47 – 138). Editorial Boldt.
497 Córdoba.
- 498 Carignano, C. 1997. Caracterización y evolución de los ambientes geomorfológicos
499 extraserranos del noroeste de la Provincia de Córdoba, durante el Cuaternario
500 Superior. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales,
501 Universidad Nacional de Córdoba, (inédito). Córdoba.
- 502 Carrizo, N. 2013. Estudio, caracterización y relación de las aguas termales del departamento
503 Belén y Andalgalá, provincia de Catamarca. Tesis de Grado, Universidad Nacional
504 de Catamarca (inédita), 157 pp, Catamarca.
- 505 Chebli, G., Mozetic, M., Rosello, E. y Butler, M. 1999. Cuencas sedimentarias de la llanura
506 Chacopampeana. En Caminos R. (Ed.) Geología Argentina, SEGEMAR, Anales
507 29(20) 627-644. Buenos Aires
- 508 Chiodi, A. L. 2009. Tectónica extensional cretácica y manifestaciones hidrotermales en la
509 provincia de Córdoba. Trabajo Final, Universidad Nacional de Córdoba (inédito), 90p.
510 Córdoba.
- 511 Chiodi, A., Martino, R., Fernández, G. y Formica, S. 2011. Manifestaciones hidrotermales en
512 la provincia de Córdoba: caracterización geoquímica e isotópica y su relación con la
513 tectónica. 7° Congreso Argentino de Hidrología y V Seminario Hispano-
514 Latinoamericano sobre temas actuales de la Hidrología Subterránea, 3-10. Salta.

515 Chiodi, A. L., Martino, R. D., Báez, W. A., Fórmica, S. y Fernández, G. 2014. Recursos
516 geotérmicos. En: Martino, R. y Guerreschi, A. (eds.). Geología y Recursos Naturales
517 de la Provincia de Córdoba. Asociación Geológica Argentina, 1179-1188, Córdoba.

518 Chiodi, A. L., Tassi, F., Báez, W., Maffucci, R., Invernizzi, C., Giordano, G., Corrado, S.,
519 Bicocchini, G., Vaselli, O., Viramonte, J. y Pierantoni, P. 2015. New geochemical and
520 isotopic insights to evaluate the geothermal resource of the hydrothermal system of
521 Rosario de la Frontera (Salta, northern Argentina). Journal of Volcanology and
522 Geothermal Research 295: 16-25

523 Chiodi, A. L., Filipovich, R. E., Esteban, C. E., Pesce, A. H. y Stefanini, V. A. 2020.
524 Geothermal Country updates of Argentina: 2015 – 2020. World Geothermal
525 Congress, Actas ID 1516, Reykjavik, Iceland.

526 Chiodi, A. L., Luna, F., Simon, V., Báez, W y Berteá, E. 2023. Evaluación preliminar del
527 potencial geotérmico del área El Galpón (Salta, Noroeste argentino) determinado a
528 través de estudios de geoquímica de fluidos y el método del volumen. Revista de la
529 Asociación Geológica Argentina.

530 Cinti, D., Pizzino, L., Voltattorni, N., Quattrocchi, F y Wallia, V. 2009. Geochemistry of thermal
531 waters along fault segments in the Beas and Parvati valley (north – west Himalaya,
532 Himachal Pradesh) and in the Sohna town (Haryana), India. Geochemical Journal,
533 vol. 43, no 2, p. 65-76.

534 Conde Serra, A. y Johannis, P. 2021. Geotermia en Argentina: Estado, Áreas de interés
535 Potencial. 22p. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de
536 Geología y Recursos Minerales.

537 Craig, H. 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural
538 waters. Science, 133(3467): 1833-1834.

539 Dahlquist, J. A., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Basei, M. A., Alasino, P. H., Saavedra, J.,
540 Baldo, E. G., Murra, J. A. y da Costa Campos Neto, M. 2016. The Capilla del Monte
541 pluton, Sierras de Córdoba, Argentina: the easternmost Early Carboniferous
542 magmatism in the pre-Andean SW Gondwana margin. *International Journal of Earth
543 Sciences* 105, 1287-1305.

544 Elango, L., Kannan, R. y Senthil Kumar, M. 2003. Major ion chemistry and identification of
545 hydrogeochemical processes of groundwater in a part of Kancheepuram district, Tamil
546 Nadu, India. *Environ. Geosci.* 10(4), 157-166.

547 Elango, L. y Kannan, R. 2007. Rock - water interaction and its control on chemical
548 composition of groundwater. *Development in Environmental Science* 5, 229-243.

549 Fournier, R. O. 1973. Silica in thermal waters. Laboratory and field investigations. En:
550 *International Symposium on Hydro geochemistry and Bio chemistry*, Tokyo, vol. 1. Pp.
551 132 – 139.

552 Fournier, R. O. 1991. Water geothermometers applied to geothermal energy. En: D. D'Amore
553 (ed), *Application of Geochemistry on Geothermal Reservoir development*. UNITAR-
554 UNDP, 37-69, Roma.

555 Gaillardet, J., Viers, J. y Dupré, B. 2003. Trace elements in river Waters. *Treatise on
556 Geochemistry*, 5, 605.

557 García, M. G., Lecomte, K. L., Stupar, Y., Formica, S. M., Barrionuevo, M., Vesco, M.,
558 Gallar, R. y Ponce, R. 2012. Geochemistry and health aspects of F-rich
559 mountainous streams and groundwaters from Sierras Pampeanas de Córdoba,
560 Argentina. *Environ Earth Sci* 65: 535-545.

561 Giggenbach, W. F. 1984. Mass transfer in hydrothermal alteration systems-A conceptual
562 approach. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 48 2693-2711.

- 563 Giggenbach, W. F. 1988. Geothermal solute equilibria derivation of Na-K-Mg-Ca
564 geoindicators. *Geochemica et cosmochimica. Acta* 52(12) 2749-2765.
- 565 Giggenbach, W. F. 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. En *Application of*
566 *geochemistry in geothermal reservoir development*. UNITAR, 253-273.
- 567 Grimaldi, P. A y Trillo, C. 2018. Prácticas y usos tradicionales de “cerco” y “monte” por los
568 criollos de San Marcos Sierras (Córdoba, Argentina). *Bonplandia*, 81 – 97.
- 569 Guereschi, A. y Martino, R. 2014. Las migmatitas de las Sierras de Córdoba. En: Martino, R.
570 y Guereschi, A. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*.
571 *Asociación Geológica Argentina*, 67-94, Córdoba.
- 572 Khaska, M., La Salle, C., Videau, G., Flinois, J., Frape, S., Verdoux, P. y Aster Team. 2015.
573 *Deep water circulation at the northern Pyrenean thrust: implication of high*
574 *temperature water-rock interaction process on the mineralization of major spring*
575 *water in an overthrust area*. *Chemical Geology*, 419, 114-131.
- 576 Lecomte, K. L., García, M. G., Formica, S. M. y Depetris, P. J. 2009. Influence of
577 geomorphological variables on mountainous stream water chemistry (Sierras
578 Pampeanas de Córdoba, Argentina). *Geomorphology* 110 195-202.
- 579 Lecomte, K. L., García, M. G., Fórmica, S. M. y Depetris, P. J. 2011. Hidroquímica de los ríos
580 de montaña (Sierras de Córdoba, Argentina): Elementos mayoritarios disueltos. *Latin*
581 *American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 18(1): 43-62.
- 582 Lema, M. 1999. Estudio Hidrogeoquímico de la Hoja 3363-25-2. La Brianza. Tesis de
583 Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 110 p. Córdoba.
- 584 Lira, R. y Sfragulla, J. 2014. El magmatismo devónico-carbonífero: el batolito de Achala y
585 plutones menores al norte del cerro Champaquí. En: Martino, R. y Guereschi, A.
586 (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba*. *Asociación*
587 *Geológica Argentina*, 293-347, Córdoba.

- 588 Llano, J., Nogués, V., Mariano, A., Lamberti, C., Sierra Vaca, D., Sebastián G., Carbajal, F.,
589 Calabrese, S. y D'alessandro W. 2022. Geoquímica de las aguas vinculadas al
590 Complejo Volcánico Planchón – Peteroa, Mendoza-Argentina. Asociación Geológica
591 Argentina, 79; 3; 7-2022; 1-42.
- 592 Lyons, P., Skirrow, R. G. y Stuart-Smith, P. G. 1997. Geology and Metallogeny of the Sierras
593 Septentrionales de Córdoba. 1;250.000 map sheet, Province of Córdoba.
594 Geoscientific mapping of The Sierras Pampeanas Argentine-Australian Cooperative
595 Project. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 27:1-131.
- 596 Martino, R. D. 2003. Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba:
597 Una reseña general. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58(4): 549-571.
- 598 Martino, R. y Guerreschi, A. 2014. La estructura neoproterozoica-paleozoica inferior del
599 complejo metamórfico de las Sierras Pampeanas de Córdoba. En Martino, R. y
600 Guerreschi, A. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba.
601 Asociación Geológica Argentina, 95—128, Córdoba.
- 602 Martino, R. D., Guerreschi, A. B., Carignano, C. A., Sfragulla, J. A. y Bonalumi, A. A. 2020.
603 Mapa Geológico de la Provincia de Córdoba. Instituto de Geología y Recursos
604 Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Publicación N° 176, 82 pp.
605 Buenos Aires
- 606 Massabie, A. C. 1982. Geología de los alrededores de Capilla del Monte y San Marcos,
607 provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37(2): 153-173.
- 608 Massabie, A. C. 1987. Neotectónica y sismicidad en la región de las Sierras Pampeanas
609 Orientales, Sierra de Córdoba, Argentina. 10 Congreso Geológico Argentino, p. 271-
610 274.
- 611 Massabie, A. C., Sanguinetti, A., Lo Forte, G. y Cegarra, M. 2003. La actividad neotectónica
612 en la sierra Baja de San Marcos – Cruz del Eje, flanco occidental de las Sierras

613 Pampeanas Orientales. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 58(4): 653-
614 663.

615 Meybeck, M. 1983. Atmospheric inputs and river transport of dissolved substances. IAHS
616 Publ. 141, 173 – 192.

617 Meybeck, M. 1987. Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river
618 dissolved loads. American Journal of Science 287, 401 - 428.

619 Murra, J. y Baldo, E. 1996. El Granito de Capilla del Monte y su encajonante ígneo-
620 metamórfico, Sierras Pampeanas de Córdoba. XIII, Congreso Geológico Argentino y
621 II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas III: 499-505.

622 Négrel, Ph., Roy, S. 1998. Chemistry of rainwater in the Massif Central (France): a strontium
623 and major element study. Applied Geochemistry 13 (8), 941 – 952.

624 Nordstrom, D. K. y Campbell, K. M. 2014. Modeling Low-Temperature Geochemical
625 Processes. In: Holland, H. D. and Turekian, K. K (eds.). Treatise on Geochemistry,
626 Second Edition, vol 7, pp. 27-68. Oxford: Elsevier

627 Olsacher, J. 1960. Descripción geológica de la hoja 20H, Los Gigantes, provincia de
628 Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minas, Vol. 90. Buenos Aires.

629 Parkhurst, D. L y Appelo, C. A. J. 2013. Description of input and examples for PHREEQC
630 version 3 – A computer program for speciation, batch – reaction, one – dimensional
631 transport, and inverse geochemical calculations: U.S. Geological Survey Techniques
632 and Methods, book 6, chap. A43, 497 p.

633 Pastore, F. y Methol, E. J. 1953. Descripción geológica de la Hoja 19i, Capilla del Monte.
634 Dirección Nacional de Minería, Boletín 79: 1-65, Buenos Aires.

635 Pesce, A y Miranda, F. 2000. Catálogo de manifestaciones termales de la República
636 Argentina. Volumen II – Región Noreste, Centro y Sur. SEGEMAR, 159 p. Buenos
637 Aires.

638 Pesce, A. y Miranda, F. 2003. Catálogo de manifestaciones termales de la República
639 Argentina. Volumen I – Región Noroeste. SEGEMAR, 165 p. Buenos Aires.

640 Pesce, A. H. 2005. Argentina Country Update. Proceedings World Geothermal Congress
641 2005. 12 p. Antalya, Turkey.

642 Petelet-Giraud, E. y Negrel, P. 2007. Geochemical flood deconvolution in a Mediterranean
643 catchment (Hérault, France) by Sr Isotopes, major and trace elements. Journal of
644 Hydrology 337: 224-241.

645 Pleitavino, M., Carro Pérez, M. E., García Aráoz, E. y Cioccale, M. A. 2021. Radiogenic heat
646 production in granitoids from the Sierras de Córdoba, Argentina. Geothermal Energy.
647 9:16 <https://doi.org/10.1186/s40517-021-00198-9>

648 Ramos, V. 1999. Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed.) Geología
649 Argentina, SEGEMAR, Anales 29: 715-759, Buenos Aires.

650 Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning,
651 C. M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian
652 continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst R. J, Rapela, C. W
653 (eds.) The Proto-Andean margin of Gondwana. Geological Society of London Special
654 Publication 142, pp 181-217.

655 Sanyal, S. K. 2005. Classification of geothermal systems – a possible scheme. Proc. 30th
656 Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford.

657 Sarin, M. M., Krishnaswami, S., Dilli, K., Somayajulu, B. L. y Moore, W. S. 1989. Major ion
658 chemistry of the Ganga-Brahmaputra River system: weathering processes and fluxes
659 to the Bay of Bengal. Geochimica et Cosmochimica Acta 53, 997 – 1009.

660 Stefánsson, A., Arnósson, S., Sveinbjörnsdóttir, A., Heinemaier, J. y Kristmannsdóttir, H.
661 2019. Isotope (δD , $\delta^{18}O$, 3H , $\delta^{13}C$, ^{14}C) and chemical (B, Cl). Constrains on water

662 origin, mixing, water – rock interaction and age of low-temperature geothermal water.
663 Applied Geochemistry, 108, 104380.

664 Sussini, M., Herrero Ducloux, E., Brandán, R., Isnardi, H., Galmarini, A., Castillo, M. y
665 Pastore, F. 1938. Aguas Minerales de la República Argentina. Volumen 4 – Provincia
666 de Córdoba. Comisión Nacional de Climatología y Aguas Minerales. Buenos Aires.

667 Talamo, E., Segura, L. y Vilches, F. 2017. Manifestaciones hidrotermales de la provincia de
668 Catamarca. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino, Tucumán.

669 Truesdell, A. H. y Hulston, J. R. 1980. Isotopic evidence on environments of geothermal
670 systems. Handbook of Environmental isotope geochemistry. Vol. 1.

671 Wang, X., Zhou, X., Zhao, J., Zheng, Y., Song, C., Long, M. y Chen, T. 2015. Hydrochemical
672 evolution and reaction simulation of travertine deposition of the Lianchangping hot
673 spring in Yunnan, China, Quaternary International.

Manuscrito aceptado RAGA

Leyenda de figuras

Fig. 1. (a) Mapa de la República Argentina resaltando la provincia de Córdoba. (b) Localización de las manifestaciones hidrotermales de la provincia de Córdoba en función de su ambiente geotectónico y su relación con los depocentros cretácicos, y estructuras y volcanismo andino. Ubicación de las manifestaciones hidrotermales tomadas de Chiodi et al. (2014). Límites de los depocentros cretácicos tomados de Ramos (1999) y Chebli et al. (1999). Localización del volcanismo terciario tomado de Arnosio (1995) y Olsacher (1960). Principales estructuras terciarias tomadas de Martino (2003). Basaltos de Serra Geral: No aflorantes. AL: Alto de Laboulaye, AS: Alto de Saira. Manifestaciones termales: 1 (Surgente de San Basilio), 2 (Surgente de Gral. Soler), 3 (Surgente de Barreto), 4 (Surgente de Anciola), 5 (Perforación Nro. 1 en Gral. Deheza), 6 (2° perforación en Idiázabal), 7 (2° perforación en Ordoñez), 8 (Perforación Nro. 5 en Gral. Levalle), 9 (Perforación en Uritorco), 10 (Perforación en Villa Giardino), 11 (Perforación Nro. 1 en Cruz del Eje), 12 (Manantial Tai Pichín), 13 (Surgente de El Quicho), 14 (Serrezuela), 15 (Piedrita Blanca), 16 (El Chacho) y 17 (Perforación Nro. 1 en Salinas Grandes).

Fig. 2. (a) Mapa geológico de las Sierras Pampeanas de Córdoba (Modificado de Guerreschi y Martino, 2014) mostrando la localización del área de estudio en el margen occidental de la Sierra Chica. (b) Localización de las Sierras Pampeanas en Argentina.

Fig. 3. Mapa geológico del área de estudio en donde se muestra la ubicación de los sitios muestreados. En referencia: ¹Candiani et al. (2001), ²Carrizano (1997), ³Massabie et al. (2003) y ⁴Dahlquist et al. (2016).

Fig. 4. (a) Manantial Tai Pichín. Se observa una coloración rojiza producto de las algas circundantes. (b) Gneis foliado con la presencia de lentes de material cuarzo – feldespático. (c) Afloramiento de travertino en las cercanías del manantial Tai Pichín en el lugar por donde drena al río San Marcos [Tamaño de la maza = 30 cm].

Fig. 5. Diagrama de Schöeller – Berkaloff para las muestras analizadas.

Fig. 6. Diagrama de Piper representando la composición del manantial Tai Pichín y su comparación con otras manifestaciones de la República Argentina. En referencia: ¹Chiodi et al. (2014), ²Carrizo (2013), ³Tálamo et al. (2017), ⁴Chiodi et al. (2015), ⁵Armijo et al. (2008), ⁶Llano et al. (2022).

Fig. 7. (a) Diagrama binario Cl^- vs. Na^+ para el manantial Tai Pichín y los cauces superficiales (SM1 – SM2 – EC – RS). Se indica la línea estequiométrica $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$. (b) Diagrama binario $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ vs. $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ para el manantial Tai Pichín y los cauces superficiales (SM1 – SM2 – EC – RS). Se indica la línea estequiométrica $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ vs. $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$. Concentraciones expresadas en meq/L.

Fig. 8. Diagrama de concentraciones de elementos minoritarios y trazas normalizados al promedio mundial del agua de ríos (Gaillardet et al. 2003).

Fig. 9. (a) Diagrama binario $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}\text{‰}$ para las muestras analizadas comparadas con los isótopos estables existentes para las demás manifestaciones de la provincia de Córdoba. Se indica la Línea Meteórica Mundial (LMM; Craig 1961) y Línea Meteórica Local (LML; Cabrera et al. 2013). En referencia: ¹Chiodi (2009), ²Cabrera et al. (2010) y ³Chiodi et al. (2011).

Fig. 10. (a) Diagrama triangular $\text{Na}/400\text{-K}/100$. (a) Diagrama triangular $\text{Na}/400\text{-K}/100\text{-}\sqrt{\text{Mg}}$ para la muestra del manantial Tai Pichín (TP1), se indican las curvas de equilibrio total y equilibrio parcial. (b) Diagrama binario $10 \times \text{Mg}^{2+} / (10 \times \text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+})$ vs. $10 \times \text{K}^+ + \text{Na}^+$.

Fig. 11. Modelo esquemático de las estructuras reconocidas en el área del manantial

Fig. 12. Modelo conceptual preliminar propuesto para el sistema geotermal del área Tai Pichín. En referencia: ¹ Lyons et al. (1997); ² Pleitavino et al. (2021); ³ Massabie (2003) y ⁴ Massabie (1982).

Fig. 1:

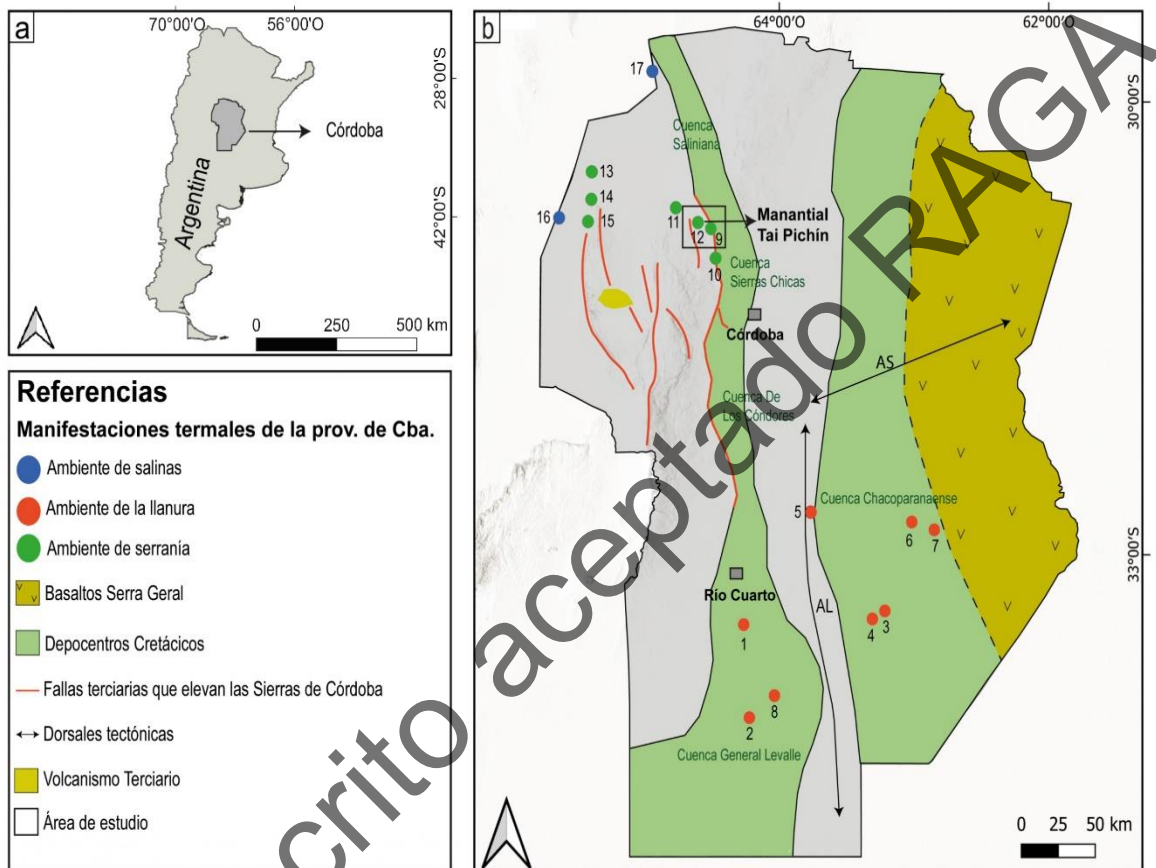


Fig. 1. (a) Mapa de la República Argentina resaltando la provincia de Córdoba. (b) Localización de las manifestaciones hidrotermales de la provincia de Córdoba en función de su ambiente geotectónico y su relación con los depocentros cretácicos, y estructuras y volcanismo andino. Ubicación de las manifestaciones hidrotermales tomadas de Chiodi et al. (2014). Límites de los depocentros cretácicos tomados de Ramos (1999) y Chebli et al. (1999). Localización del volcanismo terciario tomado de Arnosio (1995) y Olsacher (1960). Principales estructuras terciarias tomadas de Martino (2003). Basaltos de Serra Geral: No aflorantes. AL: Alto de Laboulaye, AS: Alto de Saira. Manifestaciones termales: 1 (Surgente de San Basilio), 2 (Surgente de Gral. Soler), 3 (Surgente de Barreto), 4 (Surgente de Anciola), 5 (Perforación Nro. 1 en Gral. Deheza), 6 (2° perforación en Idiázabal), 7 (2° perforación en Ordoñez), 8 (Perforación Nro. 5 en Gral. Levalle), 9 (Perforación en Uritorco), 10 (Perforación en Villa Giardino), 11 (Perforación Nro. 1 en Cruz del Eje), 12 (Manantial Tai Pichín), 13 (Surgente de El Quicho), 14 (Serrezuela), 15 (Piedrita Blanca), 16 (El Chacho) y 17 (Perforación Nro. 1 en Salinas Grandes).

Fig. 2:

Manuscrito aceptado RAGA

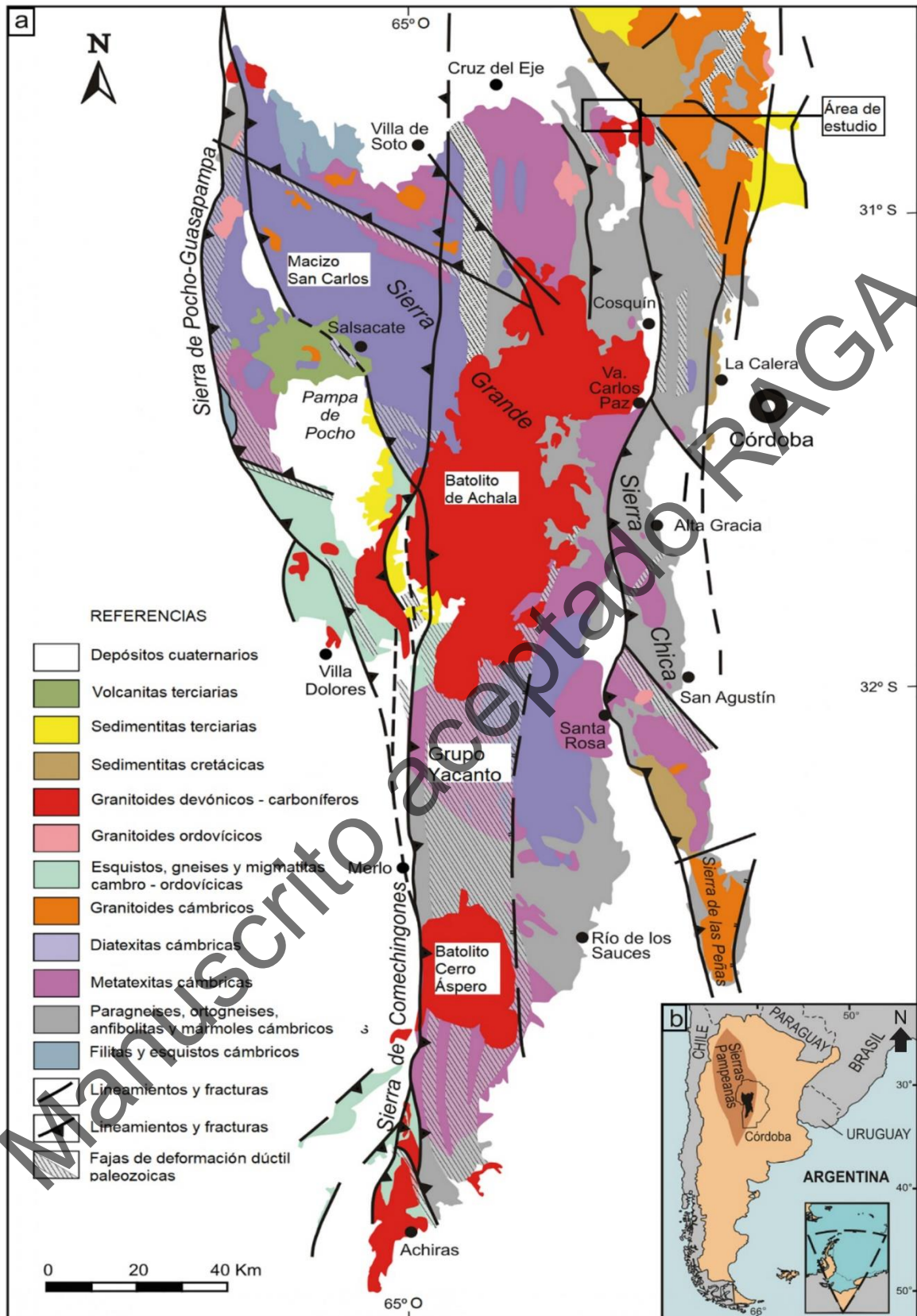


Fig. 2. (a) Mapa geológico de las Sierras Pampeanas de Córdoba (Modificado de Guerreschi y Martino, 2014) mostrando la localización del área de estudio en el margen occidental de la Sierra Chica. (b) Localización de las Sierras Pampeanas en Argentina.

Fig. 3:

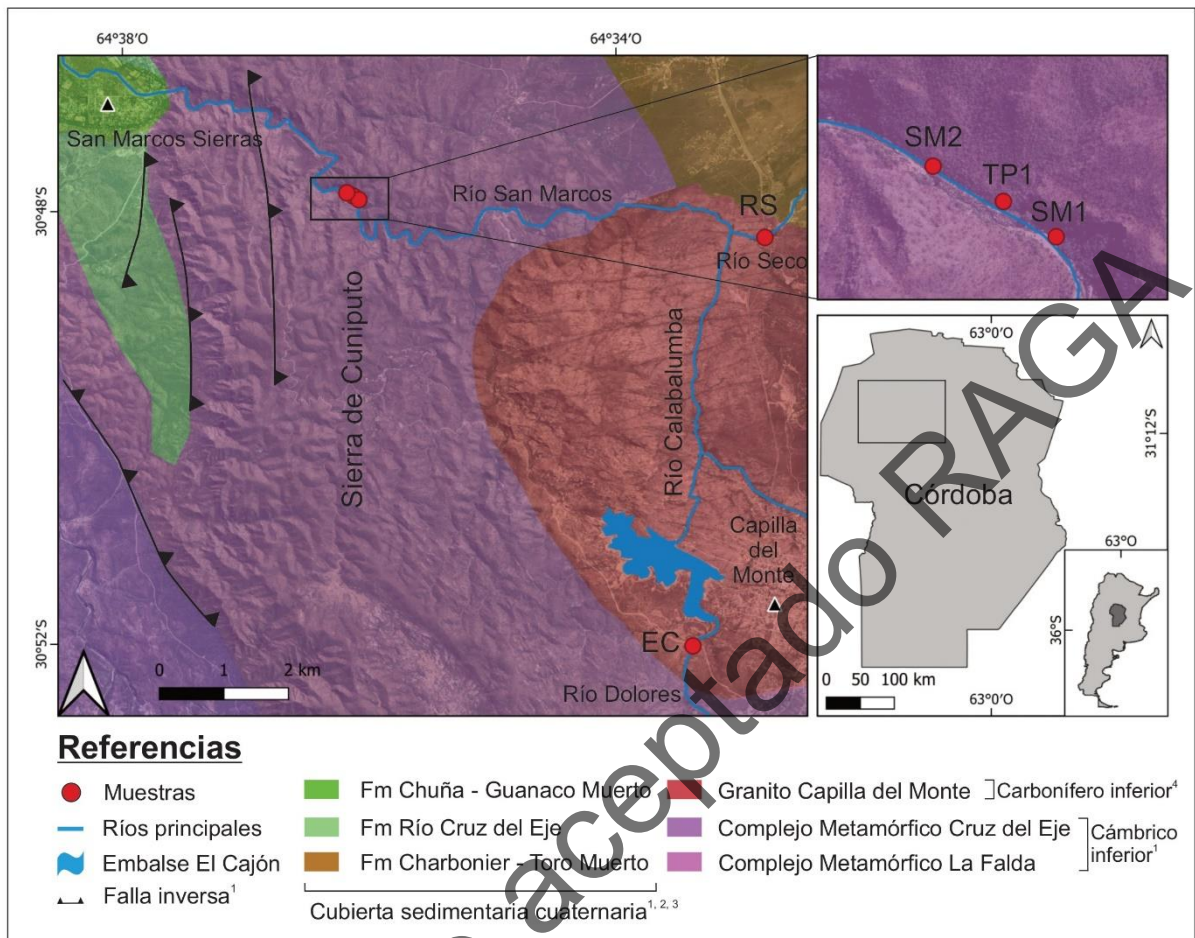


Fig. 3. Mapa geológico del área de estudio en donde se muestra la ubicación de los sitios muestreados. En referencia: ¹Candiani et al. (2001), ²Carignano (1997), ³Massabie et al. (2003) y ⁴Dahlquist et al. (2016).

Fig. 4:



Fig. 4. (a) Manantial Tai Pichín. Se observa una coloración rojiza producto de las algas circundantes. (b) Gneis foliado con la presencia de lentes de material cuarzo – feldespático (en la fotografía muestra con líneas entrecortadas amarillas). (c) Afloramiento de travertino en las cercanías del manantial Tai Pichín en el lugar por donde drena al río San Marcos [Tamaño de la maza = 30 cm].

Fig. 5:

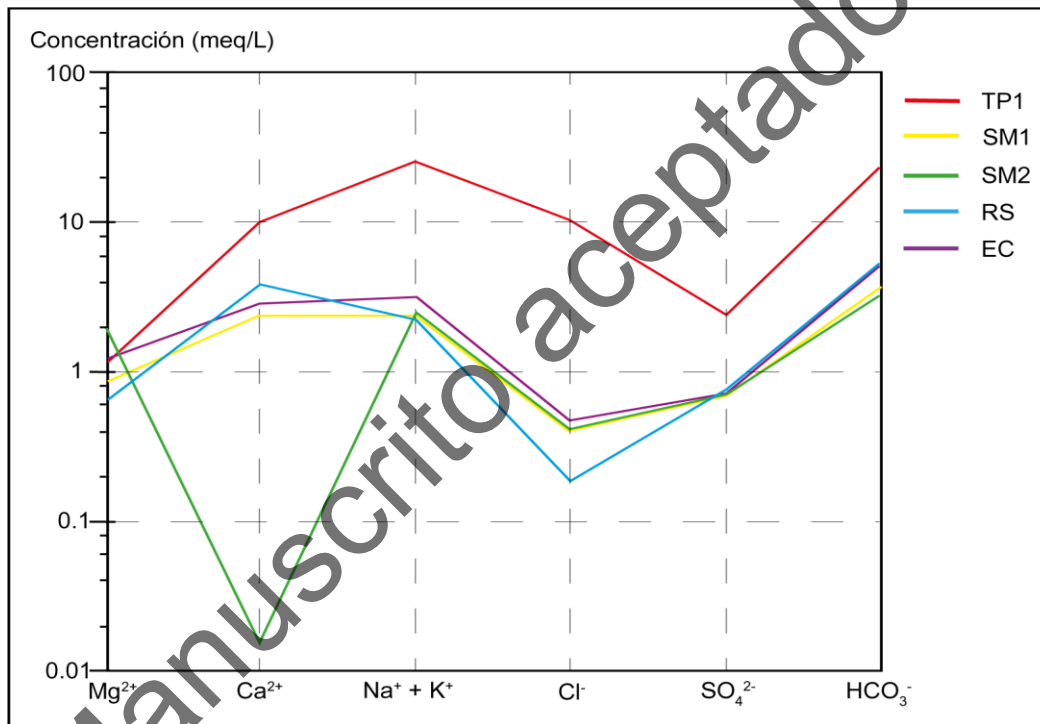


Fig. 5. Diagrama de Schöeller – Berkaloff para las muestras analizadas.

Fig. 6:

Referencias

Bicarbonatadas sódicas

- 1 ▲ Manantial Tai Pichín
- 2 ● Perforación en Uritorco (Córdoba)¹
- 3 ● Baños grandes de Villa Vil (Catamarca)^{2,3}
- 4 ● Los Nacimientos (Catamarca)^{2,3}
- 5 ● Termas Rosario de La Frontera (Salta)⁴
- 6 ● Termas Chajarí (Entre Ríos)⁵
- 7 ● Termas de Concordia (Entre Ríos)⁵
- 8 ● Termas de Villaviciencia (Mendoza)⁶

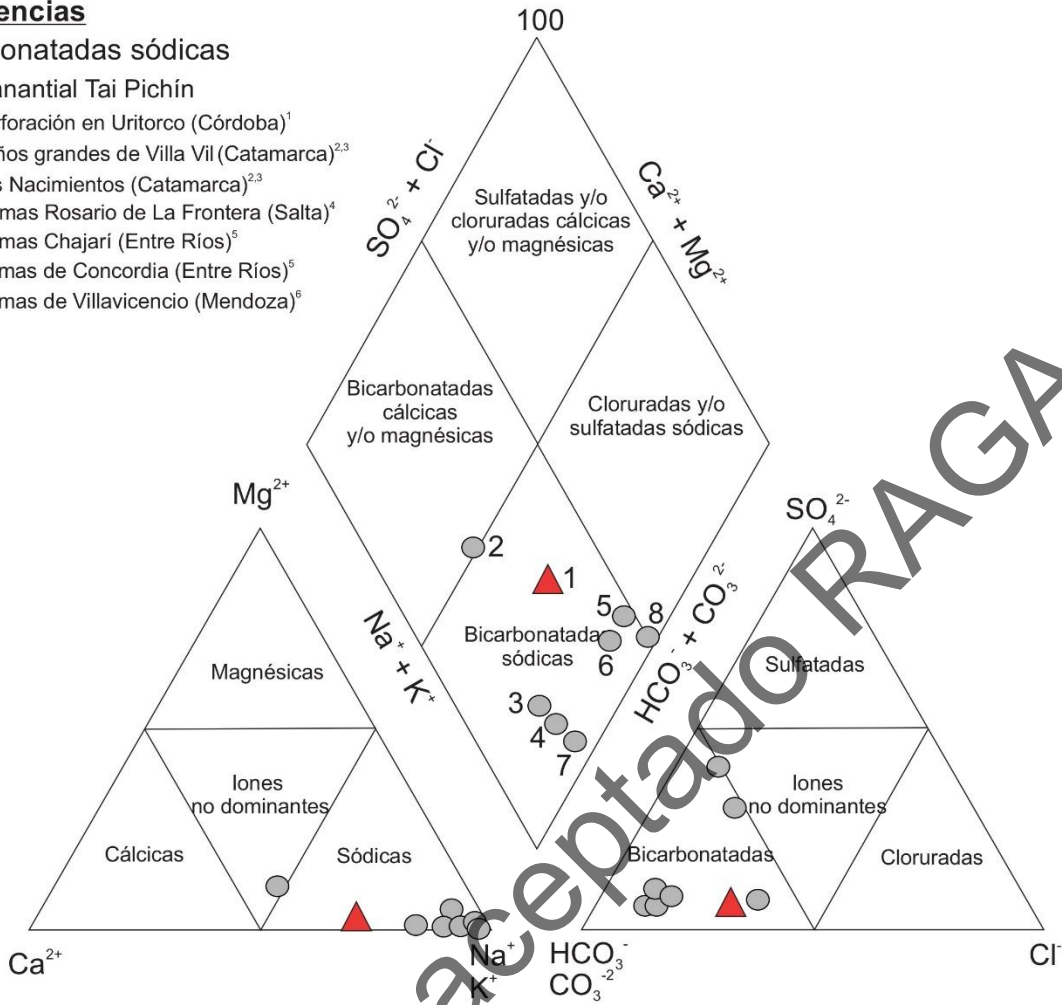


Fig. 6. Diagrama de Piper representando la composición del manantial Tai Pichín y su comparación con otras manifestaciones de la República Argentina de composición similar. En referencia: ¹Chiodi et al. (2014), ²Carrizo (2013), ³Tálamo et al. (2017), ⁴Chiodi et al. (2015), ⁵Armijo et al. (2008), ⁶Llano et al. (2022).

Fig. 7:

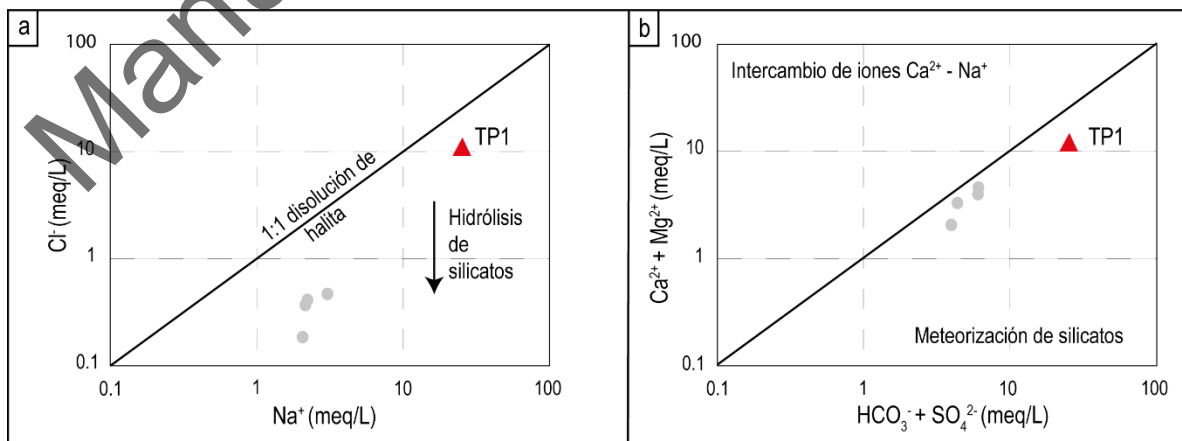


Fig. 7. (a) Diagrama binario Cl^- vs. Na^+ para el manantial Tai Pichín y los cauces superficiales (SM1 – SM2 – EC – RS). Se indica la línea estequiométrica $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$. (b) Diagrama binario $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ vs. $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ para el manantial Tai Pichín y los cauces superficiales (SM1 – SM2 – EC – RS). Se indica la línea estequiométrica $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ vs. $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$. Concentraciones expresadas en meq/L.

Fig. 8:

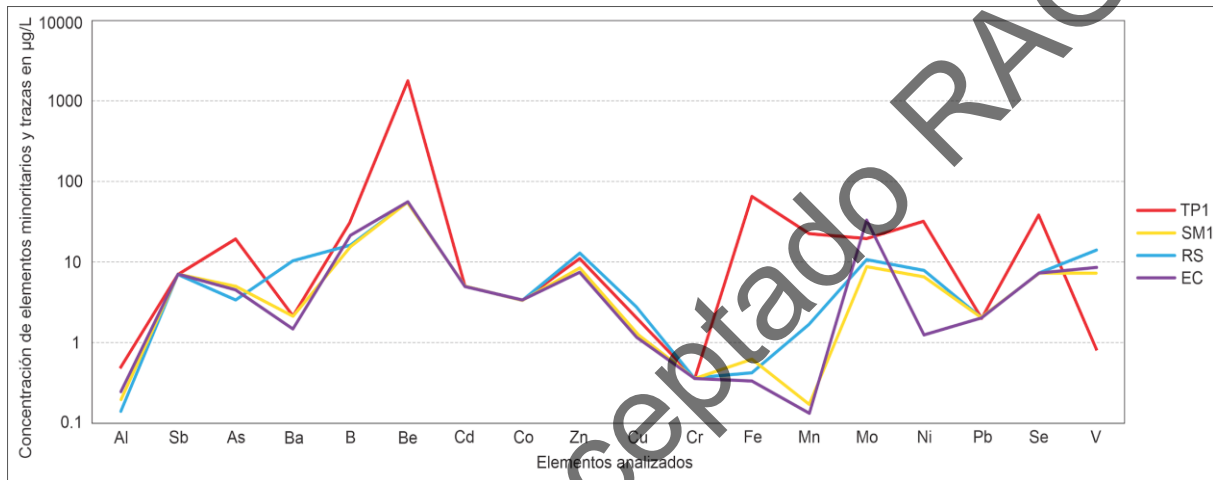


Fig. 8. Diagrama de concentraciones de elementos minoritarios y trazas normalizados al promedio mundial del agua de ríos (Gaillardet et al. 2003).

Fig. 9:

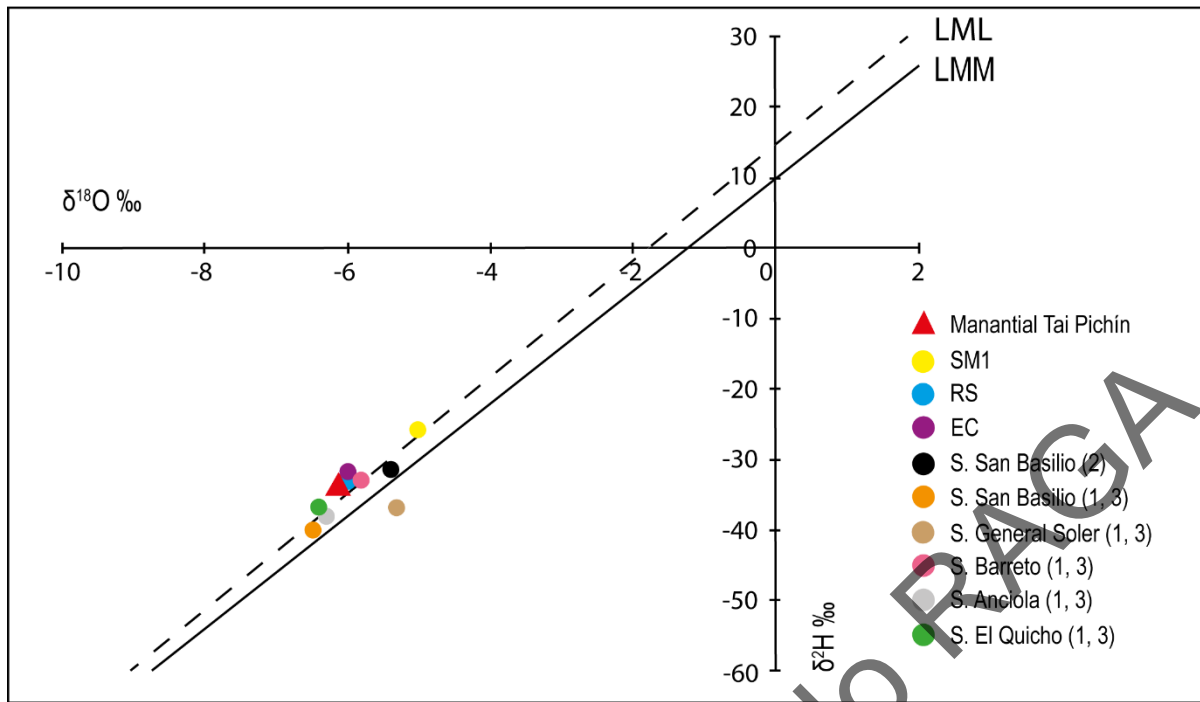


Fig. 9. Diagrama binario $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}\text{‰}$ para las muestras analizadas comparadas con los isótopos estables existentes para las demás manifestaciones de la provincia de Córdoba. Se indica la Línea Meteorica Mundial (LMM; Craig 1961) y Línea Meteorica Local (LML; Cabrera et al. 2013). En referencia: ¹Chiodi (2009), ²Cabrera et al. (2010) y ³Chiodi et al. (2011).

Fig. 10a y b:

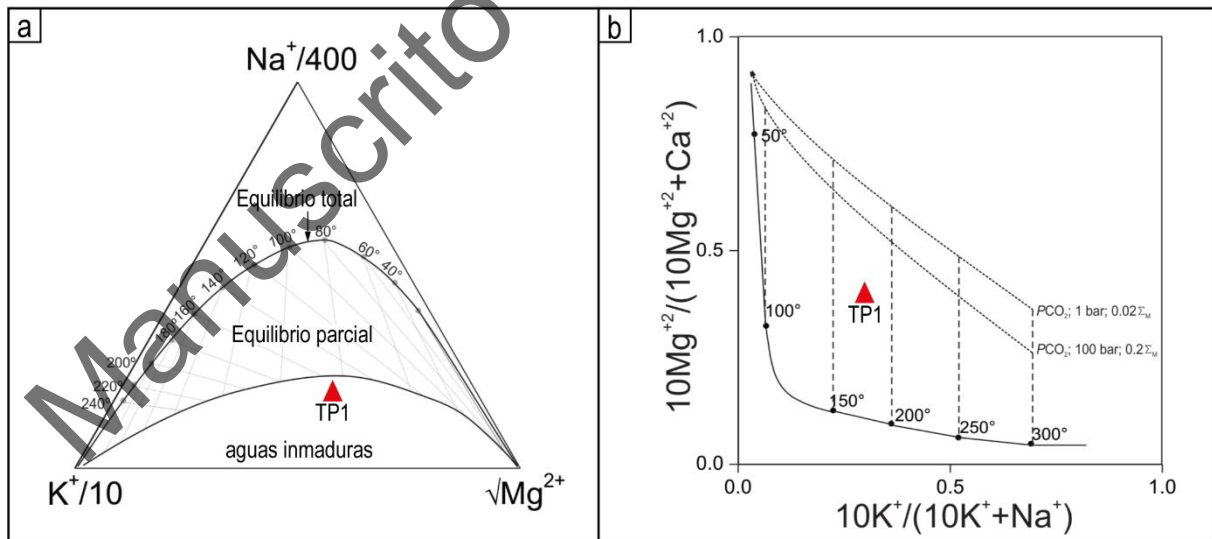


Fig. 10. (a) Diagrama triangular $\text{Na}/400\text{-K}/100\text{-}\sqrt{\text{Mg}}$ (Giggenbach 1988) para la muestra del manantial Tai Pichín (TP1), se indican las curvas de equilibrio total y equilibrio parcial. (b) Diagrama binario $10 \times \text{Mg}^{2+}/(10 \times \text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+})$ vs. $10 \times \text{K}^+/(10 \text{K}^+ + \text{Na}^+)$ (Giggenbach 1988).

Fig. 11:

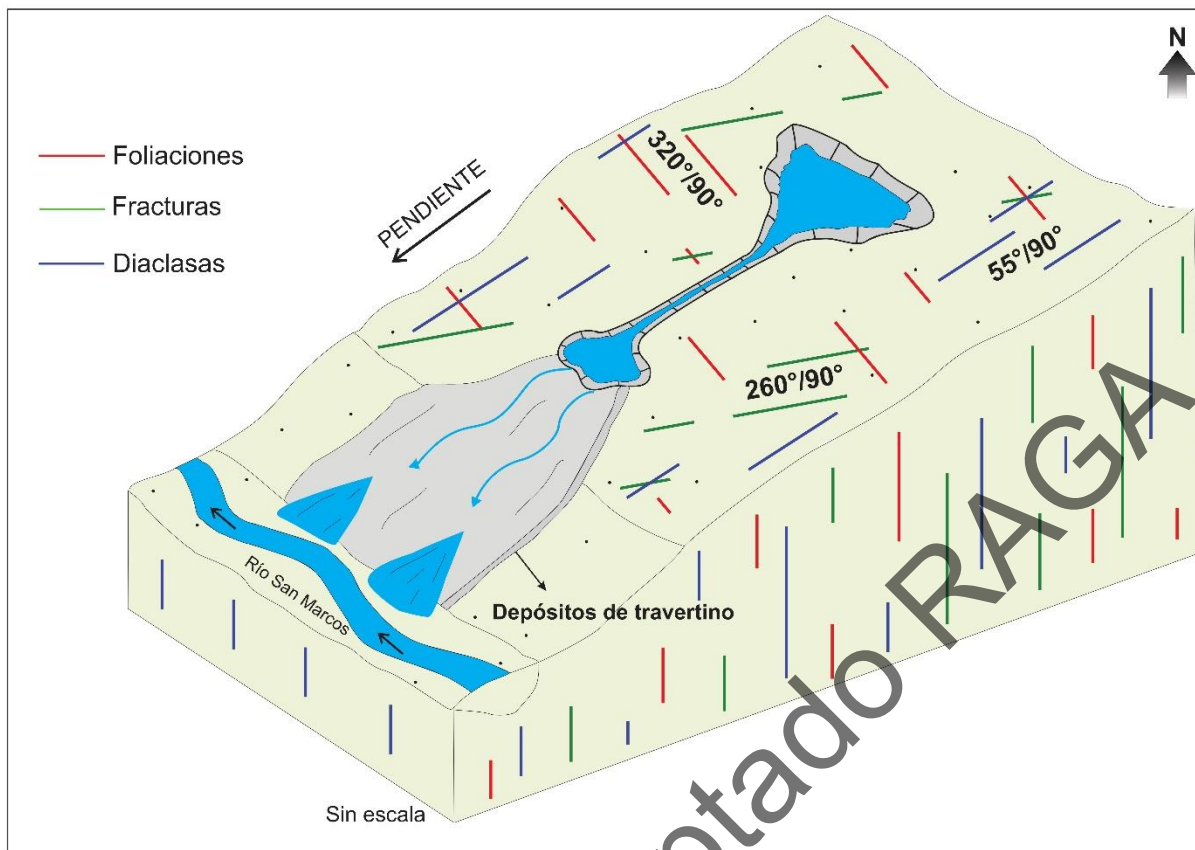


Fig. 11. Modelo esquemático de las estructuras reconocidas en el área del manantial

Fig. 12:

Manuscrito aceptado RAGA

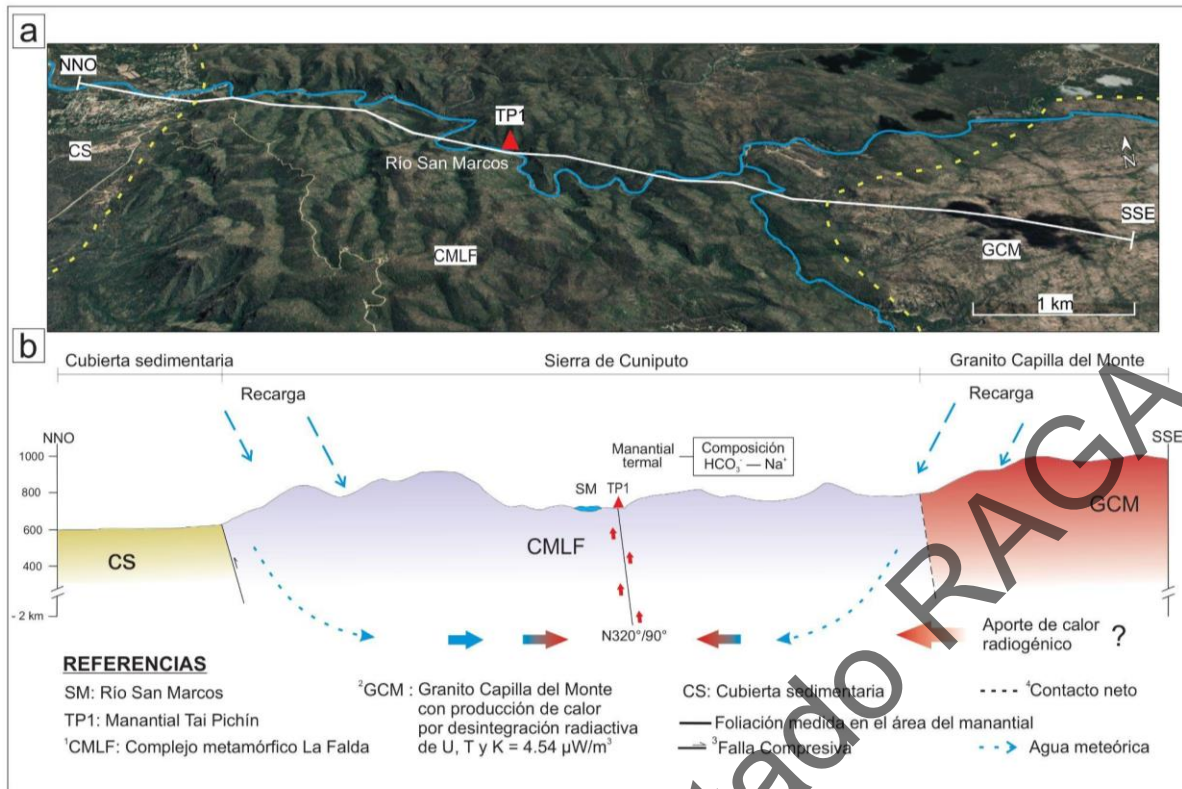


Fig. 12. Modelo conceptual preliminar para el sistema geotermal del área Tai Pichín. Referencias: ¹Lyons et al. (1997); ²Pleitavino et al. (2021); ³Massabie (2003) y ⁴Massabie (1982).

Leyendas de cuadros:

Cuadro 1: Determinaciones físico – químicas en las muestras de agua.

Temperatura de emisión (T) expresada en [°C], pH, conductividad eléctrica (CE) expresada en [$\mu\text{S}/\text{cm}$], sólidos totales disueltos (STD) expresados en [mg/L], alcalinidad total expresadas en [mg/L de CaCO_3], sílice expresada en [mg/L]. n.a.: no analizado.

Cuadro 2: Composición química de elementos mayoritarios e isótopos en las muestras de agua.

Concentración de solutos expresada en [mg/L], $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ expresados como (‰ vs. V-SMOW), n.d.: no determinado. n.a.: no analizado.

Cuadro 3: Concentración de elementos minoritarios y trazas y valores de la composición promedio de los ríos del mundo (Valores promedio en ríos del mundo; Gaillardet et al. 2003).

Concentración expresada en [$\mu\text{g}/\text{L}$].

Cuadro 4: Índices de saturación determinados con el *software* PHREEQC para las muestras de agua recolectadas.

Cuadro 5: Estimaciones geotermométricas

Manuscrito aceptado PAGA

Cuadros:

Cuadro 1: Determinaciones físico – químicas en las muestras de agua

ID	Tipo	Latitud	Longitud	T	pH	CE	Alc. Total	STD	SiO ₂
TP1	Manantial termal	30°47'51"S	64°36'9"O	21.8	6.15	7105	1170	3509	67
SM1	Agua superficial	30°47'53"S	64°36'6"O	21.74	8.75	998	195	499	34
SM2	Agua superficial	30°47'49"S	64°36'13"O	21.49	8.95	1007	177	504	n.a.
RS	Agua superficial	30°48'15"S	64°32'9"O	19.02	6.89	1236	270	647	38
EC	Agua superficial	30°52'13"S	64°32'51"O	17.54	8.31	1210	270	603	30

Temperatura de emisión (T) expresada en [°C], pH, conductividad eléctrica (CE) expresada en [μ S/cm], sólidos totales disueltos (STD) expresados en [mg/L], alcalinidad total expresadas en [mg/L de CaCO₃], sílice expresada en [mg/L], n.a.: no analizado.

Cuadro 2: Composición química de elementos mayoritarios e isótopos en las muestras de agua.

ID	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	PO ₄ ³⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Li ⁺	$\delta^{18}\text{O} - \text{H}_2\text{O}$	$\delta^2\text{H} - \text{H}_2\text{O}$
TP1	1401.3	4.03	369.98	13.06	10.37	114.9	n.d.	205.5	13.43	579.56	24.45	1.48	-6.09	-33.62
SM1	225.7	2.12	14.13	1.78	5.93	33.49	1.89	48.71	10.63	50.48	5.93	<0.001	-4.81	-25.54
SM2	198.9	2.13	14.48	1.81	5.82	33.68	1.85	0.29	24.75	51.26	9.2	<0.001	n.a.	n.a.
RS	323.7	3.56	6.55	2.37	3.85	36.58	n.d.	78.01	7.62	47.25	4.88	<0.001	-6.31	-33.11
EC	323.8	1.25	16.52	2.33	2.04	34.18	n.d.	56.93	14.3	69.58	7.15	<0.001	-6.02	-31.59

Concentración de solutos expresada en [mg/L], $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ expresados como (‰ vs. V-SMOW), n.d.: no determinado. n.a.: no analizado.

Cuadro 3: Concentración de elementos minoritarios y trazas y valores de la composición promedio de los ríos del mundo (Valores promedio en ríos del mundo; Gaillardet et al. 2003).

ID	Al	Sb	As	Ba	B	Be	Cd	Co	Zn	Cu	Cr	Fe	Mn	Mo	Ni	Pb	Se	V
TP1	16	<0.5	12	49	329	16	<0.4	<0.5	6.7	2.9	<0.25	4349	770	8.3	4.9	<0.16	2.7	0.59
SM1	6.3	<0.5	3.1	49	160	<0.5	<0.4	<0.5	5.1	1.9	<0.25	41	5.8	3.7	1	<0.16	<0.51	5.2
RS	4.5	<0.5	2.1	240	166	<0.5	<0.4	<0.5	7.8	4	0.25	28	58	4.5	1.2	<0.16	<0.51	10
EC	7.9	<0.5	2.8	34	220	<0.5	<0.4	<0.5	4.5	1.7	0.25	22	4.5	14	1	<0.16	<0.51	6.1
Valores globales promedio en los ríos del mundo	32	0.07	0.62	23	10.2	0.0089	0.08	0.148	0.6	1.48	0.7	66	34	0.42	0.801	0.079	0.07	0.71

Concentración expresada en [$\mu\text{g/L}$].

Cuadro 4: Índices de saturación determinados con el *software* PHREEQC para las muestras de agua recolectadas.

Muestra	CO ₂ (g)	Aragonita	Calcita	Dolomita
		CaCO ₃	CaCO ₃	CaMg (CO ₃) ₂
TP1	0.00	-0.21	-0.07	-0.99
SM1	-3.39	1.13	1.28	2.24
SM2	-3.65	-0.95	-0.81	0.66
RS	-1.35	-0.35	-0.2	-1.1
EC	-2.79	0.88	1.02	1.77

Cuadro 5: Estimaciones geotermométricas

ID	T _{Na/K} (Giggenbach 1988)	T _{K2/Mg} (Giggenbach 1988)	Cuarzo sin pérdida de vapor (Fournier 1973)	Cuarzo con pérdida de vapor (Fournier 1973)	Calcedonia (Fournier 1973)	α - Cristobalita (Fournier 1973)	Sílice amorfa (Fournier 1973)
TP1	172	84	116	115	87	65	-2

Manuscrito aceptado RAGFA